

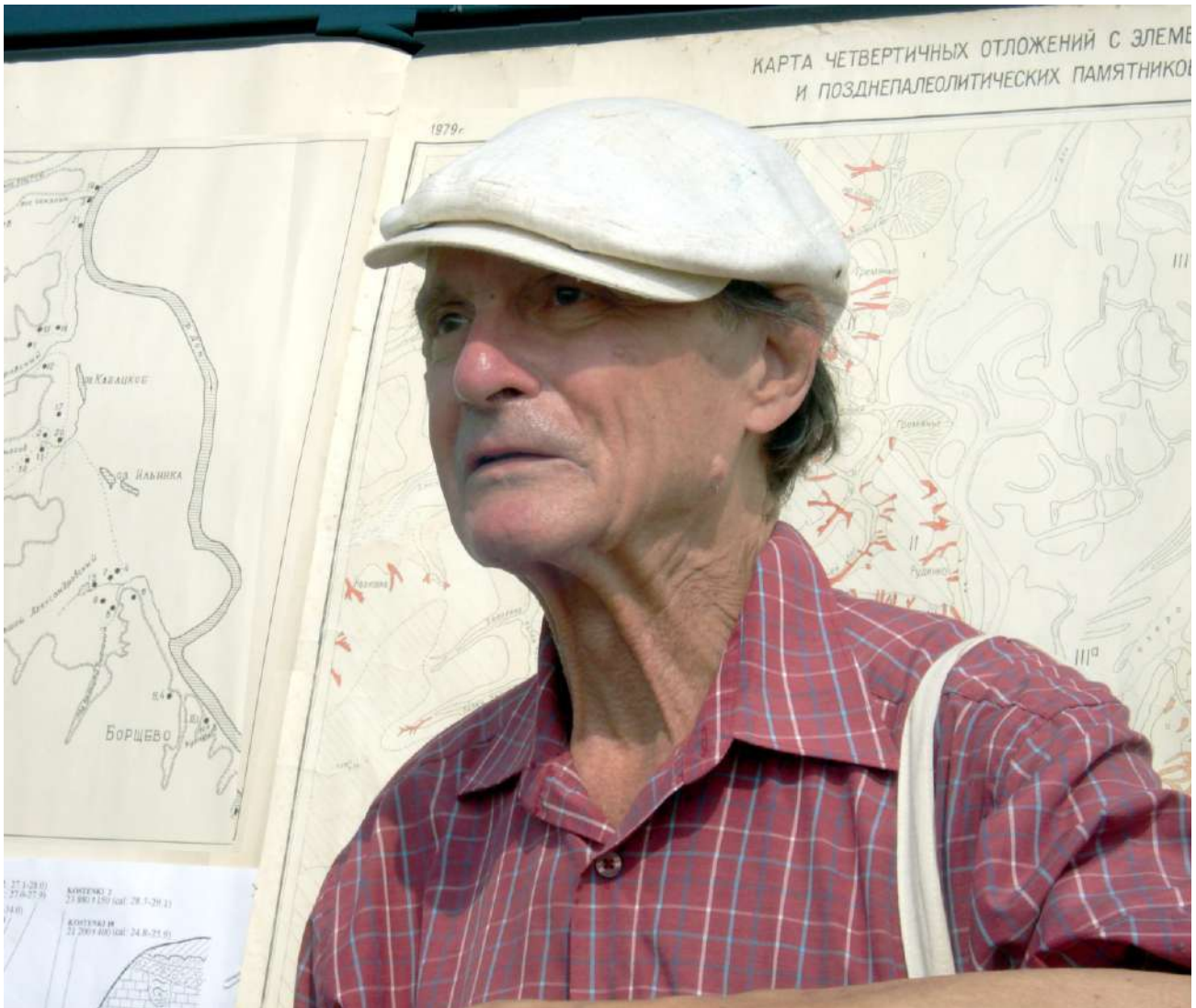
# ПУТИ ЭВОЛЮЦИОННОЙ ГЕОГРАФИИ

## Выпуск 2



Материалы II Всероссийской научной конференции,  
посвященной памяти профессора А.А. Величко

Москва  
22–25 ноября 2021 г.



Андрей Алексеевич Величко  
1931–2015

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

---

---

---

**ПУТИ ЭВОЛЮЦИОННОЙ ГЕОГРАФИИ**  
**Выпуск 2**

Материалы II Всероссийской научной конференции,  
посвященной памяти профессора А.А. Величко  
(Москва, 22–25 ноября 2021 г.)

---

---

---

Москва  
Институт географии РАН  
2021

УДК 551+902  
ББК 26+63.4

ISBN 978-5-89658-074-4

**Пути эволюционной географии. Выпуск 2:** Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22–25 ноября 2021 г.). – М.: Институт географии РАН, 2021. – 872 с.

Всероссийская научная конференция "Пути эволюционной географии" – вторая конференция в память о д.г.н., профессоре А.А. Величко – выдающемся российском географе, организаторе науки, ученом, внесшем огромный вклад в изучение палеогеографии четвертичного периода, создателе нового аспекта географического знания – эволюционной географии. В публикуемых материалах конференции освещаются четыре основные направления эволюционной географии, разработке которых А.А. Величко уделял особое внимание. 1. Актуальные проблемы палеогеографии. Рассматриваются разномасштабные изменения ландшафтов и климата Земли в четвертичном периоде, результаты последних исследований в различных регионах Северной Евразии – северных, северо-западных и центральных районах Русской равнины, Понто-Каспийском регионе, Западной и Восточной Сибири, в горах Южной Сибири, на Дальнем Востоке, в российской Арктике, а также проблемы формирования лёссово-почвенной формации и методы палеогеографических исследований. 2. Палеогеографическая основа современных ландшафтов (ретроспективный анализ как основа для оценки текущих и предстоящих изменений природной среды). Раздел содержит работы по изменениям климата, биоты, почвенного покрова и рельефа в позднем плейстоцене и голоцене, их связи со строением и динамикой современных ландшафтов, подходам к прогнозированию ландшафтно-климатических изменений на средне- и долгосрочную перспективу на базе палеогеографических аналогий. 3. Вопросы геоархеологии. Рассматривается природный фактор в развитии человеческого общества в плейстоцене и голоцене. Публикуются доклады, посвященные коэволюции природы и человеческого общества, этапам становления человечества в европейской части России и Сибири, а также в Юго-Восточной Азии, от раннего и среднего палеолита до средневековья; приводятся данные о механизмах адаптации человечества к изменениям природных условий, результаты изучения миграций древнего человека. 4. Геохронология и стратиграфия четвертичного периода – работы по применению методов датирования и расчленения разрезов рыхлых толщ в палеогеографических реконструкциях.

Сборник будет интересен специалистам в области четвертичной геологии и палеогеографии, палеоклиматологии, геоморфологии, археологии каменного века, а также студентам и аспирантам указанных специальностей.

Материалы публикуются с максимальным сохранением авторской редакции.

Редакционная коллегия:

д.г.н. А.В. Панин, д.г.н. О.К.Борисова, к.г.н. Е.А.Константинов, к.г.н. Е.И. Куренкова,  
к.г.н. С.Н. Тимирева, Ю.М. Кононов

Рецензенты:

чл.-корр. РАН, д.г.н. К.Н. Дьяконов, д.г.н. В.Н.Голосов

Утверждено к печати Ученым советом Института географии РАН

ISBN 978-5-89658-074-4

© Институт географии РАН, 2021

На обложке рисунок А.А. Величко "Акации у моря". На рисунке изображен обрыв с лёссовыми отложениями на берегу Азовского моря, предположительно – разрез Чумбур-Коса.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

---

---

---

**ROUTES OF EVOLUTIONARY GEOGRAPHY**  
**Issue 2**

**Proceedings of the 2nd Scientific Conference  
in Memory of Prof. A.A. Velichko  
(Moscow, November 22–25, 2021)**

---

---

---

Moscow  
Institute of Geography, RAS  
2021

UDK 551,8+902+903+574,9

ISBN 978-5-89658-074-4

**Routes of Evolutionary Geography. Issue 2:** Proceedings of the 2nd Scientific Conference in Memory of Professor A.A. Velichko (Moscow, November 22–25, 2021). – Moscow: Institute of Geography, RAS, 2016. 872 p. (in Russian).

The Scientific Conference "Routes of Evolutionary Geography" is the second one in memory of professor A.A. Velichko – an outstanding Russian geographer, organizer of science, a scientist who made a huge contribution to the study of paleogeography of the Quaternary, the creator of a new aspect of geographical knowledge – evolutionary geography. The published materials of the conference highlight four main directions of evolutionary geography, the development of which A.A. Velichko paid special attention to. (1) Actual problems of paleogeography. Various-scale changes in the landscapes and climate of the Earth in the Quaternary are considered, the results of recent studies in various regions of Northern Eurasia – the northern, northwestern and central regions of the Russian Plain, the Ponto-Caspian region, Western and Eastern Siberia, in the mountains of Southern Siberia, in the Russian Far East, Arctic, as well as the problems of the loess-soil formation and methods of paleogeographic research. (2) Paleogeographic basis of modern landscapes (retrospective analysis as a basis for assessing current and future changes in the natural environment). The section contains works on changes in climate, biota, soil cover and relief in the Late Pleistocene and Holocene, their relationship with the structure and dynamics of modern landscapes, approaches to forecasting landscape and climatic changes in the medium and long term perspectives based on paleogeographic analogies. (3) Issues of geoarcheology. The natural factor in the development of human society in the Pleistocene and Holocene is considered. Data are published on the co-evolution of nature and human society, the stages of the formation of mankind in the European part of Russia and Siberia, as well as in Southeast Asia, from the Early and Middle Paleolithic to the Middle Ages; provides data on the mechanisms of human adaptation to changes in natural conditions, the results of the study of migrations of ancient people. (4) Geochronology and stratigraphy of the Quaternary period – works on the application of methods of dating and dissection of sections of unconsolidated strata in paleogeographic reconstructions.

The volume will be interesting to the specialists in Quaternary geology and palaeogeography, palaeoclimatology, geomorphology, Stone Age archaeology, as well as to undergraduate and PhD students of the above disciplines.

All submitted manuscripts are reproduced as much as possible in their original form after proofreading and fact checking.

Editorial Team:

A.V. Panin, O.K. Borisova, E.A. Konstantinov, E.I. Kurenkova, S.N. Timireva, Yu.M. Kononov

Reviewers:

K.N. D'yakonov, V.N. Golosov

ISBN 978-5-89658-074-4

© Institute of Geography, RAS, 2021

On the cover is the drawing by A.A. Velichko "Acacia by the Sea". The figure shows a cliff with loess deposits on the coast of the Sea of Azov, presumably – the Chumbur-Kosa section.

**ПРЕМИЯ ИМЕНИ А.А. ВЕЛИЧКО**

В целях поощрения фундаментальных исследований в области изучения истории природной среды, реконструкции динамики ландшафтов и климата четвертичного периода, в мае 2021 г. Институтом географии РАН учреждена *ПРЕМИЯ ИМЕНИ ВЫДАЮЩЕГОСЯ УЧЕНОГО-ГЕОГРАФА ПРОФЕССОРА АНДРЕЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ВЕЛИЧКО*. Премия будет присуждаться Ученым советом ИГ РАН один раз в пять лет, начиная с 2021 г. – года 90-летия А.А. Величко. Премия имеет две номинации.

*НОМИНАЦИЯ ЗА КРУПНЫЕ ДОСТИЖЕНИЯ В ИЗУЧЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ* присуждается состоявшемуся исследователю, чьи работы внесли существенный вклад в научную картину мира в области палеогеографии, эволюционной географии, палеоклиматологии, палеогидрологии, палеогляциологии, палеопочвоведении, палеогеоморфологии, палеобиогеографии и геохронологии четвертичного периода. Работы должны быть опубликованы на русском и/или английском языках.

*НОМИНАЦИЯ ЗА ВЫДАЮЩУЮСЯ РАБОТУ МОЛОДОГО ИССЛЕДОВАТЕЛЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ* присуждается исследователю, не достигшему возраста 39 лет (на момент публикации исследования) за научную публикацию (статью, серию статей в рецензируемых научных журналах, монографию, диссертационное исследование), вышедшую в 5-летний период, предшествующий присуждению премии, и вносящую существенный вклад в развитие научных знаний, отличающуюся оригинальностью и новизной в постановке и решении научных задач.

Победители конкурса 2021 г. на соискание премии имени А.А. Величко утверждены Ученым советом ИГ РАН 19 октября 2021 г.

В *НОМИНАЦИИ ЗА КРУПНЫЕ ДОСТИЖЕНИЯ В ИЗУЧЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ* конкурировало 5 заявок. Лауреатами признаны (в алфавитном порядке):

**1. Валерий Иванович Астахов**, д.г.-м.н., профессор Института наук о Земле СПбГУ, вед.н.с. ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), крупный исследователь четвертичной геологии Русского Севера, внесший фундаментальный вклад в понимание ледниковой истории севера Евразии и генезиса ряда проблематичных толщ четвертичных отложений.

**2. Андрей Александрович Синицын**, к.и.н., с.н.с. отдела палеолита Института истории материальной культуры РАН (Санкт-Петербург), посвятивший более полувека исследованию Костенковской группы верхнепалеолитических стоянок, в том числе геохронологическим и палеогеографическим реконструкциям в контексте проблемы распространения первых *Homo sapiens* на территории Евразии.

**3. Александр Адамович Свиточ**, д.г.н., гл.н.с. лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ (Москва), один из ведущих палеогеографов России, выполнивший классические работы по комплексному изучению опорных разрезов, корреляции морских и континентальных событий, палеогеографии Понто-Каспия.

В *НОМИНАЦИИ ЗА ВЫДАЮЩУЮСЯ РАБОТУ МОЛОДОГО ИССЛЕДОВАТЕЛЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ* было выдвинуто 3 кандидата. Лауреатами стали:

**1. Алиса Владиславовна Баранская**, к.г.н., вед.н.с. лаборатории геоэкологии Севера географического факультет МГУ (Москва), за серию работ по истории изменения уровня морей Арктики и динамике арктических побережий.

**2. Виктор Александрович Голубцов**, к.г.н., н.с. лаборатории геохимии ландшафтов и географии почв Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (Иркутск) за серию работ по позднеплейстоценовой и голоценовой истории почвенного покрова Байкальского региона.



Вручение премии состоялось 22 ноября 2021 г. на пленарном заседании Второй Всероссийской конференции "Пути эволюционной географии". Лауреаты награждены почетными дипломами и медалями. Денежный эквивалент премии 2021 г. составил 50 тыс. руб. для первой и 30 тыс. руб. для второй номинации. Лауреаты премии сделали приглашенные доклады на пленарной сессии конференции. Ниже характеризуются основные научные достижения лауреатов, послужившие основанием для присуждения премии.



**В.И. Астахов** более 50 лет работает над проблемами четвертичной геологии арктических регионов России. Труды В.И. Астахова сыграли значимую роль в установлении ледниковой природы мощной толщи маловалунных диамиктонов с рассеянными раковинами арктических моллюсков на севере Европейской части России и Сибири (Астахов, 1981), которые ранее относили к морским и ледово-морским образованиям.

В 1970-е гг. В.И. Астахов, опираясь на материалы дистанционного зондирования и геологические данные, научно обосновал распространение плейстоценового покровного ледника с Карского шельфа на юг, в арктическую часть Западной Сибири и вверх по уклону местности на возвышенности Средней Сибири и Урала (Астахов, 1974, 1976, 1977, 1979; Астахов, Файнер 1975; Astakhov et al. 1999). Это кардинально изменило прежние представления о геологическом развитии региона, которые предполагали движение ледниковых масс с гор, окружающих Западную Сибирь, к центру низменности.

Новая концепция развивалась, и труды В.И. Астахова продолжали играть здесь ключевую роль. Были представлены доказательства существования гигантских подпрудных озерно-ледниковых водоемов на севере Западной Сибири в позднем плейстоцене (Astakhov, 2004, 2006), возникновение которых предполагало иное положение границ сибирских ледников. В работах В.И. Астахова особенно тщательно рассмотрены ключевые признаки покровных ледников Русской Арктики – гляциодинамические явления, погребенные пластовые льды и ледниковые формы рельефа (Astakhov & Isayeva 1988; Astakhov et al. 1996; Astakhov, 1999). Занимаясь изучением четвертичной истории Крайнего Севера, В. И. Астахов уделил значительное внимание проблемам развития многолетнемерзлых пород в их связи с древним оледенением (Astakhov et al., 1996; Астахов, 1998, 2004).

Одним из ключевых результатов научно-исследовательской деятельности В.И. Астахова является доказательство того, что в полярных областях России ледниковые покровы достигали своих максимальных размеров в первой половине позднего плейстоцена (Astakhov, 1998), а не в последний ледниковый максимум, как это предполагалось ранее. Во второй половине позднего плейстоцена в Арктике, свободной от покровных ледников, образовались мощные субаральные толщи песков и лессовидных алевроитов, которые



плащеобразно залегают на арктических равнинах, изучению которых В.И. Астахов также уделял в своих работах особое внимание (Astakhov, 2014).

В.И. Астахов внес значительный вклад в совершенствование стратиграфической схемы плейстоцена Сибири. Им было предложено решение небезызвестной проблемы казанцевского и каргинского горизонтов, заявлены новые стратотипы и региональные подразделения для второй половины верхнего плейстоцена (Астахов, 2006; Астахов, Назаров, 2010; Astakhov, 2013).

В.И. Астахов автор более 270 публикаций на русском и английском языках. Среди них можно особенно выделить две работы, вышедшие в свет в прошлом году:

1. Astakhov V.I. The Northern Pleistocene of Russia. Newcastle upon Tyne, Cambridge Scholars Publishing, 2020. – 583 p.

2. Астахов В.И. Четвертичная геология суши: учебное пособие. – СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2020. – 440 с.

В первой книге собрано двадцать шесть ключевых работ В.И. Астахова о четвертичной геологии севера России. Опираясь на обширный фактический материал, в книге представлены основные идеи о происхождении четвертичных образований, стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Российской Арктики. Многие из этих идей, такие как генезис диамиктов арктических равнин, центр оледенения на шельфе и древний возраст последнего оледенения, задали новый вектор изучения четвертичной геологии Арктики.

Вторая книга, является единственным отечественным учебником, где на современном уровне рассказано об основном объекте четвертичной геологии – континентальных образованиях и их генетических типах. В учебнике сделан уникальный обзор последних историко-геологических результатов изучения квартера суши Западной Европы, Северной Америки и России, с обширным использованием материалов собственных исследований Русского Севера.

(По материалам представления о выдвижении на премию, подписанного генеральным директором ВСЕГЕИ О.В. Петровым)



**А.А. Синицын** на протяжении пятидесяти лет ведет активную исследовательскую работу на территории Костенковско-Борщевского палеолитического микрорегиона. Помимо сугубо археологических задач, на костенковских стоянках и материалах в тесном сотрудничестве со специалистами различных направлений, решаются вопросы широкого естественнонаучного профиля, способствующие построению геохронологических схем, палеогеографических и геоморфологических реконструкций, тесно связанных с проблематикой распространения первых *Homo sapiens* на территории Евразии. Благодаря многолетним исследованиям А.А. Синицына на стоянке Костенки 14 (Маркина гора), этот

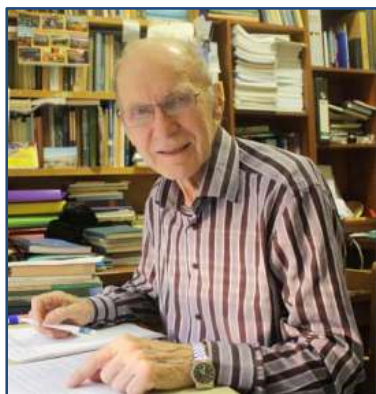
разрез стал ключевым для понимания динамики развития ландшафтно-климатической истории центра Русской равнины в период 45-20 тыс. л.н., что внесло существенный вклад в изучение четвертичного периода центра Русской равнины и Европы в целом. Работы по комплексному исследованию памятников велись в постоянном контакте с А.А. Величко, что нашло отражение в серии совместных статей. Результаты работы А.А. Синицына отражены в многочисленных публикациях (более двухсот), среди которых следует отметить:

1. Pyle D.M., Ricketts G.D., Margari V., van Andel T.H., Sinitsyn A.A., Praslov N.D., Lisitsyn S.N. 2006. Wide dispersal and deposition of distal tephra during the Pleistocene 'Campanian Ignimbrite/Y5' eruption, Italy // Quaternary Science Reviews, 25. P. 2713-2728.

2. Giaccio B., Isaia R., Fedele F.G., Di Canzio E., Hoffecker J., Ronchitelli A., Sinitsyn A.A., Anikovich M.V., Lisitsyn S.N., Popov V.V. 2008. The Campanian ignimbrite and Codola tephra layers: two temporal/stratigraphic markers for the Early Upper Paleolithic in southern Italy and Eastern Europe // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177. P. 208-226.

3. Величко А.А., Писарева В.В., Седов С.Н., Сеницын А.А., Тимирева С.Н. 2009. Палеогеография стоянки Костенки 14 (Маркина гора) // Археология этнография и антропология Евразии. № 4 (40). Новосибирск, с. 35-50.
4. Сеницын А.А., Праслов Н.Д., Свеженцев Ю.С., Сулержицкий Л.Д. 1997. Радиоуглеродная хронология верхнего палеолита Восточной Европы // Радиоуглеродная хронология палеолита Восточной Европы и Северной Азии Проблемы и перспективы /ред. А.А. Сеницын, Н.Д. Праслов/ СПб. С. 21-66.
5. Holliday V.T., Hoffecker J.F., Goldberg P., Macphail R.I., Forman S.L., Anikovich M.V., Sinitsyn A.A. 2007. Geoarchaeology of the Kostenki-Borshchevo sites, Don river valley, Russia // Geoarchaeology: An International Journal, Vol. 22, No. 2. P. 181-228.
6. Douka K., Higham T., Sinitsyn A. 2010. The influence of pretreatment chemistry on the radiocarbon dating of Campanian ignimbrite-aged charcoal from Kostenki 14 (Russia) // Quaternary Research, 73. P. 583-587.
7. Седов С.Н., Хохлова О.С., Сеницын А.А., Коркка М.А., Русаков А.В., Ортега Б., Соллейро Э. Розанова М.С., Кузнецова А.М., Каздым А.А. 2010. Позднеплейстоценовые палеопочвенные серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костенки 14) // Почвоведение, № 8. С. 938-955.
8. Sinitsyn A.A. 2003. A Palaeolithic 'Pompeii' at Kostenki, Russia // Antiquity. Vol. 77, No. 295. P. 9-14.
9. Sinitsyn A.A., Hoffecker J.F. 2006. Radiocarbon dating and chronology of the Early Upper Paleolithic at Kostenki // Quaternary International, vols. 152 & 153, P. 164-174.
10. Sinitsyn A.A. 1996. Kostenki 14 (Markina gora): data, problems, and perspectives // Préhistoire Européenne, vol. 9. Liege, P. 273-313.
11. Dinnis R., Bessudnov A.A., Reynolds N., Khlopachev G.A., Sablin M., Sinitsyn A., Higham T., Douka K. 2021. The tempo of cultural change in the Kostenki Upper Paleolithic: further insights // Radiocarbon. 2021. Vol. 63, Is. 3.
12. Dinnis R., Bessudnov A., Reynolds N., Deviése T., Pate A., Sablin M., Sinitsyn A., Higham T. 2019. New Data for Early Upper Palaeolithic of Kostenki (Russia) // Journal of Human Evolution. Vol. 127. P. 21-40.
13. Сеницын А.А. 2015. Костенки 14 (Маркина гора) — опорная колонка культурных и геологических отложений палеолита Восточной Европы для периода 27-42 тыс. лет (GS-11 – CI-3) // Древние культуры Восточной Европы: эталонные памятники и опорные комплексы в контексте современных археологических исследований (Замятнинский сборник. Вып. 4). СПб: МАЭ РАН. С. 40-59.

*(По материалам представления, подписанного и.о. директора ИИМК РАН, д.и.н. А.В. Поляковым)*



**А.А. Свиточ** – один из ведущих палеогеографов России. С 1969 г. его научная жизнь связана с географическим факультетом МГУ и лабораторией новейших отложений и палеогеографии плейстоцена. Здесь, в творческом коллективе специалистов, он реализовал идеи академика К.К. Маркова о комплексном (сопряженном) изучении опорных разрезов плейстоцена, основная цель которых – достоверные реконструкции и корреляция важнейших палеогеографических событий на региональном, межрегиональном и глобальном уровнях. Как руководитель или участник работ, А.А. Свиточ выполнил масштабные комплексные исследования опорных разрезов Мамонтовой горы, Алтая, Западной Камчатки, Чукотки, Сахалина и Прикаспия – по каждому из них издана монография. Материалы исследований обобщены им в монографии "Палеогеография плейстоцена" (1987). По инициативе и под руководством А.А. Свиточа выполнены фундаментальные исследования по глобальной корреляции палеогеографических событий в системе континент-шельф-океан. Им представлен сравнительный анализ развития

побережий России в плейстоцене (Свиточ, 2003); реконструирована эволюция природной среды Каспийского и Черноморского регионов (Свиточ, 2014; Свиточ, 2012).

Важное место в исследованиях А.А. Свиточа занимают теоретические вопросы палеогеографии плейстоцена. Им дано определение этой науке, рассмотрены ее задачи, методология и методы; дана систематизация палеогеографических событий и поставлена проблема палеогеографических шкал плейстоцена, введено новое понятие "полихронность" с его обоснованием; рассмотрена специфика четвертичного литогенеза и неполнота геологической летописи. А.А. Свиточ стал автором университетского учебника (Свиточ и др., 2005).

За свою пятидесятилетнюю научную деятельность на факультете А.А. Свиточ опубликовал около 600 работ, из них 45 монографий и 300 статей в ведущих российских и международных журналах. Все они посвящены эволюции природной среды в плейстоцене и голоцене.

Основные монографии:

1. Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во Московского университета, 2014. 272 с.
2. Свиточ А.А. Общая палеогеография, история внутриконтинентальных морей юга России и сопредельных территорий. М.: Изд-во Россельхозакадемии, 2012. 606 с.
3. Свиточ А.А., Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Палеогеография. М.: Академия, 2005. 536 с.
4. Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. М.: ГЕОС, 2003. 352 с.
5. Свиточ А.А. Четвертичная геология. Палеогеография. Морской плейстоцен. Соляная тектоника. М.: Изд-во Россельхозакадемии, 2002. 647 с.
6. Свиточ А.А. и др. Шоколадные глины Северного Прикаспия. М.: Географический факультет МГУ, 2017. 140 с.
7. Свиточ А.А. и др. Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития). М.: Географический ф-т МГУ, 2010. 136 с.
8. Свиточ А.А., Клювиткина Т.С. Бэровские бугры Нижнего Поволжья. М.: Изд-во Россельхозакадемии, 2006. 154 с.

*(По материалам представления о выдвижении на премию, подписанного деканом географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, чл.-корр. РАН С.А. Добролюбовым)*



**А.В. Баранская** занимается изучением колебаний уровня моря и динамики берегов Российской Арктики с 2007 года. На основании материалов собственных полевых работ на побережьях Белого, Баренцева, Карского морей и моря Лаптевых в 2015 году она защитила диссертацию на соискание ученой степени кандидата географических наук на тему "Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики" (специальность 25.00.25 – геоморфология и эволюционная география); после приведения материалов к международным стандартам в рамках общемирового проекта HOLSEA была

опубликована статья в журнале Quaternary Science Reviews (Q1). Составленная А.В. Баранской база данных "Изменения уровня морей Российской Арктики в послеледниковое время" зарегистрирована в Роспатенте в качестве РИД. Кроме того, она ведет системные исследования в области четвертичной геологии, геоморфологии и палеогеографии полуостровов Ямал и Гыдан, побережья Печорской губы Баренцева моря.

А.В. Баранская стажировалась в ведущих университетах и научных организациях Германии и Сингапура, неоднократно являлась руководителем проектов РФФИ и РФФ, участвовала в крупных международных проектах, в изысканиях под строительство различных сооружений в береговой зоне, занималась организацией морских и береговых экспедициях в различные районы Российской Арктики. Является членом семи российских и

международных научных сообществ (PALSEA, HoISEA, APECS, PYRN, EGU, Ассоциация геоморфологов России, Рабочей группы "Морские берега" при СОФАГ ОНЗ РАН). Член Русского географического общества с 2015 г.

На премию представляется серия статей, вносящая существенный вклад в развитие научных знаний в области палеогеографии, геоморфологии, эволюционной географии, стратиграфии и геохронологии четвертичного периода Северной Евразии:

1. Baranskaya A., Novikova A., Shabanova N., Belova N., Maznev S., Ogorodov S. and Jones B.M. The Role of Thermal Denudation in Erosion of Ice-Rich Permafrost Coasts in an Enclosed Bay (Gulf of Kruzenstern, Western Yamal, Russia) // *Frontiers in Earth Science*, 2021, 8:566227. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.566227>

2. Baranskaya, A., Novikova, A., Shabanova, N., Romanenko, F., and Ogorodov, S. Late quaternary and modern evolution of permafrost coasts at Belyi Island, Kara Sea // *Journal of Coastal Research*, 2020. Special Issue No. 95, pp. 356–361. <https://doi.org/10.2112/SI95-069.1>

3. Ogorodov, S., Aleksyutina, D., Baranskaya, A., Shabanova, N., and Shilova, O. Coastal erosion of the Russian Arctic: An overview // *Journal of Coastal Research*, 2020, Special Issue No. 95, pp. 599-604. <https://doi.org/10.2112/SI95-117.1>

4. Novikova, A., Belova, N., Baranskaya, A., Aleksyutina, D., Maslakov, A., Zelenin, E., Shabanova, N., Ogorodov, S. Dynamics of permafrost coasts of Baydaratskaya Bay (Kara Sea) based on multi-temporal remote sensing data, *Remote Sensing*, Volume 10, Issue 9, September 2018, 1481: <https://doi.org/10.3390/rs10091481>

5. Baranskaya A.V., Khan N.S., Romanenko F.A., Roy K., Peltier W.R., Horton B.P. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast. *Quaternary Science Reviews*, 2018, vol. 199, pp. 188–205. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033>

6. Баранская, А.В., Романенко, Ф.А., Арсланов, Х.А., Петров, А.Ю., Максимов, Ф.Е., Пушина, З.В., Тихонов, А.Н., Демидов, Н.Э. Верхнечетвертичные отложения Гыдана и арктических островов: реконструкция относительного уровня Карского моря в связи с вертикальными движениями земной коры за последние 50 тысяч лет // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*, 2018, № 6, С. 56–71.

7. Баранская А.В., Романенко Ф.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Старикова А.А., Пушина З.В. Стратиграфия, возраст и условия формирования многолетнемерзлых отложений острова Белый // *Криосфера Земли*. 2018, Т. 22, № 2, С. 3–15. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2\(3-15\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(3-15))

*(По материалам представления о выдвижении на премию, подписанного заведующим НИЛ геэкологии Севера географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, профессором РАН С.А. Огородовым)*



**В.А. Голубцов**, кандидат географических наук (25.00.25 – Геоморфология и эволюционная география), с 2012 года проводит на территории Байкальского региона и сопредельных территориях исследования, основной целью которых является реконструкция особенностей эволюции и динамики почв и их связи с ландшафтно-климатическими изменениями позднего неоплейстоцена и голоцена. Полученные результаты группируются в рамках двух взаимосвязанных направлений.

1. *Выявление хронологии и специфики этапов почвообразования в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах Байкальского региона.* Исследуются стратифицированные толщи, состоящие из серий погребенных почв, перекрытых слоями рыхлых отложений различного генезиса (почвенно-седиментационные серии). Выявлена цикличность педогенеза и эрозионно-аккумулятивных процессов в верхних, средних (Голубцов и др., 2017) и нижних (Ryzhov and Golubtsov, 2017; Ryzhov et al., 2021) звеньях флювиальной сети Западного Забайкалья за последние 15 тыс. лет. Оценено влияние интенсивности седиментации на формирование

почвенного профиля. На основании применения как классических методов почвенно-геоморфологических исследований, так и методов геохимии стабильных изотопов (Golubtsov, Ryzhov, 2017) установлена специфика фаз почвообразования и осадконакопления, основной причиной смен которых стала динамика влагообеспеченности на исследуемой территории в течение позднеледниковья и голоцена. Выявлена полихронность в развитии экзогенных процессов и почвообразования, связанная с ландшафтно-климатической неоднородностью Западного Забайкалья (Голубцов и др., 2017). Проведена корреляция полученных результатов с хронологией развития эоловых процессов в лесостепных ландшафтах Верхнего Приангарья (Golubtsov et al., 2020) и сопредельных территорий, позволившая дополнить картину ландшафтно-климатических изменений Байкальского региона.

Полученные данные вносят вклад в имеющиеся представления об особенностях эволюции природной среды региона исследования, довольно слабо изученного в отношении развития субэразового осадконакопления и почвообразования на протяжении позднего неоплейстоцена и голоцена. Полученные результаты в существенной мере обогащают наши знания о пространственно-временных закономерностях педо- и седиментогенеза в исследуемом регионе.

Основные публикации по направлению:

1. Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. Иркутск: Издательство Института географии СО РАН, 2017. 139 с.

2. Голубцов В.А., Рыжов Ю.В. Реконструкция ландшафтно-климатических изменений позднеледниковья и голоцена в центральной части Селенгинского среднегорья на основании данных изотопного состава органического вещества // Почвоведение. 2017. № 2. С. 195-204.

3. Рыжов Ю.В., Голубцов В.А. Экзогенные процессы и почвообразование в малом речном бассейне Западного Забайкалья во второй половине голоцена // География и природные ресурсы. 2017. № 3. С. 87-96.

4. Голубцов В.А., Опекунова М.Ю., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю. Эоловые процессы в лесостепных ландшафтах Верхнего Приангарья в голоцене // География и природные ресурсы. 2020. № 4. С. 142-151.

5. Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Опекунова М.Ю. Формирование террас реки Тарбагатайки (Западное Забайкалье) в позднеледниковье и голоцене // География и природные ресурсы. 2021. № 2. С. 132-140.

2. *Изучение хронологии и направленности эволюционных и динамических изменений полноразвитых почв и их отдельных компонентов в элювиальных и трансэлювиальных ландшафтах Байкальского региона.* В исследованиях применялся широкий круг морфологических, минералогических и изотопно-геохимических методов, что позволило впервые для региона определить основные характеристики карбонатного профиля почв и на основе обширного фактического материала подтвердить сделанное предшественниками предположение о важной роли литологического фактора в его формировании. При этом большинство исследуемых форм карбонатных новообразований имеют педогенное происхождение благодаря длительному педогенезу, непосредственному участию корневой системы растений в формировании новообразований, а также преимущественно пылевой размерности зерен первичных карбонатов. Выявлено, что карбонатный профиль почв региона характеризуется относительной древностью и консервативностью и не испытывает заметных перестроек при современных климатических условиях. Определены основные механизмы формирования карбонатов в почвах. Получены первые данные о возрасте карбонатных новообразований, проведена реконструкция условий их формирования. Палеоэкологические условия, реконструируемые для выявленных стадий формирования новообразований вторичных карбонатов, коррелируют с общим ходом климатических изменений в регионе и на прилегающих территориях в позднем неоплейстоцене и голоцене,

отражая влияние колебаний тепло- и влагообеспеченности на динамику процессов почвообразования.

Полученные данные восполняют пробел в наших знаниях о составе, строении, свойствах, хронологии формирования карбонатных новообразований, динамике карбонатов в почвах Прибайкалья и Забайкалья и эволюции их карбонатного профиля. Актуальность подобных данных высока в связи с тем, что педогенные карбонаты являются основным резервуаром почвенного неорганического углерода, который играет значимую роль в углеродном обмене между почвой и атмосферой и оказывает влияние на глобальные климатические процессы. В.А. Голубцовым выдвинут ряд гипотез о происхождении исследованных признаков почв и эволюции почв в голоцене и позднем неоплейстоцене. Результаты исследований по данному направлению вносят вклад в решение вопросов, касающихся генезиса, эволюции и классификации почв, формирующихся в резко-континентальных условиях Байкальского региона и смежных территорий. Они могут быть использованы в палеогеографических реконструкциях и служить в качестве самостоятельного архива палеогеографической информации, дополнять данные смежных наук, что важно для повышения достоверности сценариев развития природной среды.

Основные публикации по направлению:

1. Голубцов В.А., Хохлова О.С., Черкашина А.А. Карбонатные ризолиты в дюнных песках долины реки Белой (Верхнее Приангарье) // Почвоведение. 2019. № 1. С. 97-108.

2. Голубцов В.А., Черкашина А.А., Снытко В.А. Первые данные о возрасте и условиях формирования карбонатных новообразований в позднеплейстоценовых и голоценовых почвах Верхнего Приангарья // Доклады Академии наук. 2019. Т. 486. № 6. С. 727-732.

3. Голубцов В.А., Черкашина А.А., Хохлова О.С. Карбонатный профиль почв Байкальского региона: строение, возраст и условия формирования // Почвоведение. 2019. № 12. С. 1471-1491.

4. Голубцов В.А., Черкашина А.А., Тухта С.А., Кузьмин М.И., Сизов А.В. Отражение климатических колебаний позднего неоплейстоцена и голоцена в почвах Верхнего Приангарья // Геология и геофизика. 2020. т. 61. № 7. С. 908-929.

5. Golubtsov V., Bronnikova M., Khokhlova O., Cherkashina A., Turchinskaja S. Morphological and isotopic study of pedogenic carbonate coatings from steppe and forest-steppe areas of Baikal region, South-Eastern Siberia // Catena. 2021. Vol. 196. 104817.

*(По материалам представления о выдвижении на премию, подписанного заведующим отделом географии и эволюции почв ИГ РАН, д.г.н. С.В. Горячкиным)*

---



---

**АНДРЕЙ АЛЕКСЕЕВИЧ ВЕЛИЧКО:  
ЭПИЗОДЫ ДРУЖЕСКОГО СОТРУДНИЧЕСТВА**

**В.П. Чичагов**

Институт географии РАН, Москва, Россия  
chichagov@mail.ru

**ANDREY ALEKSEEVICH VELICHKO:  
EPISODES OF FRIENDLY COOPERATION**

**V.P. Chichagov**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Спокойное, серьезное и привлекательное лицо Андрея Алексеевича Величко занимает первое место в юбилейном труде "Век географии", посвященном 100-летию Института географии АН СССР/РАН (ИГАН-ИГРАН). Изображение помещено перед портретами академиков Л.С. Берга, А.А. Григорьева, И.П. Герасимова, К.К. Маркова, перед плеядой наиболее представительных отечественных географов прошлого Г.Д. Рихтера, Д.Л. Арманда, А.Н. Формозова, И.С. Щукина, Н.Н. Баранского и других.

Профессор, академик РАН А.А. Величко несомненно заслуживает это как крупный, очень продуктивный и яркий современный ученый, полностью преданный и отдавший жизнь нашей науке – географии, талантливый организатор науки, страстный полевик и умелый воспитатель молодых ученых. Он всю свою жизнь посвятил палеогеографии, объединив своих сотрудников и тесно взаимодействовал с учеными из смежных институтов и других стран. У него был сильный характер, настойчивость в достижении поставленной цели, поразительная работоспособность и постоянная требовательность к себе и своим сотрудникам. А.А. Величко обладал сильным мужским характером и был одарен чрезвычайно талантливыми организационными способностями. Он был одним из крупнейших ученых-географов Российской академии наук и ИГ РАН, отличался поразительной продуктивностью. Научное наследие А.А. Величко огромно. Им опубликованы две известные читателю монографии по кандидатской и докторской диссертациям: "Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины" (1961) и "Природный процесс в плейстоцене" (1973); 6 коллективных монографий, 8 атласов-монографий и около 500 научных статей. Главной особенностью его научного творчества была подготовка и издание фундаментальных коллективных атласов-монографий. Это было новое слово в науке. Их разработка требовала большого напряжения сил авторов и реактора – А.А. Величко. По всем показателям – научным и организационным он был полностью сложившимся, настоящим российским академиком Научному сообществу А.А. Величко известен как крупный самобытный ученый и в меньшей мере как неординарный человек со своими привязанностями, увлеченностью живописью и музыкой, присущим ему юмором, яркими тостами на институтских праздниках. Он был хорошим отцом и очень любил своего сына Петра, заботился о нем всю свою жизнь. Был заботлив также и о "братьях наших меньших": долгие годы не расставался со своими любимыми собаками. Андрей был красивым и обаятельным человеком, нравился женщинам, любил и был любим.

С Андреем Алексеевичем меня связывали долгие годы – с 1956 г. до конца его жизни – совместной работы в ИГ РАН, тесное, дружеское общение на почве геоморфологии, а также на многочисленных заседаниях Ученого Совета ИГАН/ИГРАН, институтских праздниках и юбилеях, а однажды в зарубежной поездке. А.А. Величко справедливо считают палеогеографом, науки, которую он предложил называть эволюционной географией, но исходно он был и оставался всю жизнь геоморфологом высокого класса.

В 1954 г. он окончил Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова по кафедре геоморфологии, но судьбе было угодно отодвинуть геоморфологию на второй план, уступив

первое место палеогеографии. В годы учебы на него сильное влияние оказал крупнейший университетский палеогеограф профессор К.К. Марков, автор бессмертных трудов "Основные проблемы геоморфологии" и "Палеогеография". Тесное научное сотрудничество с ним продолжалось до конца дней профессора, ставшего в конце жизни академиком. В дипломе А.А. Величко значится его специальность: географ-геоморфолог. И поступив в ИГАН сразу же после окончания МГУ, он попадает в отдел геоморфологии, который занимал в те годы лидирующее положение в институте. Будучи аспирантом проф. К.К. Маркова, здесь наш герой начинает сотрудничать с крупнейшим академическим географом, почвоведом и геоморфологом, директором института академиком И.П. Герасимовым, попал под его влияние, но продолжал сотрудничать и с К.К. Марковым. Его руководители в 30-е годы прошлого столетия активно и плодотворно сотрудничали и создали блестящие совместные труды "Ледниковый период на территории СССР" и "Четвертичную геологию". Так что с А.А.Величко был единственный случай, когда только что поступивший на работу в ИГАН ученый был одновременно учеником их, обоих, очень крупных ученых. После одного из первых докладов А.А. Величко на заседании отдела геоморфологии ИГАН меня взял под руку зав. отделом Ю.А. Мещеряков, показал взглядом на докладчика и дружелюбно произнес: Ласковый теленок двух маток сосет.

Геоморфология в СССР во второй половине XX в. была на взлете. Не случайно, в 50-80-х годах прошлого века директорами институтов географии многих стран Европы руководили крупные геоморфологи: во Франции Ж. Дреш, в Болгарии Ж.С. Гылыбов, в Чехословакии Я.И. Демек, в Венгрии М. Печи, в Польше Ян и др. Особенно бурно развивалась динамическая геоморфология во Франции. Почти с каждым из пречисленных ученых А.А. Величко сотрудничал. В то время геоморфология как смежная, геолого-географическая наука развивалась бурно, она пользовалась популярностью как в географической, так и геологической аудитории. В те годы количество профессиональных геоморфологов в СССР превышало несколько тысяч.

В 1958 г. в новом здании МГУ была проведена Вторая Всесоюзная Геоморфологическая конференция, в том же году была создана Межведомственная Геоморфологическая Комиссия АН СССР, а в 1970 г. начал выходить академический журнал "Геоморфология" с большим тиражом около двух тысяч экземпляров. Перелистывая его старые страницы, вспоминаешь представительный, смешанный состав его редколлегии. В ней были геологи из ВСЕГЕИ (Ленинград), Министерства геологии СССР, географических и геологических институтов АН СССР, разных отраслевых институтов, геоморфологи ИГАН, географы-геоморфологи многих ВУЗов, прежде всего МГУ, геологи МГУ и многие, многие другие. Одновременно, под влиянием и помощи российских геоморфологов начала развиваться геоморфология в союзных республиках. Был создан ряд институтов географии в Иркутске, Владивостоке, Ашхабаде, Тбилиси и др. Кафедры геоморфологии успешно работали в большинстве университетов страны (сейчас их осталось всего три или четыре). На страницах журнала печатались статьи крупных геоморфологов страны, таких, как И.П. Герасимов, Н.И. Маккавеев, Ю.А. Мещеряков, В.Е. Хаин, Н.И. Николаев и многих других. Одновременно, наряду с ними публиковалась масса статей молодых, тогда почти неизвестных, начинающих геоморфологов, к числу которых относился и А.А. Величко. Уже в начале своего пути в науке, он обладал широким кругом научных интересов, прекрасно владел французским, быстро учил английский и хорошо знал зарубежную литературу. Благодаря знанию французского он одним из первых читал только что созданный во Франции, в Париже А. Кайё и Ж. Трикармом геоморфологический журнал по динамической геоморфологии "Reveu de Geomorfology". Тематика публиковавшихся в нем статей была очень широкой. Преобладали преимущественно работы по климатической, в меньшей мере по структурной геоморфологии, но появлялись и новые в методическом отношении статьи, например, по количественным показателям морфометрии и морфоскопии песчаных зерен. Эти работы принадлежали главным образом двум упомянутым основателям журнала.



А.А. Величко внимательно изучал их статьи, тщательно собирал и накапливал содержащиеся в них новые материалы и иллюстрации.

После окончания МГУ по той же, что и А.А. Величко, кафедре геоморфологии, я летом 1956 г. поступил на работу в Институт географии АН СССР. Здесь в 1956-1958 гг. изучал поверхность песчаных кварцевых частиц с целью определения генезиса вмещающих их отложений. Российских данных по этим вопросам было не много и большинство их было сконцентрировано в известной монографии В.П. Батурина "Палеогеография по терригенным компонентам". (Пройдут годы и меня пригласят в ГИН АСССР на встречу с приехавшим А. Кайё. Он показывал мне под биноклем песчаные кварцевые частицы и просил определить их генезис по окатанности и строению поверхности. Мои ответы к счастью совпали с его определениями).

А.А. Величко заинтересовался результатами моих работ, предложил сделать совместный доклад на Второй Всесоюзной геоморфологической конференции и мы начали к нему готовиться. Именно тогда я познакомился с этим молодым талантливым ученым, присущими ему чертами, которые он разовьет в будущем. Прежде всего, ему была присуща уважительность к коллеге, искренняя заинтересованность в его исследованиях, простота в общении, юмор, наконец. Характерной была: тщательность сбора материала, его оценка, сортировка, выстраивание изложения данных в логической, наиболее оптимальной последовательности. А.А. Величко буквально погружался в эту новую для него и меня проблему. К докладу мы готовились долго и тщательно. Вторая Всесоюзная геоморфологическая конференция проходила зимой 1958 г в новом здании МГУ. Разрешение на ее проведение дал ректор МГУ акад. И.П. Петровский по представлению профессора Геологического факультета проф. Г.П. Горшкова. Пленарные доклады заслушивались на Географическом факультете МГУ, в аудитории 21-09, где мы сделали свой доклад. Аудитория была до краев заполнена участниками. Мы здорово волновались. Андрей зачитал доклад, а я в процессе изложения показывал многочисленные иллюстрации в основном французских авторов и несколько своих. Геоморфологическая аудитория, состоявшая из лучших представителей отечественных ученых, тепло приняла наш доклад, было много вопросов и выступлений. Обсуждение продолжалось и в перерыве в холле. Так состоялось наше знакомство с Андреем Величко в городских (камеральных) условиях и так началось наше дружеское взаимодействие. На протяжении долгих следующих лет мы работали в разных регионах и странах, но Андрей (как и Ю.А. Мещеряков), всегда интересовался полученными мной результатами. Несколько раз он предлагал мне перейти в его отдел. Прошли годы и в 2003 г. он пригласил меня участвовать в сборнике "Пути эволюционной географии. Итоги и перспективы", посвященном его 70-летнему юбилею. А.А. Величко сохранил интерес к изучению морфологии обломочного кварца и в этом ему оказала большую помощь его верная соратница и друг С.Н. Тимирева.

Совершенно другим оказался Андрей в поле. Осенью 1972 г., через четыре года после печально знаменитых "чешских событий" (Советский Союз в 1970 г. ввел войска в ЧССР) мы с ним и Г.Ф. Грависом участвовали к научной командировке в Чехословакии по приглашению директора Института географии Чехословацкой Академии Наук, профессора Я.И. Демека в Моравии, г. Брно, (институт был расположен на площади Менделя). Яромир Игнатъевич был крупным геоморфологом и радушным хозяином, несмотря на свою занятость, как директора крупного института, он тепло, по дружески относился к нам, заботился и участвовал во всех наших поездках по новой, очень интересной для нас стране. Была холодная осень, стояла пасмурная погода с дождями, в горах временами выпадал снег, но Демек пунктуально выполнял утвержденную ранее научную программу. Программа была очень насыщенной, нам удалось совершить много интересных маршрутов, но в районе пос. Дольне Вестонице сделали остановку для изучения крупного и представительного обнажения рыхлых плейстоценовых (вюрм) отложений с серией погребенных почв. Этот разрез хорошо известен и тщательно описан в научной литературе. С 1972 г. до сих пор его цветное крупное изображение, сделанное в то время А.А. Величко, помещено в кабинете

нынешнего заведующего лабораторией палеогеографии четвертичного периода, профессора А.В. Панина.

Вернемся к нашему герою. Около недели Андрей описывал расположенное в стенке карьера в основном лёссовое обнажение Дольне Вестонице. К тому времени я уже имел опыт изучения обнажений рыхлых отложений, но здесь мне удалось узнать немало нового. Обнажение скрупулезно изучалось, документировалось, изображалось на миллиметровой бумаге и тщательно фотографировалось на черно-белую и цветную пленки, из которой позже изготавливались слайды. Фотоработы производились во время наиболее удобного освещения, что было совсем непросто из-за осенней ненастной погоды. Очень тщательно брались образцы погребенных в лёссах почв на радиоуглеродный анализ, они упаковывались в полиэтиленовые пакеты. А.А. Величко пользовался новым в те годы полевым, очень удобным простым оборудованием. Может быть, теперь это наивно звучит, но в 70-е годы прошлого века наиболее удобной для измерения и фотографирования обнажений оказалась длинная деревянная рейка желтого цвета с выделенным красным яркими крупными десятисантиметровыми делениями, каждое из них было разделено на сантиметры. Наряду с лопатами использовались широкие ножи и несколько небольших плоских металлических приспособлений для расчистки слоев малой мощности.

Несколько слов о личных качествах Андрея Алексеевича Величко. О его требовательности к сотрудникам уже говорилось. Добавлю один показательный случай. Однажды начинался Ученый Совет, запаздывал на 5-7 минут. В дверях зала появился один из его молодых сотрудников. К нему подошел А.А. Величко и тихо, но очень выразительно отчитал его за опоздание. Мечтой нашего героя было посетить много стран и эта мечта полностью сбылась. Однажды я встретил его после поездки в Италию в 1989 г., во время которой удалось пересечь всю страну от Альп на севере до Сицилии на юге, наблюдать извержение Этны и многое другое. Реакция Андрея на мой рассказ была неожиданно прохладной. Он дважды заметил, что в Италии еще не был... Буквально через несколько дней он полетел на международную конференцию в королевство Лесото, расположенное на крайнем юго-востоке Африки, о котором многие из нас тогда еще не слышали.

В 2012 г. А.А. Величко встретил меня в Институте, усадил в кресло у раздевалки рядом с собой и предложил переименовать журнал "Геоморфология" в "Геоморфология и палеогеография". Я тогда знал, что это может кончиться закрытием журнала, о чем и сказал ему. Это был единственный раз, когда мы не нашли общий язык и расстались каждый со своим мнением. Особо хочу отметить, что Андрей был справедливым человеком, дальновидным, но не хитрым. Он очень не любил, когда ему рассказывали небылицы о его сотрудниках, просто не верил этому и всегда оказывался прав. Его требовательность и большие планы научного творчества обрекали сотрудников на постоянную тяжелую работу. Ее не все выдерживали, ряд крупных ученых был вынужден перейти в другие подразделения ИГ РАН. Но в целом его отдел работал, как хорошо отлаженная машина, четко и без сбоев.

Рад написать хоть немного об Андрее Алексеевиче Величко. Вспоминаю его уход из отдела геоморфологии в только что созданный отдел палеогеографии. Я пожал ему руку, пожелал успехов, удачи и сказал: – Большому кораблю, большое плавание! И он перевыполнил мое пожелание. Мы не были друзьями, но были верными товарищами по нашей общей замечательной науке, были увлечены и преданы ей.

Андрей Алексеевич прожил счастливую, насыщенную интересными событиями жизнь. Он прожил всю жизнь молодым.

Вспоминая яркого и продуктивного отечественного ученого Андрея Алексеевича Величко, хочу пожелать его сотрудникам, ученикам и последователям, а также молодым географам, брать с него пример в работе и в жизни. Он родился в нужное время и в нужной стране! И занял почетное место в мировом географическом сообществе! Это был великий российский ученый.

---

**РОЛЬ А.А. ВЕЛИЧКО В ПАЛЕОАНТРОПОЛОГИЧЕСКОМ ИЗУЧЕНИИ  
ЭСКИМОСОВ**

**М.М. Герасимова**

Институт этнологии и антропологии РАН, Москва  
gerasimova.margarita@gmail.com

**ROLE OF A.A. VELICHKO IN THE PALEOANTHROPOLOGICAL STUDY  
OF ESCIMOS**

**M.M. Gerasimova**

Institute of Ethnology and Anthropology RAS, Moscow

Мне посчастливилось участвовать в одном из последних крупных международных проектов Андрея Алексеевича Величко об инициальном продвижении человека в Высокие широты [3]. Как палеоантрополог я занималась, главным образом, вопросами эволюционной антропологии и проблемами этнической истории древних и современных народов. Новый подход к палеоантропологическому материалу с точки зрения рассмотрения его под углом адаптивной изменчивости к экстремальным условиям Высоких широт был для меня весьма заманчив. Именно контакты с А.А. Величко, способствовали моему восприятию таких понятий, как зональная организованность биосферы, локальный характер концентрации химических элементов, ландшафтная системность, особенности климата и погодных условий, пищевые ресурсы, привязывающие человека к определенной территории обитания. Арктика – зона экстремальных условий существования человека – неоднократно привлекала к себе внимание антропологов, выявивших у современных коренных народов ее комплекс сходных реакций и морфофизиологической изменчивости, образовавшихся в процессе приспособления к среде, причем вне зависимости от расовых характеристик популяций. Это, главным образом, многочисленные исследования Т.И. Алексеевой и ее коллег, начиная с 1972 г. [1]. Этот комплекс получил в литературе название арктического адаптивного типа. За эталон его приняты морфофизиологические особенности эскимосов. Возможности выявления адаптивных проявлений инициального расселения человечества в экстремальных зонах обитания, в частности, в Высоких широтах, в сфере биологии человека на палеоантропологических материалах достаточно ограничены, они находятся в непосредственной связи со степенью изученности территории и сохранностью материалов. В известной мере они могут быть выявлены при распространении на человека "экологических правил" Алена и Бергмана. Экстраполяция адаптивных морфофизиологических особенностей коренных народов Севера на палеоантропологический материал позволяет нам пунктирно нарисовать картину формирования адаптивных биологических возможностей, способствующих расселению древних популяций на Север. Для палеоантропологических исследований из характеристик арктического адаптивного комплекса кроме краниологических признаков, свидетельствующих о возможной приспособительной изменчивости, представляют интерес объем костяка, соотношение дистальных и проксимальных сегментов конечностей, строение диафизов длинных костей скелета, гистология костной ткани, данные о минеральной насыщенности кости и т.д.

Начальные этапы формирования арктической расы фиксирует антропологическая находка с крайнего Северо-Востока Азии из Усть-Бельского могильника на р. Анадырь из раскопок Н.Н. Дикова в 1961 г., череп из которого был описан И.И. Гохманом. О раннем формировании комплекса арктической расы на Северо-Востоке Азии говорят также морфологические характеристики черепа из неолитических слоев стоянки Родинка II, в устье р. Колымы, исследованного И.И. Гохманом и Л.Д. Томтосовой в 1983, а также богатый и разнообразный материал из могильников Уэлен и Эквенна на Чукотке, демонстрирующий ранние стадии древнеэскимосской культуры, смыкающейся с культурой эскимосов [2, 4]. Современные гренландские эскимосы, (череп и кости посткраниального скелета, которых

были изучены С.В. Васильевым, мной и С.Б. Боруцкой, в Музее Человека в Париже) представляют собой пример наиболее долгого формирования адаптивного арктического типа в наиболее жестких условиях Арктики. Во всяком случае, уже в культурах Индепенденс Гренландии и Дорсет Канады, древность которых 4 тыс. и 2,5-3 тыс. лет, прослеживаются особенности эскимосского антропологического типа.

Список литературы:

[1] Антропоэкология Северо-Восточной Азии (Чукотка, Камчатка, Курильские острова). 2008. М., Таус. 368 с.

[2] Арутюнов С.А. Проблемы этнической истории Берингоморья. Эквенский могильник М. Наука, 1975. 240 с.

[3] Герасимова М.М. Путь на Север: антропологические свидетельства адаптивных возможностей первых поселенцев Высоких широт // Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды. М.: ГЕОС, 2014. С.378-408.

[4] Дебец Г.Ф. Палеоантропологические материалы из древнеберингоморских могильников Уэлен и Эквен // Арутюнов С.А., Сергеев Д.А. Проблемы этнической истории Берингоморья. Эквенский могильник. М., 1975. С.198-240

---

---

# СЕКЦИЯ № 1

## АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

### SECTION #1

#### ACTUAL PROBLEMS OF PALEO GEOGRAPHY

---

#### МОРФОСКОПИЯ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ГРИВНЫХ ТОЛЩ ТОБОЛ-ИШИМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

В.А. Алексеева<sup>1</sup>, С.И. Ларин<sup>2</sup>, С.А. Лаухин<sup>3</sup>, Н.С. Ларина<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
valekseeva@rambler.ru

<sup>2</sup>Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия, silarin@yandex.ru

<sup>3</sup>Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе,  
Москва, Россия, valvolgina@mail.ru

<sup>4</sup>Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия, nslarina@yandex.ru

#### QUARTZ GRAIN SURFACE TEXTURE OF THE CREST RELIEF DEPOSITS OF THE TOBOL-ISHIM WATERSHED

V.A. Alekseeva<sup>1</sup>, S.I. Larin<sup>2</sup>, S.A. Laukhin<sup>3</sup>, N.S. Larina<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia

<sup>3</sup>Ordzhonikidze Russian State Geological Prospecting University, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Tyumen State University, Tyumen, Russia

На юге Западной Сибири и в Северном Казахстане широко распространены специфические геоморфологические образования – грядово (гривно)-ложбинно-котловинные формы рельефа. Основные районы гривного рельефа – Барабинская низменность, северные части Ишим-Иртышского и Ишим-Тобольского междуречий. Несмотря на большой объем геологических и геоморфологических данных, у исследователей нет единой концепции происхождения грив. Чаще всего гривы считают результатом эоловой аккумуляции в эпохи аридизации и потепления климата, на что указывает «привязанность» гривного рельефа к покрову лессовидных отложений, правильность чередования гряд с межгрядовыми понижениями, выдержанность размеров и ориентировки гряд, их сигаровидная форма [4; и др.]. С другой стороны, гривы рассматриваются как результат эрозионно-аккумулятивных процессов при повышенном обводнении территории и участии новейших тектонических движений [8]. Некоторые исследователи объясняют образование грив взаимодействием тектоники, морозобойной трещиноватости, плоскостного смыва и солифлюкции [3], гравитационных процессов [19], эолово-криогенных процессов [18], складчатостью нагнетания, глубинной и глиняной тектоникой [6, 7, 11].

Полевые исследования и комплексное изучение вещественного состава отложений грив Тобол-Ишимского междуречья (55–57° с.ш.), проведенные в течение последних лет, позволили выявить основные фазы формирования грив, парагенетические взаимоотношения с покровными субэральными отложениями и криогенными горизонтами [2, 13, 15, 16; и др.]. В качестве индикаторов палеогеографических условий формирования грив использованы гранулометрический состав отложений, минералогические (коэффициент криогенной контрастности) и литогеохимические данные, а также морфоскопия кварцевых зерен.

В данной работе приводятся результаты морфоскопии кварцевых зерен, полученные для разреза «Кареглазово» (Абатский район, Тюменская область РФ), расположенного на

междуречье рек Ишим и Китерня (левый приток р. Ишим), в северной части Ишимской равнины (южная часть Западно-Сибирской равнины).

В строении дочетвертичного осадочного чехла принимают участие континентальные палеогеновые и неогеновые отложения озерного и аллювиального генезиса ряда региональных горизонтов Западной Сибири. Среди четвертичных отложений в пределах междуречий наибольшим распространением пользуются среднечетвертичные отложения озерно-аллювиальных равнин, а также разновозрастные аллювиальные отложения, слагающие уровни надпойменных террас и современной поймы рек Ишим и Китерня. Таким образом, как в строении верхней части дочетвертичного чехла, так и среди четвертичных отложений на изучаемой территории преобладают фациально-изменчивые и сложно стратифицированные континентальные отложения преимущественно озерного и аллювиального генезиса [5].

Анализ морфоскопии кварцевых зерен был выполнен с целью реконструкции условий осадконакопления и особенностей формирования гравийной толщи в разрезе «Кареглазово». Всего было проанализировано 19 образцов, отобранных равномерно из 10-метровой толщи разреза. Гранулометрический состав отложений гравия показал, что она сложена преимущественно песком с большой долей глинистой и алевритовой компоненты.

Форма и характер поверхности кварцевых зерен изучались для фракции среднего (0,25–0,5 мм) песка с использованием сканирующего электронного микроскопа SEM TESCAN VEGA 3 LMU при ускоряющем высоком напряжении 15–30 кэВ, в режиме SE + BSE (Secondary electron + Backscattered electron) и высокого вакуума с увеличением от 300–500 раз (для целых зерен) до 1500–2000 раз (для фрагментов зерен, отдельных элементов поверхности). Подготовка образцов осуществлялась по опробованной ранее методике, основанной на принятой в мировой практике [1, 14; и др.]. Из каждого образца исследовалось по 25 случайно отобранных под бинокуляром зерен кварца, химический состав которых был позднее заверен с помощью микроанализатора. Для каждого зерна описывалась его форма и фиксировались текстуры поверхности механического и химического происхождения. Окатанность зерен кварца оценивалась визуально, по пятибалльной шкале. Для каждого образца вычислялся коэффициент окатанности по формуле, предложенной А.В. Хабаковым [20], который характеризует среднюю окатанность зерен в выборке. Комбинация признаков морфоскопии песчаных зерен, основанная на представлениях разных исследователей [1, 21, 22, 23; и др.], использовалась для суждения об их происхождении.

В целом по разрезу преобладают зерна полуокатанной формы со смешанной формой границ (II класс окатанности по А.В. Хабакову [17]), доля которых в среднем по разрезу 57%. Хорошо окатанные зерна кварца (III и IV классы по А.В. Хабакову) в среднем по разрезу составляют 39%, причем доля их увеличивается в нижней части разреза. Угловатые частицы (0–I класса окатанности) встречаются довольно редко, даже не в каждом образце (0–12%, в среднем 3%); в нижней части разреза практически не встречаются. Соответственно, коэффициент окатанности выборки частиц варьирует от 54 до 65% (в среднем по разрезу 60%), что и отражает преобладание во всех изученных образцах зерен II класса окатанности.

В составе фракции 0,25–0,5 мм изученных образцов разреза «Кареглазово» встречаются кварцевые зерна четырех типов, различных как по своей морфологии, так и по комплексу представленных текстур поверхности (рис. 1).

К первому типу можно отнести угловатые зерна I, реже II класса окатанности, со слегка закругленными ребрами и углами, поверхность которых представляет собой, в основном, плоские поверхности расколов в сочетании со сколами (в том числе и раковистыми) различных размеров, впадин и ступеней. Такой облик характерен как для продуктов разрушения коренных пород, так и для зерен, образованных в результате ледникового литогенеза. Поскольку изучаемая территория не покрывалась в четвертичное время ледником, можно говорить об элювиальной природе данного типа зерен.

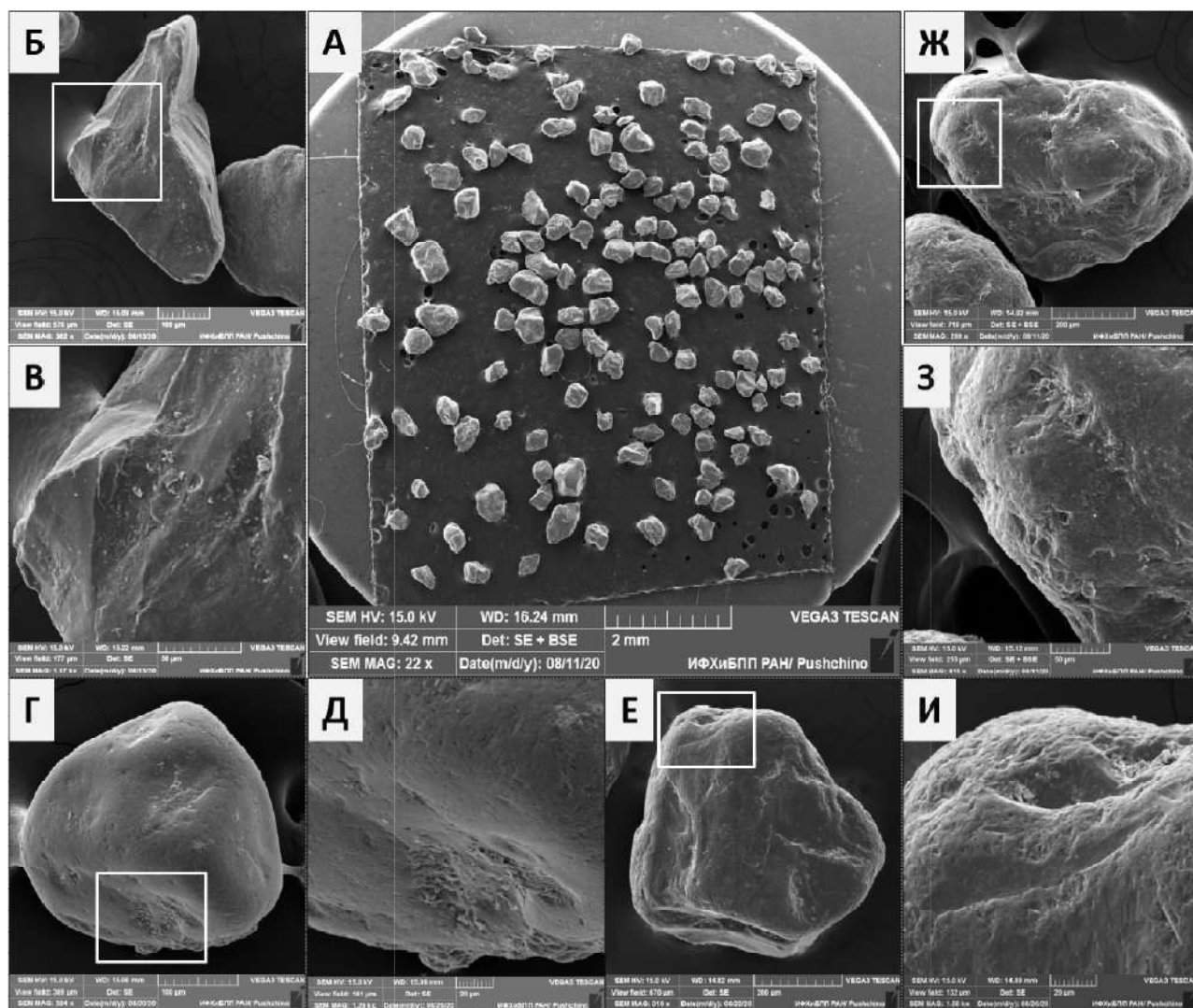


Рис.1. Морфоскопия кварцевых зерен фракции 0,25–0,5 мм из отложений разреза «Кареглазово», Тюменская обл.  
 А – ансамбль частиц кварца различной формы (x 22); Б – угловатое вытянутое зерно, I класс окатанности, без следов транспортировки; в правой верхней части зерна – наложенный скол предположительно криогенного характера (x 362); В – увеличенный фрагмент зерна Б, демонстрирующий серию сколов разных размеров и линейных структур; в понижениях наблюдаются прилипшие частицы (x 1170); Г – окатанное зерно, III класс окатанности, преобразованное в условиях аллювиального и/или озерного литогенеза (x 564); Д – увеличенный фрагмент зерна Г с многочисленными V-образными микроуглублениями на в целом гладкой поверхности; в днище скола отмечается скопление продуктов осаждения кремнезема; текстуры поверхности сглажены пленкой осаждения кремнезема (x 1290); Е – угловато-окатанное зерно, II класс окатанности, преобразованное в условиях эолового переноса; в нижней части снимка – скол криогенного характера, отщепляющий фрагмент зерна (x 310); Ж – угловато-окатанное зерно, II класс окатанности, со следами водной и золотой обработки (x 289); З – фрагмент поверхности зерна Ж: комбинация серпообразных желобков и V-образных микроуглублений с мелкоямчатым микрорельефом на ребре зерна; текстуры поверхности сглажены пленкой осаждения кремнезема (x 815); И – увеличенный фрагмент зерна Е: вся видимая выпуклая поверхность зерна покрыта мелкоямчатым микрорельефом, кроме стенок прилегающих сколов (x 1580).

Зерна второго типа чаще всего имеют угловато-окатанную форму (II класс окатанности), а также окатанную форму (III класс окатанности). Поверхность частиц во многом несет следы унаследованности от исходной формы частицы в виде сколов, выступов и впадин различной морфологии, но вместе с тем встречаются такие текстуры поверхности, как V-образные микроуглубления, а также царапины и серпообразные желобки. Сглаженная в целом поверхность и комплекс характерных текстур позволяют делать вывод об обработке в водном потоке. Невыдержанный размер и малая глубина V-образных микроуглублений, а также их незначительная плотность на поверхности кварцевых зерен (зачастую только на выпуклых частях зерен) говорят о речном переносе или обработке в прибрежной зоне озер. Более окатанные зерна (III, редко IV класс окатанности) в меньшей степени сохранили исходные черты поверхности, образованные в ходе процессов выветривания. Они демонстрируют большую плотность текстур, связанных с обработкой в водной среде, которые могут встречаться по всей видимой поверхности зерна.

К третьему типу можно отнести угловато-окатанные кварцевые зерна (II класс окатанности), а также окатанные зерна (III–IV класс окатанности) и редко угловатые зерна (I класс окатанности). Поверхность частиц в целом представляет собой сочетание поверхностей раскола и сколов, но на выпуклых частях зерен (ребра и углы) встречается мелкочапчатый микрорельеф как результат эоловой обработки. Для окатанных зерен площадь видимой поверхности, затронутой следами эоловой переработки, выше, за счет сглаживания сколов и других исходных неровностей на поверхности песчаных частиц.

Четвертый тип кварцевых зерен несет следы смешанной обработки в водных и эоловых средах. Здесь также можно выделить категорию угловато-окатанных зерен, на поверхности которых специфические текстуры представлены только на выступающих участках зерен, и категорию окатанных зерен, прошедших более интенсивную обработку. В основном мелкочапчатый микрорельеф как проявление эоловой обработки является вторичным и накладывается на поверхность с V-образными микроуглублениями и серпообразными желобками, традиционно считающимися атрибутом частиц, в той или иной степени испытавших перенос в водной среде.

Соотношение содержания кварцевых зерен выделенных морфогенетических групп в образцах из разреза «Кареглазово» показало, что угловатые зерна элювиального облика встречаются редко, их содержание в среднем составляет 3%. В нижней части разреза зерна этого типа отсутствуют. Доля зерен второго типа, в той или иной степени свидетельствующих о водной (аллювиальной или озерной) обработке, в среднем составляет 13%, достигая 20–28% в верхней части разреза. Угловато-окатанные и окатанные зерна со следами эолового переноса составляют значительную часть выборки песчаных частиц в изученных образцах (в среднем по разрезу 46%). Также наблюдается значительный разброс в доли частиц со смешанными текстурами поверхности (водный и эоловый перенос): от 4–8 до 52–64% (в среднем по разрезу 38%).

Таким образом, за редким включением зерен элювиального облика (без следов потоковой обработки) и зерен с аллювиально-озерной обработкой, подавляющее большинство кварцевых зерен из отложений разреза «Кареглазово» представляют собой частицы, испытавшие перенос в эоловых потоках. Доля таких частиц составляет от 68–72% до 88–96% (в среднем по разрезу 84%), в редких случаях снижаясь до 48%. Вместе с тем, следует отметить низкую (редко среднюю) степень выраженности эоловых текстур поверхности, которые зачастую встречаются лишь на незначительных по площади участках видимой поверхности зерен.

Многие кварцевые зерна несут следы постседиментационных преобразований. В первую очередь, это выражается в наличии кремневой пленки осажденных коллоидов, обволакивающей поверхность зерна, нивелирующей рельеф поверхности и в значительной степени маскирующей ее исходные текстуры. Доля кварцевых зерен с кремневой пленкой составляет 76–96%, иногда доходя до 100% (в среднем, 89%). Также на поверхности зерен наблюдаются скопления аморфного кремнезема различной интенсивности. К



постседиментационным изменениям можно отнести следы травления ранее сформированных текстур (например, более глубокая проработка V-образных микроуглублений, борозд и царапин), а также «изъеденные» растворением участки поверхности зерен. С широким развитием постседиментационных процессов (растворение и осаждение кремнезема) связано и невысокое содержание угловатых зерен (I класса окатанности) и отсутствие остроугольных частиц (0 класса окатанности).

Кварцевые зерна изученных образцов демонстрируют специфические особенности поверхности, свидетельствующие о процессах криогенного выветривания, приводящего к раскалыванию, такие как сколы, борозды и трещины [10]. Наиболее часто встречающимися криогенными текстурами поверхности являются сколы: а) раковистого облика; б) разрушающие частицы с высокой округлостью на несколько частей; в) связанные с полостями в теле частиц [12]. Следует сказать, что в большинстве случаев эти сколы нельзя назвать «свежими»; они носят выраженный наложенный характер, но поверхность их перетерпела последующие постседиментационные изменения в виде осаждения аморфного кремнезема. Содержание зерен с криогенными текстурами поверхности сильно варьирует по разрезу, в среднем составляя 50% в самой верхней части разреза, затем заметно снижается.

Таким образом, морфоскопия кварцевых зерен разреза «Кареглазово» показала, что коренными источниками для отложений гравы (фракция среднего песка), по всей видимости, служат аллювиальные и озерные отложения олигоцена, неогена и четвертичного периода, распространенные в районе исследований, в умеренной степени испытавшие перенос в воздушной среде. В целом невысокий коэффициент окатанности песчаных частиц, хорошая сохранность исходных текстур поверхности и незначительная встречаемость специфических для эоловых процессов текстур поверхности (в основном только на выпуклых участках кварцевых зерен) свидетельствуют о том, что физико-географические условия (интенсивность процессов физического выветривания, количество атмосферных осадков, повторяемость и скорость ветров, характер растительного покрова) были не очень подходящими для активного протекания эоловых процессов. В целом незначительная встречаемость криогенных текстур поверхности (за исключением самой верхней части разреза) говорит скорее об умеренном климате, а широкое развитие пленок кремнезема на поверхности кварцевых зерен – об его гумидности, когда становится возможной миграция коллоидных растворов.

#### Список литературы:

[1] Алексеева В.А. Микроморфология поверхности кварцевых зерен как индикатор условий ледникового осадкообразования (на примере бассейна р. Протвы) // Литология и полезные ископаемые. – 2005. – № 5. – С. 485–494.

[2] Алексеева В.А., Ларин С.И., Ларина Н.С., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. О генезисе гривноложбинного рельефа юга Западной Сибири // Теория и методы современной геоморфологии: Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН, Симферополь, 3-8 октября 2016 г. (Отв. ред. Кладовщикова М.Е., Токарев С.В.) – Симферополь. – 2016. – Том 2. – С. 92–96.

[3] Альтер С.П. Ландшафтный метод геоморфологического дешифрирования аэрофотоснимков на примере Нижнего Прииртышья // Сибирский географический сборник. 7. Ленинград: Наука, – 1971. – С. 143–198.

[4] Волков И.А., Волкова В.С., Задкова А.А. Покровные лёссовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск: Наука, – 1969. – 332 с.

[5] Волкова В.С., Кузьмина О.Б., Гнибиденко З.Н., Головина А.Г. О границе палеогена и неогена в континентальных отложениях Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. – 2016. Т. 57. – № 2. – С. 379–393.

[6] Генералов П.П. Дислокации в приповерхностной части чехла Западно-Сибирской плиты как отражение новейших горизонтальных смещений в фундаменте // Геология антропогена севера Западной Сибири. Тюмень, –1982. – С. 55–69 (труды ЗАПСИБНИГНИ. Вып. 172).

- [7] Генералов П.П. Параллельно-грядовый рельеф Западной Сибири и основные аспекты его геологического анализа // Геология позднего кайнозоя Обского Севера. Тюмень, – 1981. – С. 51–70 (Труды ЗАПСИБНИГНИ. Вып. 167).
- [8] Городецкая М.Е. Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины. Москва, Наука, –1972. – 154 с.
- [9] Динамическая геоморфология: Учебное пособие / Под ред. Г.С. Ананьева, Ю.Г. Симонова, А.И. Спиридонова. Москва, Изд-во МГУ, – 1992. – 448 с.
- [10] Конищев В.Н., Лебедева-Вербя М.П., Рогов В.В., Сталина Е.Е. Криогенез современных и позднеледниковых отложений Алтая и перигляциальных областей Европы. – Москва, ГЕОС, – 2005. 133 с.
- [11] Кузин И.Л. Новейшая тектоника Ханты-Мансийского автономного округа. СПб, Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, – 2002. – 86 с.
- [12] Курчатова А.Н., Рогов В.В. Методы электронной микроскопии в геоэкологии: Учебное пособие / Москва-Тюмень, МГУ имени М.В. Ломоносова, ТИУ, – 2020. –134 с.
- [13] Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С. Гривно-ложбинный рельеф Ишимской равнины в палеогеографической ретроспективе // VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, Москва, 28 сентября-1 октября 2020 г. [электронное издание] – Москва, Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, – 2020. – С. 321-326.
- [14] Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С., Гусельников В.Л. О роли криогенеза в формировании вещественного состава реликтовых грунтовых жил в основании покровных отложений лесостепного Притоболья // Криосфера Земли, –2020. – Т. XXIV. – № 4. – С. 5–18.
- [15] Ларин С.И., Лаухин С.А., Алексеева В.А., Ларина Н.С. Об условиях формирования отложений грив Тобол-Ишимского междуречья по данным литологических, криолитологических и литохимических индикаторов // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена: Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения 2020 года» (6–8 ноября 2020 г., Москва) / Отв. редакторы Н.С. Болиховская, Т. С. Клювиткина, Т. А. Янина. – Москва, Географический факультет МГУ, – 2020. – С. 220-225.
- [16] Ларин С.И., Лаухин С.А., Алексеева В.А., Ларина Н.С. О мерзлотно-климатических условиях формирования гривных толщ Тобол-Ишимского междуречья // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы научной онлайн-сессии, посвященной 110-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР Владимира Николаевича Сакса [электронный ресурс] / Под ред. Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой, О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгина. – Новосибирск, ИНГГ СО РАН, – 2021. – С.322-326. doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-322
- [17] Палеогеографические методы исследований. Реконструкция палеогеографических событий и этапов: Учебное пособие / Под ред. И.А. Каревской, А.В. Панина. – Москва, Географический факультет МГУ, – 2012. – 200 с.
- [18] Гарноградский В.Д. Реликтовый мерзлотный рельеф приледниковых равнин Западно-Сибирской низменности // Материалы VIII Всесоюзного межведомственного совещания по геоэкологии. – Вып. 6. – Якутск, – 1966. – С. 82–86.
- [19] Фиалков Д.Н. Роль платформенного чехла в неотектонике Западно-Сибирской низменности // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. – Москва, Недра, – 1967. – С. 265–271.
- [20] Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников // Сов. геология, – 1946, – № 10. – С. 98–99.
- [21] Krinsley D.H., Doornkamp J.C. Atlas of quartz sand surface textures / Cambridge University Press, Cambridge, – 2011. – 102 pp.
- [22] Mahaney W.C. Atlas of sand grain surface textures and applications / Oxford University Press, New York, – 2002. – 237 pp.
- [23] Vos K., Vandenberghe N., Elsen J. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // Earth-Science Reviews 128, – 2014. – P. 93–104.

**ФАУНА МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ: БИОРАЗНООБРАЗИЕ И УСЛОВИЯ СРЕДЫ ОБИТАНИЯ**

**Н.В. Алексеева, М.А. Ербаева, Ф.И. Хензыкхенова, О.Д.-Ц. Намзалова**

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

ochotona@mail.ru; sinolag@mail.ru

**PLEISTOCENE SMALL MAMMLIAN FAUNA OF THE SOUTHERN EAST SIBERIA: BIODIVERSITY AND PALEOENVIRONMENT**

**N.V. Alexeeva, M.A. Erbaeva, F.I. Khenzykhenova, O.D.-Ts. Namzalova**

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Юг Восточной Сибири включает территории Предбайкалья и Забайкалья, которые в современную эпоху относятся к двум зоогеографическим провинциям: Европейско-Сибирской и Центрально-Азиатской. В прошлом, в палеоген-неогене это была единая территория Байкальского региона. В течение кайнозоя регион испытал сложную геологическую историю. Орогенические процессы, особенно поднятие гор Гималаев и Тибета, оказали значительное влияние на изменение климата, природной среды и биоты в Азии, и в частности, в Байкальском регионе. Детальные исследования и анализ фауны млекопитающих и палеорастительности из многочисленных известных (Тологой, Додогол, Засухино, Ключево, Усть-Обор и др.) и новых (Улан-Жалга, Бохан, Туяана и др.) местонахождений позволили проследить значительные изменения в биогеоценозах региона в течение позднего кайнозоя в связи с глобальными событиями. Для палеоген-неогена был характерен преимущественно теплый субтропический климат, однако наблюдалось чередование теплых и холодных периодов. Тропические леса начала неогена сменились к концу саванноидными с богатой гиппарионовой фауной. В это время в Северных широтах в связи с направленным похолоданием климата усилилась континентальность и аридность климата, однако, он продолжал оставаться влажным. Об этом свидетельствует фауна Удунги, характеризующая ранний этап фауны позднего плиоцена, в составе которой преобладали обитатели лесных биотопов. К концу плиоцена сократилось число лесных элементов и возросла роль таксонов населявших саванноидные ландшафты и разнообразные степи. Она представлена фауной Чикойского комплекса, в составе которой доминировали виды, населявшие саванноидные ландшафты и разнообразные степи. Климат был теплым и сухим, но не резко аридным [10]. В плейстоцене произошла значительная реорганизация в составе фауны млекопитающих, что было связано с изменениями природной среды и климата.

Начало плейстоцена в Северном полушарии характеризуется глобальным похолоданием климата, зарегистрированным на уровне 2,82–2,5 млн лет [12]. Это вызвало значительные изменения природной среды и биогеоценозов в Байкальском регионе. Об этом свидетельствует состав и структура фауны млекопитающих и растительность, значительно сократились саванноидные ландшафты и широкое распространение получили открытые степные пространства.

Для раннего плейстоцена характерен длительный временной интервал от 2.58 до 0.78 млн лет. Для этого периода в Забайкалье выявлено 5 этапов последовательной смены фаун, отражающих изменения природных условий и климата. Наиболее ранняя фауна начала плейстоцена – это фауна Итанцинского комплекса, следующие за ней фауны – Додогольская, Усть-Оборская, Кудунская и Засухинская.

В Предбайкалье фауны этих временных интервалов немногочисленны. Фауна раннего плейстоцена известна из местонахождений Малые Голы и Подток, где присутствовали *Allactaga* sp., *Clethrionomys* cf. *rutilus* Pall., *Villanyia lenensis* Adamenko, *V. Angensis* Adamenko, *Mimomys pliocaenicus* F. Major, *M. reidi* Hinton, *M. parapolonicus* Adamenko, *Cromeromys praeintermedius* Adamenko Adamenko, *C. sibiricus* Adamenko [2]. Нами дополнен видовой состав этой фауны. Из крупных млекопитающих найдены остатки *Panthera spelea* Goldfus, *Capreolus* sp., из мелких млекопитающих – *Ochotona* sp., *Mimomys* cf. *Pusillus* Mehely, *Cseria* cf. *Gracilis* Kretzoi, *Spermophilus* aff. *Tologoiicus* Erbaeva et Pokatilov, *Sicista* sp., *Lemmus* cf. *kowalskii* [6].

В Забайкалье фауна раннего плейстоцена, как отмечено выше, это фауна Итанцинского комплекса, известная в местонахождениях Ключнево 1, Ключнево 2 и Засухино 1. Характерной особенностью является исчезновение значительного количества плиоценовых видов и появление новых таксонов млекопитающих: из крупных млекопитающих это настоящие лошади рода *Equus*, сменившие плиоценовых трехпалых лошадей рода *Hipparion*, своеобразный носорог *Itanzatherium angustirostre* Beliajeva. В составе фауны мелких млекопитающих впервые появились суслики родов *Spermophilus* и *Urocitellus*, а также тушканчики – обитатели открытых ландшафтов, цементные полевки *Clethrionomys* и *Cromeromys*, обитавшие возможно в кустарниковых зарослях и влажных лугах. Бесцементная полевка *Villanyia klochnevi* Erbajeva сменила плиоценовую форму *Villanyia eleonoraе* Erbajeva, а *Episiphneus youngi* Teilhard de Chardin – *Mesosiphneus praetingi* Teilhard de Chardin. Палеофлора была представлена *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Quercus*, *Betula* и *Picea*, в составе травянистой растительности доминировали *Artemisia*, *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Compositae* и др. [4]. Ландшафт был мозаичным, чередовались степи, луга и смешанные леса, произрастающие по берегам рек и вдоль подножия гор. Климат был теплым, семиаридным [3].

В раннем плейстоцене установлен второй этап похолодания климата в интервале 1.75–1.4 млн лет. Климат стал более суровым и аридным [8]. Это вызвало значительную реорганизацию в составе биоценозов, исчезли практически все плиоценовые формы за исключением прогрессивных форм корнезубых полевок рода *Mimomys*. Этот временной интервал характеризуется Додогольской фауной, установленной в ряде местонахождений, таких как Додогол 1, Засухино 2, Тологой 1.2, и в новом местонахождении Улан-Жалга 1 [7]. Среди мелких млекопитающих впервые появились новые таксоны представленные родами *Borsodia* и *Allophaiomys*. Род *Borsodia* сменил корнезубых полевок рода *Villanyia*, Представители рода *Allophaiomys*, вероятно, заняли экологическую нишу цементных полевок рода *Mimomys*. В Предбайкалье к этому временному интервалу отнесена нами фауна местонахождения Заярск, где встречены остатки *Allophaiomys*, близкого по уровню эволюционного развития к *A. Deucalion* Kretzoi и поздние цементные корнезубые полевки [9]. Дальнейшее изменение климата в сторону иссушения и похолодания привело к расширению открытых пространств сухих степей и полупустынь, которые оказались благоприятными местообитаниями для некорнезубых бесцементных полевок родов *Lagurodon* и *Prolagurus*, сменивших таковые рода *Borsodia*. Эти таксоны являются реперными видами Усть-Оборской фауны, где продолжали существовать архаичные формы рода *Allophaiomys*, *Episiphneus youngi* и *Clethrionomys*. Климат был умеренно-теплый, семиаридный, существовали сухие степи с пятнами полупустынных участков, влажные луга и островные леса. В следующих по геологическому возрасту фаунах Кудунской и Засухинской, род *Allophaiomys* представлен прогрессивным видом *A. pliocaenicus*. В составе Кудунской фауны, известной из местонахождений Кудун, Тологой 2.1 и 2.2 продолжают существовать *Prolagurus pannonicus* Kretzoi, *Episiphneus youngi* и *Spermophilus tologoicus*, являющийся доминирующей формой в фауне. Появились крупные пищухи *Ochotona tologoica* и мелких размеров *Lasiopodomys*, близкий к *L. mandarinus*, белозубка (*Crocidura* sp.). Элементы Кудунской фауны и следующей за ней по геологическому возрасту Засухинской фауны встречены в новом местонахождении Улан-Жалга. Засухинская фауна известна из местонахождений Засухино 3 и Додогол 2 [1]. Для фауны южных регионов (Додогол 2) характерно присутствие достаточного количества пищуховых и сурков, обилие архаичных таксонов желтой пеструшки, многочисленны тушканчики, полевка Брандта, в фаунах северных регионов (Засухино) появились элементы лесных биоценозов, это *Alticola*, *Terricola*, *Myopus* и др. В целом видовой состав этих фаун демонстрирует преобладание степных элементов и присутствие некоторых форм полупустынных ландшафтов. Эти данные свидетельствуют о дальнейшем усилении аридности и континентальности климата. Ландшафты были мозаичными, существовали открытые степные пространства с полупустынными участками, но была велика доля лугово-степных и луговых биотопов.

Заключительный этап развития фауны мелких млекопитающих раннего плейстоцена региона характеризуется значительным сокращением разнообразия слагающих таксонов.

Полностью исчезли в составе фауны роды *Borsodia*, *Mimomys*, *Cromeromys*, *Allophaiomys*, *Lagurodon*, *Prolagurus*, *Terricola*, *Spermophilus* и др. Однако, часть таксонов сохранилась и продолжала существовать в среднем плейстоцене. К ним относятся роды *Marmota*, *Lasiopodomys*, *Allactaga*, *Ochotona*, *Eolagurus* и др., получившие расцвет и дальнейшее развитие. Активизация тектонических процессов, усилившаяся в плиоцене-начале плейстоцена, привела к сравнительно быстрому поднятию гор окружающих Байкал, которые явились значительным орографическим барьером для проникновения влажных Атлантических циклонов на восток. Это привело к усилению аридизации и похолоданию Забайкалья в среднем плейстоцене. Фауна этого временного интервала представлена Тологойским комплексом, известном в местонахождениях Тологой 2, Додогол 3, 4, Засухино 4, Ключнево 1.2, Ключнево 2.2, Десятниково, Нижний Цасучей и Улан-Жалга. Сообщество млекопитающих этого комплекса характеризует природную среду и биоту первой половины среднего плейстоцена, когда господствующими стали ландшафты сухих степей, полупустынь и пустынь. В составе мелких млекопитающих многочисленны *Ochotona dodogolica* Erbajeva, *O. Gureevi* Erbajeva, *Marmota nekipelovi* Erbajeva, *Urocitellus gromovi* Erbajeva, *Allactaga transbaikcalica* Erbajeva, *Eolagurus simplicidens*, *Myospalax wongi*, *Lasiopodomys brandti* Radde, *Microtus gregalis* Pall., *M. mongolicus*, впервые появились *Ellobius tancrei* Blasius, *Meriones unguiculatus* Milne-Edwards, *Dipus* sp. [3], что свидетельствует о расширении площади аридных пространств. О господстве открытых сухих степных, полупустынных и пустынных ландшафтов свидетельствует также фауна крупных млекопитающих [5]. Климат был умеренно холодным и сухим аридным, природные условия напоминали таковые юга современной Монголии. В целом для фауны млекопитающих региона характерно доминирование Центрально-Азиатских видов. В Предбайкалье пока не обнаружена фауна млекопитающих этого временного интервала, что, возможно, связано с тафономическими условиями захоронений. Однако природные условия значительно отличались от таковых Забайкалья, здесь существовали более гумидные климатические условия, судя по составу моллюсков. Во второй половине среднего плейстоцена наблюдается ухудшение климата Забайкалья, он оставался достаточно холодным, но он изменился несколько в сторону большей гумидности. Об этом свидетельствует состав Иволгинской фауны. Она включает *Ochotona* cf. *Daurica* Pallas, *Ochotona* sp., *Marmotas ibirica*, Radde, *Urocitellus undulates* Pall., *Allactaga* sp., *Eolagurus* cf. *luteus* Eversmann, *Lagurus transiens* Janossy, *Lagurus* cf. *lagurus* Pall., *Clethrionomys rutilus*, *Lasiopodomys brandti* Radde, *Alexandromys fortis* Buechner, *Stenocranius gregalis* Pall., *Microtus* cf. *mongolicus* Radde. В сообществе мелких млекопитающих значительно снизилось количество пустынных и полупустынных элементов, увеличилась доля лугово-степных и луговых обитателей. Появились таксоны населявшие кустарниковые заросли и редкие леса. О климате умеренно холодном и более гумидном свидетельствуют также данные анализа почвенных осадков, включавших остатки мелких млекопитающих (Дергачева, устное сообщение).

Поздний плейстоцен характеризуется последовательной сменой теплых и холодных эпох, которые прослеживаются во всех регионах Северной Евразии. Значительные изменения климатических и природных условий, происходившие в позднем плейстоцене, отразились на развитии фауны наземных позвоночных изучаемого региона, в частности мелких млекопитающих. Следует отметить, что наиболее ранняя фауна млекопитающих позднего плейстоцена относящаяся к Казанцевскому времени пока на территории юга Восточной Сибири не установлена. В Забайкалье фауна Зырянского времени известна из местонаждений Душелан, Засухино 9, Боци. Сложена она преимущественно современными видами населявшими перигляциальные ландшафты, однако, ареал некоторых форм, таких как полевка Брандта, степная пеструшка, цокор простирается в современную эпоху далеко за пределами Забайкалья [3].

Ранее немногочисленные фауны каргинской и сартанской эпох были известны в Западном Забайкалье, каргинская – в местонахождениях Каменка и Тологой 3.3, она включала *Ochotona daurica* Pall., *Marmota sibirica*, *Urocitellus undulatus*, *Stenocranius gregalis*, *Lasiopodomys brandti*, Центрально-Азиатские виды. Находки фауны сартанского времени связаны с археологическими стоянками. Сложены фауны также преимущественно

.современными видами, но продолжали существовать степная пеструшка и полевка Брандта обитатели открытых степных ландшафтов. Климат был холодный и аридный, В составе фауны появились немногочисленные виды лесных биотопов.

В последние годы в Предбайкалье открыты новые фауны отдельных временных интервалов позднего плейстоцена – каргинского (местонахождение Туяана) и сартанского (местонахождение Бохан) времени. В местонахождении Туяана установлена богатая фауна мелких млекопитающих включавшая обитателей лесных биотопов (*Sorex*, *Myopus*, *Clethrionomys*, *Lepus*, *Ochotona* cf. *hyperborea*), открытых степных ландшафтов (*Ochotona* sp., *Urocitellus*, *Cricetulus*, *Lasiopodomys*), лугово-степных и влажных луговых биотопов (*Stenocranius*, *Arvicola*, *Microtus*). От одновозрастных фаун Забайкалья отличается присутствием значительного количества лесных обитателей. Климат был умеренно холодным, сухим [13]. Позднеплейстоценовая фауна местонахождения Бохан отличается от одновозрастных фаун Забайкалья сартанского времени более богатым и разнообразным видовым составом. Она сложена видами, так называемой дисгармоничной фауны, характерной для европейских регионов. В отличие от них в фаунах Забайкалья доминируют Центрально-Азиатские виды. Здесь присутствуют копытные лемминги, сибирский и амурский лемминги, северная пищуха, красная полевка, узкочерепная полевка и степная пеструшка. В фауне отсутствуют полевка Брандта и суслики [11]. Анализ видового состава и данные геологических исследований свидетельствуют о существовании умеренно холодного и сухого климата и о широком распространении тундро-степных ландшафтов в Предбайкалье.

*Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту «Эволюция природной среды...», № Гос. рег. АААА-А21-121011390004-6 и гранта РФФИ, № 20-05-00163*

Список литературы:

- [1] Агаджанян А.К., Ербаева М.А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. – М.: Наука, – 1983. – 189 с.
- [2] Адаменко Р.С. Остатки мелких млекопитающих из верхнеплиоценовых отложений ангинской свиты Прибайкалья // Геология и геофизика. – 1975. – №11. – С.68–72.
- [3] Алексеева Н.В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое (по данным фауны мелких млекопитающих). Ред. А.В. Додонов. М.: ГЕОС, – 2005. – 141 с.
- [4] Белова В.А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, – 1985. – 160 с.
- [5] Вангенгейм Э.А., Беляева Е.И., Гарутт В.Е., Дмитриева Е.Л., Зажигин В.С. Млекопитающие эполейстоцена Западного Забайкалья. – М.: Наука, – 1966. – 164 с.
- [6] Ербаева М.А., Щетников А.А., Филинов И.А., Вещева С.В., Маликов Д.Г. Новые данные по геологии и фауне местонахождения Малые Горы (Предбайкалье) // Бюлл. МОИП, отдел геологич. – 2017. – № 4. – С. 12–27.
- [7] Ербаева М.А., Щетников А.А., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г. и др. Новый опорный разрез плейстоцена Улан-Жалга в Западном Забайкалье // ДАН РАН. - 2019. –Том 488. – №3. – С. 48-52.
- [8] Карabanов Е.Б., Кузьмин М.И., Прокопенко А.А. и др. Глобальные оледенения Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Геохимия ландшафтов, палеоэкология человека и этногенез. Тез. Междунар.симпоз. 6-11 сентября 1999 г. Улан-Удэ, Байкал, Россия. – 1999. – С. 33–36.
- [9] Erbajeva M. Allophaiomys in Baikal Region. // Paludicola/The Early Evolution of Microtus. Special Issue. – 1998. – 5(1). – P.20–27.
- [10] Erbajeva M.A., Alexeeva N.V. Late Cenozoic Mammal faunas of the Baikalian region: Compossition, Biochronology, Dispersal, and Correlation with Central Asia. Ch. 21. In: Fossil Mammals of Asia. Neogene biostratigraphy and chronology. Eds. Wang X., Flynn L.J., Fortelius M. New York. Columbia University Press. – 2013. – P. 495-507.
- [11] Khenzzykhenova F., Kunio Yoshida, Takao Sato, A. Shchetnikov et al. Late Pleistocene Bokhan site (Fore-Baikal area, Russia) and its paleoenvironmental reconstruction // Quaternary International, – 2019. – 534. – P. 197–210.
- [12] Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams B.F., Kuzmin M.I., Khursevich G.K., Gvozdkov A.A. The link between tectonic and paleoclimatic events at 2.8 – 2.5 Ma BP in the Lake Baikal region // Quaternary International, – 2001. – 80-81. – P. 37–46.
- [13] Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Matasova G.G., Kazansky A.Yu., Ivanova V., et al. Upper Paleolithic site Tuyana – a multi-proxy record of sedimentation and environmental history during the Late Pleistocene and Holocene in the Tunka rift valley, Baikal region // Quaternary International, – 2019. – 534. – P. 138–157.

**ИЗМЕНЕНИЯ МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ И ОБЛИКА ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ  
В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА****Е.Н. Бадюкова, Д.М. Лобачева, Р.Р. Макшаев**Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
географический факультет, Москва, Россия,  
badyukova@yandex.ru, lob.dascha@yandex.ru, radikm1986@mail.ru**CHANGES IN THE LOCATION AND APPEARANCE OF THE VOLGA DELTA  
AT THE END OF THE PLEISTOCENE****E.N. Badyukova, D.M. Lobacheva, R.R. Makshaev**

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

Детальное изучение известных разрезов вдоль Нижней Волги проводилось в 20 веке и активно продолжается в настоящее время [12, 14]. Анализ многочисленных материалов, полученных из литературных источников и в результате многолетних полевых исследований, показал, что во всех изученных разрезах вдоль Нижней Волги (Светлый Яр, Райгород, Черный Яр, Нижнее Займище, Цаган-Аман и др.) вскрываются мощные толщи осадков нижне- и верхнехазарского возраста, представленные сложным комплексом лиманных, дельтово-морских и аллювиальных образований. Хазарские отложения перекрыты субаэральными супесями, маломощными морскими прибрежными песками и шоколадными глинами, образовавшимися в лагунах, лиманах и эстуариях хвалынского возраста [2].

При этом важно отметить, что аллювий хвалынского времени отсутствует, его нет ни в одном из разрезов вдоль Нижней Волги, т.е. река не протекала здесь в ранне- и позднехвалынское время. В связи с этим возникает вопрос – где же протекала Волга в Северном Прикаспии в хвалынское время?

О прежних течениях Волги и других рек на территории Северного Прикаспия есть ряд упоминаний в работах [1, 5, 9, 10]. На космо- и аэрофотоснимках в 10 км восточнее долины Волги прослеживается цепочка озер, протянувшаяся на юг и далее от западной окраины Хакского залива (урочище Кызым-Джар) в южном направлении к оз. Баскунчак. Из Баскунчакской котловины воды следовали далее на юг и юго-запад по понижению между горами Б. Богдо и Кубатау, где существовал обширный, далеко простирающийся на север залив.

В хвалынское время русло Волги в нижнем течении разделялось на ряд рукавов. Западный рукав, который пролегал вдоль подножия Ергеней, эродировал поверхность аллювиально-морской равнины, в результате чего сформировалась Сарпинско-Даванская ложбина, образуя в устьевой части залив. К настоящему времени ложбина разделена пролювиальными конусами на ряд замкнутых понижений, занятых озерами или солончаками.

Детальный анализ крупномасштабных карт и космоснимков позволил не только детально картировать Сарпинско-Даванскую ложбину, но выявить и уточнить вслед за авторами [6, 8, 9, 11] направление многочисленных палеопотоков и ложбин стока разного масштаба на правобережье Нижней Волги. Значительная часть палеоврезов начинается в северной части Сарпинской ложбины, расположенной у г. Красноармейска. Однако есть палеопотоки, которые расположены значительно восточнее и которые, судя по топографии, протягиваются через Ахтубу на левый берег Волги и прослеживаются в рельефе далее на ССВ, где многими скважинами вскрываются озерно-аллювиальные отложения хвалынского возраста, залегающие в понижениях хазарского рельефа. На правобережье Волги наиболее крупный палеоврез фиксируется между сел. Раздольный и Зубовка. Ширина долины достигает здесь 15 км, а глубина вреза около 8-10 м. Второй палеоврез меньшей ширины, протягивается между сел. Старица и Зубовка и картируется на ЮЮЗ, сливаясь далее с ложбиной Сарпа. Фиксируются еще ряд небольших палеопотоков и ложбин (рис. 1).

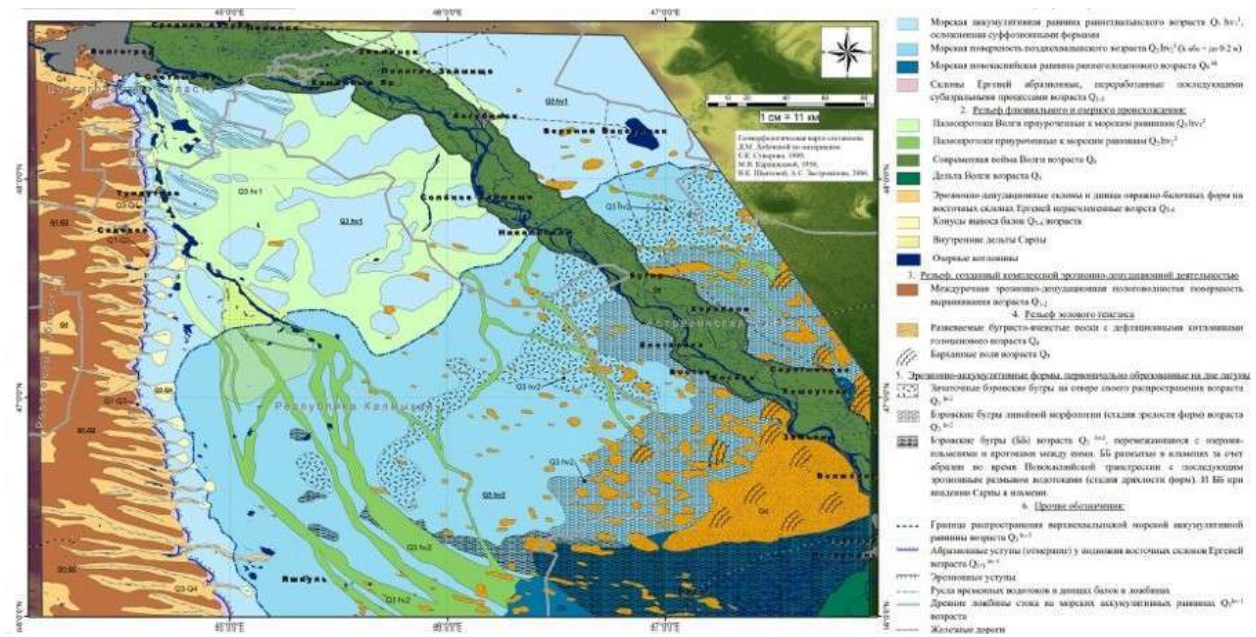


Рис.1. Палеопотоки на правобережье Нижней Волги (карта составлена Лобачевой Д.М.).



Рис. 2. Дельтовые и авандельтовые отложения одного из протоков Волги у подножия Ергеней.



Между палеопотоками расположены останцовые возвышенности, сложенные аллювиально-морскими отложениями в основном хазарского возраста. Они вскрываются в исследованных разрезах вдоль Нижней Волги (Райгород, Черный Яр, Нижнее Займище, Соленое Займище, Цаган-Аман и др.), а также вдоль Сарпинской ложбины. Так, в устьевой части балки Ялмата, в обнажении, бровка которого около 20 м абс. выс., вскрывается супесчано-алевритовая и глинистая тонкослоистая толща. В целом она достаточно однородная, есть отдельные маломощные прослои с мелкими раковинами и детритом, а также с грубозернистым материалом в виде небольших прослоев и линз. Вся мощная толща отложений характерна для дельты и авандельты реки с мутной водой. Накопление осадка шло на фоне постепенного подъема уровня, что позволяло накапливать примерно однородный материал, т.е. скорость подъема была равна скорости накопления осадков (рис. 2).

Как показали исследования, песок образовывался в результате осаждения материала в пресноводной лагуне в условиях теплого и влажного климата. Анализ кумулятивной кривой, коэффициентов сортировки и асимметрии также свидетельствуют о пляжевых условиях образования осадка и формирования в прибрежных условиях (из курсовой работы студентки географического факультета МГУ А. Рудинской).

Таким образом, наличие эрозионных останцов, сложенных аллювиально-морскими отложениями хазарского возраста говорит не о распространении здесь врезанных дельт, как принято в литературе, а об эрозионном рельефе, сформировавшемся на фоне существенного понижения уровня Каспия. Так называемые врезанные дельты формируются при врезании дельтовых протоков в свои же одновозрастные дельтовые отложения. Такого рода рельеф распространен на междуречье Волги и Урала [3].

Ложбина Даван, которая является продолжением Сарпинской, в южной своей части расширяется до 11 км, отклоняясь к ЮВ. Левый борт выражен очень резко, поднимаясь обрывом до 8 м, правый же – длинный и пологий. Окончание ложбины по ее западному борту проследить невозможно, так как он плавно переходит в осложненную пологими увалами поверхность [8]. В субширотном направлении через ложбину протягиваются бэровские бугры с относительной высотой до 8 м и длиной до нескольких километров. Днище ложбины сливается с обширными такырами, расположенными между буграми. Все бэровские бугры аналогичны тем, которые широко распространены восточнее ложбины за исключением того, что значительную их часть в разрезе слагают шоколадные глины, являющимися фундаментом этих характерных форм и сформировавшимися в лагунно-лиманских условиях [2, 7, 16]. Собственно отложения бугровой толщи занимают не более 4–5 м. Такое внутреннее строение бугров, расположение их почти поперек ложбины, а также фестончатый в плане левый берег этой ложбины, огибающий бугры, может свидетельствовать о более молодом возрасте этого участка по сравнению с бэровскими буграми, которые размывались речными потоками, следовавшими по Сарпинско-Даванской ложбине во время глубокой мангышлакской регрессии Каспия. Именно этим можно объяснить незначительную мощность аллювия в ложбине, так как река следовала за отступающим морем, размывая более древние отложения и бугры. Последние исследования позволяют считать бэровские бугры формами рельефа, изначально образованными на дне обширных потоков, следовавших из лагуны в Маныч и далее в Черное море. Лагуна образовалась во время трансгрессии Каспия в позднехвалынское время. Изрезанный берег этой лагуны со стороны суши в значительной степени сохранился в рельефе по настоящее время.

Следовательно, в устьевой части ложбины фиксируются лишь останцы бугров, которые изначально не приурочены к Даванской ложбине и не связаны генетически с ней. Аналогичная ситуация наблюдается и в дельте Волги, где волновая активность в ильменях под действием доминирующих восточных ветров привела к существенному изменению рельефа бэровских бугров, также своим происхождением не связанных с дельтой Волги [13, 15]. Необходимо заметить, что сравнительно неизменный рельеф бэровских бугров

расположен севернее (например, в районе Селитренное-Харабали), там, где на рельеф влияли только субаэральные процессы, в основном склоновые, и где эрозия и абразия отсутствовали.

В один из этапов своего развития дельта Волги представляла собой многорукавную дельту значительно больших размеров, чем современная. Присутствие шоколадных глин в Северном Прикаспии позволяет высказать предположение, что Волга впадала в обширную лагуну и ее многорукавная дельта в позднем плейстоцене – начале голоцена представляла собой дельту выполнения [4]. Это косвенно подтверждается данными по другим побережьям, где также наблюдались значительные изменения уровня моря. Так, Дунай в среднем голоцене впадал в обширную лагуну, отделенную от моря пересыпью. Висла также впадала в лагуну и лишь совсем недавно ее дельта стала формироваться в береговой зоне открытого Гданьского залива. Идет формирование дельты выполнения р. Неман в Куршском заливе и т.д.

Аллювиальный материал, в больших количествах поступающий в лагуну, в дальнейшем, при перетекании вод из нее в Маныч и затем в Черное море, пошел на формирование бугровой толщи в бэровских буграх.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 20-05-00608.*

Список литературы:

- [1] Аристархова Л.Б., Турикешев Г.Т.-Г. Реконструкция позднеплейстоценовой речной сети Прикаспийской низменности // Геоморфология. – 1983. – № 4. – С. 62–67.
- [2] Бадюкова Е.Н. Генезис хвалыньских (плейстоцен) шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюл. МОИП. – Отд. Геология. – 2000. – Т.75. – Вып. 5. – С. 25–31.
- [3] Бадюкова Е.Н. Происхождение «впезанных» или слепых дельт на Волго-Уральском междуречье в свете новых представлений об истории колебаний уровня Каспия // Геоморфология. – 2020 – №3 – с. 72-83.
- [4] Бадюкова Е.Н. История развития Северного Прикаспия и дельты Волги // Океанология. – 2010. – Т. 50. – № 6. – С. 1002–1009.
- [5] Жуков М.М. Проблемы Западного Казахстана. М. –Л.: Изд-во АН СССР. – 1945. – Т. 2. – 235с.
- [6] Леонтьев О.К., Фотева Н.И. Геоморфология и история развития северного побережья Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ. – 1965. – 151 с.
- [7] Макшаев Р. Р. Палеогеография Среднего и Нижнего Поволжья в эпоху раннехвалыньской трансгрессии Каспия / Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. – 2019. – 26 с.
- [8] Николаев В.А. Сарпинско-Даванская ложбина и ее происхождение // Известия ВГО. – Т. 89. – Вып. 4. – 1957. – С. 333–338.
- [9] Труды Прикаспийской экспедиции. М.: Изд-во МГУ, – 1958. – 238 с.
- [10] Турикешев Г.Т.-Г. О позднеплейстоценовой эрозионной сети в северо-западной части Прикаспийской низменности // Вестн. МГУ. – Сер. 5. – Географ. – 1979. – С. 62–66.
- [11] Четвертичные отложения, рельеф и неотектоника Нижнего Поволжья. Изд-во Саратов. ун-в., – 1978. – 183 с.
- [12] Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестн. МГУ. – Сер.5. География. – 2017. – №1. – С. 21–30.
- [13] Badyukova E.N. Genesis of the Baery knolls developed in the Northern Caspian Plain // Quaternary International. – 2018. – V. 465. – Part A. – P. 11–21.
- [14] Krijgsmana W., Tesakov A., Yanina T. Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: Interbasinal connectivity and faunal evolution // Earth-Science Reviews. – 2019. – V.188. – P. 1–40.
- [15] Lobacheva D.M., Makshaev R.R., Zastrozhnov A.S., Zastrozhnov D.A., Tkach N.T. et al. New data about grain-size and geochemical characterization of Baer knolls sediments in the Volga delta region // Proceedings of UNESCO-IUGS-IGCP 610 and INQUA POCAS Joint Plenary Conference and Field Trip. – 2018. Turkey. – P. 109–111.
- [16] Makshaev, R.R., Svitoch, A.A., Yanina, T.A., et al. Lower Khvalynian sediment record of the middle and lower Volga region // IGCP 610 Third Plenary Conference and Field Trip. Astrakhan. Russia. – 2015. – P.125–128.

**ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДАГЕСТАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ НА ФОНЕ КОЛЕБАНИЙ  
УРОВНЯ КАСПИЯ (ТУРАЛИНСКИЙ УЧАСТОК)****Е.Н. Бадюкова**Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
badyukova@yandex.ru**THE HISTORY OF THE OF THE DAGESTAN COAST DEVELOPMENT AGAINST  
THE BACKGROUND OF THE CASPIAN SEA LEVEL FLUCTUATIONS (TURALINSKY  
SECTION)****E.N. Badyukova**

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Значительную часть прибрежной территории на данном участке Дагестанского побережья занимает поверхность новокаспийской террасы, которая протягивается на 8 км с ССЗ на ЮЮВ в виде крупного барьера, отделяющего озеро Большой Турали от Каспийского моря. Терраса состоит из серии береговых валов, сложенных песчано-галечным материалом, причем протягивающихся под углом к современной береговой линии и к уступу размыва в новокаспийской террасе. На начальных этапах формирования барьерного комплекса береговая линия протягивалась с СЗ на ЮВ к мысу Бурун. На это указывают и короткие овраги, имеющие в настоящее время висячие устья. Они расчлениют бровку позднехвалынской террасы, но в отличие от клифа, имеющего субмеридиональное направление, овраги ориентированы на северо-восток. Очевидно, что мы наблюдаем сейчас лишь верховья этих эрозионных форм и, скорее всего, ранее они подходили по нормали к бывшей береговой линии, протягивающейся с СЗ на ЮВ.

Развитие береговой зоны на фоне колебаний уровня моря было структурно предопределено, так как в районе м. Сатун-Турали 7 расположена Таркинская структурная терраса (осложняющая Махачкалинскую антиклиналь), восточное крыло которой расположено в море [5]. Наличие этой структуры отражается в рельефе и в настоящее время. Здесь береговая линия в виде плавной дуги протягивается до м. Сатун, подчеркивая ее восточное крыло. На севере Туралинского участка при каждом падении уровня моря регрессивные террасы достигали большой ширины, так как там располагается пологий свод структуры и уклоны подводного склона меньше. Интенсивная абразия на юге привела к тому, что образовался Манасский залив, начался размыв более древнего аллювия Манаса, представленного гравийно-галечным материалом. Этот грубообломочный материал вдольбереговым потоком стал перемещаться на север, где при очередном подъеме уровня моря формировались мощные трансгрессивные галечниковые валы.

Изучение новокаспийской террасы проводилось долгие годы. Стратиграфия этих отложений была детально изучена Г.И. Рычаговым [6, 10] и другими исследователями [1, 4, 5, 9 и др.]. Радарные профили через барьерный комплекс, отчлениющий оз. Большое Турали [3], позволили более детально изучить внутреннее строение пересыпи и новокаспийской террасы, существенно дополнить и уточнить историю развития данного участка дагестанского берега Каспия (рис. 1). Четко фиксируется палеоуступ в теле мощного вала и палеолагуна за ним. На субгоризонтальных лагунных отложениях залегают грубозернистые толщи, слагающие серии береговых валов. Ранее прибрежный ландшафт береговой зоны резко отличался от современного: на пляже и в береговой зоне преобладали песчаные отложения.

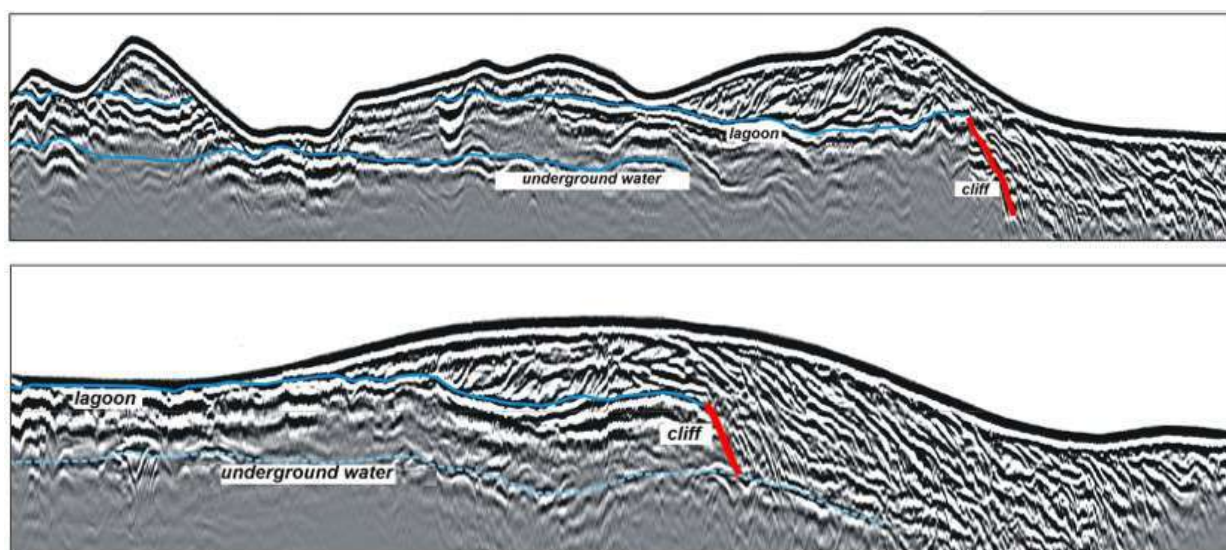


Рис. 1. Радарные профили (А, Б) через барьерный комплекс и восточную часть новокаспийской террасы (по [3]).

Лагунные отложения длительное время находились в субэаральных условиях. Судя по датировкам, этот период длился с 2300 л.н. до 300 л.н. Примерно к этому интервалу времени приурочена глубокая дербентская регрессия, максимум которой был около 1300 л.н, когда уровень моря опускался согласно новым данным до  $-48$  м абс. [8]. О строении более глубоких слоев барьерно-лагунной системы на Туралинском участке дают представление скважины, пробуренные ранее через пересыпь и в озере Большие Турали на глубину до 10 м [4] (рис. 1). К началу формирования туралинской пересыпи озеро было гораздо больших размеров, оно простиралось далеко на север до Махачкалы. Береговой бар, отчленявший эту обширную лагуну, располагался мористее современной береговой линии, он не был сплошным, существовал ряд проливов, на что указывает присутствие *in situ* в озере редких крупных раковин *Didacna Crassa*, проникших в лагуну  $2504 \pm 34$  л.н. (2719–2703, 2639–2492 кал.) [9]. Медленное продвижение берегового бара в глубь суши и на продвижение на лагунные осадки началось, судя по профилю (рис. 2), при уровне моря около  $-30$  м абс.

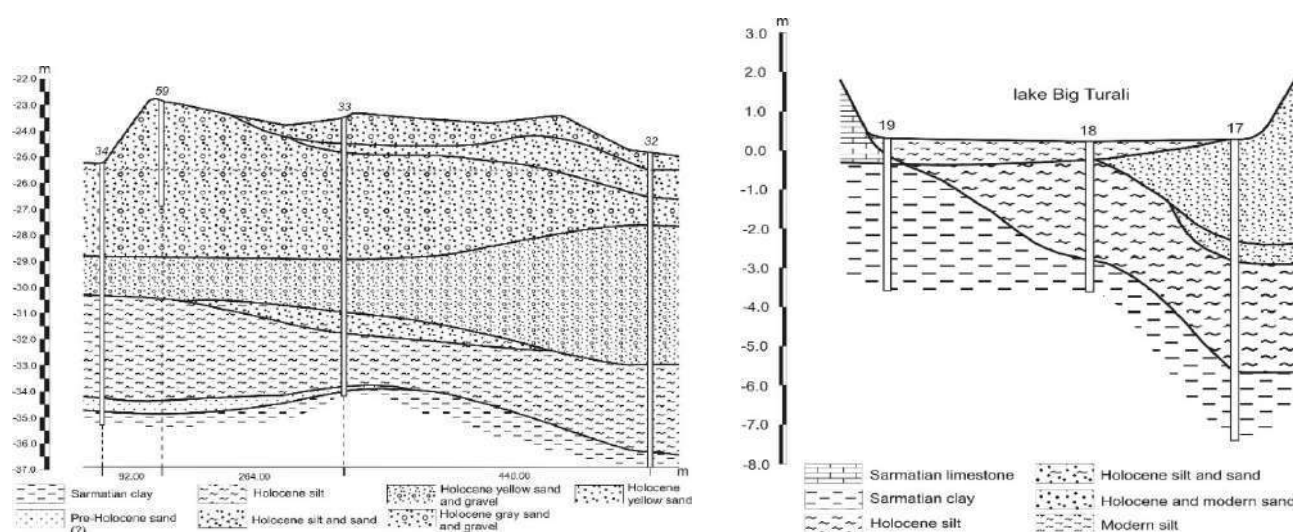


Рис. 2. Строение туралинской пересыпи (по [4]).

Новокаспийская терраса с западной стороны примыкает к клифу, выработанному в позднехвалынской террасе. Южнее оз. Большое Турали в клифе вскрываются слагающие ее толщи, представляющие собой отложения обширной лагуны, существовавшей здесь в позднехвалынское время. Она протягивалась меридионально от устья Манаса, поэтому характер отложений в этой палеолагуне меняется по мере удаления от реки: гравийные осадки сменяются песчаными, затем суглинками (местами с примесью более грубозернистого материала) и супесями. Если здесь протягивалась лагуна, то она должна была быть оконтурена береговыми барами, как это наблюдается на многих низменных дельтовых морских побережьях. Следовательно, бары были размывы при подъеме уровня моря после глубокой регрессии. Судя по высоте клифа, выработанного в позднехвалынских суглинках и более ранних отложениях, а также принимая во внимание малые уклоны поверхности прибрежной равнины, мористый край позднехвалынской террасы и береговой бар находились в сотнях метров мористее современной береговой линии.

Отложения позднехвалынского возраста слагают поверхность прибрежной равнины на высотах от 0 м до -21 м. Ранее разными методами было выполнено датирование отложений, слагающих серию позднехвалынских террас. Недавно получены (предоставлены А. Валеевой) датировки по OSL отложений из позднехвалынской террасы на Туралинском полигоне. Их возраст ( $13.7 \pm 0.7$  и  $13.2 \pm 0.7$ ,  $14.0 \pm 0.7$ ,  $13.3 \pm 0.7$  и  $11.3 \pm 0.8$  тыс.) хорошо согласуется с датировками, полученными ранее [6, 11]. Таким образом возраст позднехвалынской трансгрессии лежит в диапазоне 12-14 тыс. л. н. Поэтому нельзя согласиться с молодым возрастом раннехвалынской трансгрессии, который приводится в последних статьях по Северному Прикаспию [7, 10]. Судя по геоморфологическому положению разрезов, приведенных в этих статьях, рассматриваемые отложения относятся к позднехвалынской, а не раннехвалынской трансгрессии. Поэтому и возраст отложений, полученный из этих разрезов аналогичен возрасту позднехвалынских отложений Туралинского полигона.

Как и в Северном Прикаспии, на побережье Дагестана на многих участках формировалась серия лагунно-трансгрессивных террас [2], оконтуренных стадийными береговыми линиями (махачкалинская, кумская, сартанская, кумская стадии). На фоне понижения уровня Каспия происходили его трансгрессивные этапы, когда образовывались лагуны на поверхности бывших регрессивных террас, поэтому в трансгрессивной серии морских осадков лагунные образования подстилаются более древними отложениями, причем с резким несогласием, без постепенного фациального перехода. При унаследованном развитии береговых процессов многократные колебания уровня моря привели к тому, что низменная приморская равнина Дагестана представляет серию последовательно приращенных друг к другу лагунно-трансгрессивных террас, возраст которых будет последовательно моложе по мере уменьшения их абсолютных высот.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №19-05-01004.*

#### Список литературы

- [1] Бадюкова Е.Н., Игнатов Е.И., Рычагов Г.И. Влияние колебаний уровня Каспийского моря на береговые процессы // Современные глобальные изменения природной среды. Изд-во Научный Мир. – 2004. – Т. II – Ч.4. – С. 555-570.
- [2] Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д. Лагунно-трансгрессивные террасы // Геоморфология. – № 3. – С. 36-43.
- [3] Бадюкова Е.Н., Калашников А.Ю. Зависимость типов берегов и прибрежного эолового рельефа от колебаний уровня моря (на примере Каспия) // Океанология 2015. Т. 49. № 6. С. 926-933
- [4] Ильинский В.П., Клебанов Г.С. Добыча мирабилита в туралинских озерах // Записки соляной лаборатории Академии наук. 1932.
- [5] Леонтьев О.К., Рычагов Г.И., Маев Е.Г. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ. – 1977 – т.1. – С.1-43.– 209 с.
- [6] Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ. – 1997. – 266с.

- [7] Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L., et al. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to  $^{14}\text{C}$  and  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  methods // *Quaternary International*. – 2016. – Volume 409. – Part A. – Pages 81-87.
- [8] Hoogendoorn R.M., Boels J.F., Kroonenberg S.B. et al. Development of the Kura delta, Azerbaijan; a record of Holocene Caspian Sea-level changes // *Marine Geology*. 2005. V. 222–223. P. 359–380.
- [9] Kroonenberg, S.B., Badyukova, E.N., Storms, J.E.A., Ignatov, E.I., Kasimov, N.S. A full sea-level cycle in sixty-five years: barrier dynamics along Caspian shores. // *Sedimentary Geology*. – 2000. – V.134. – С. 257-274.
- [10] Kurbanov, R., Murray, A., Thompson, W., et al. First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River // *Boreas*. –V. 50. – N 1. – С.134-146.
- [11] Rychagov G.I. 1997. Holocene oscillation of the Caspian Sea, and forecasts based on paleogeographical reconstructions // *Quaternary International*. – V. 41-42. – P. 167-172.

## ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЕЙ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В ГОЛОЦЕНЕ И ОТЛОЖЕНИЯ ЛАЙД И МЕЛКОВОДНЫХ ЗАЛИВОВ КАК ИХ ИНДИКАТОР

А.В. Баранская<sup>1,2</sup>, А.Л. Захаров<sup>1</sup>, В.А. Сороковиков<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, alisa.baranskaya@yandex.ru

<sup>2</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, alisa.baranskaya@yandex.ru

<sup>3</sup>ИФХиБППРАН, Пущино, Россия, vtravel@rambler.ru

## HOLOCENE SEA-LEVEL CHANGES IN THE RUSSIAN ARCTIC, AND SEDIMENTS OF LAIDAS AND SHALLOW BAYS AS THEIR INDICATORS

A.V. Baranskaya<sup>1,2</sup>, A.L. Zakharov<sup>1</sup>, V.A. Sorokovikov<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Moscow State University named after M.V. Lomonosov, Moscow, Russia

<sup>3</sup>ISSPRAS, Pushchino, Russia

Изучение изменений относительного уровня моря в геологическом прошлом важно для понимания современных тенденций в поведении уровня моря, а также его прогноза в будущем. Кроме того, данные об относительном уровне моря в прошлом используются для палеогеографических реконструкций, моделирования процессов гляциоизостатической компенсации, выявления границ и мощности древних покровных ледников.

Для реконструкции изменений относительного уровня моря на берегах арктических морей России со времени максимума последнего оледенения, их механизмов и факторов была собрана база данных изменений относительного уровня моря в Российской Арктике в конце позднего плейстоцена-голоцене. Она охватывает временной интервал от максимума последнего оледенения (25 тыс. лет назад) до наших дней и состоит из 634 точек. Структура приведена к стандартному виду, согласно международным протоколам [4]. Присутствуют сведения о географическом положении каждой точки, высоте индикаторов над уровнем моря, датированном материале, глубине его залегания, геологическом разрезе, выше- и нижележащих слоях.

Точки разделены на 24 района согласно своему географическому положению, удаленности от центров оледенения, геоморфологическим, палеогеографическим и тектоническим особенностям (рис. 1). Построены графики изменения относительного уровня моря, установлены закономерности его пространственной и временной изменчивости. Выявлено, что районы, перекрывавшиеся ледниковыми щитами (Балтийский щит, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля), испытывают преимущественное падение уровня моря за счет гляциоизостатического поднятия суши; области вокруг краев древнего ледника (берега Печорского моря, север Ямала и Гыдана) характеризуются подъемом относительного уровня моря в течение всего голоцена, а регионы, удаленные от центров оледенения (море

Лаптевых, южная часть Ямала и Гыдана), испытали подъем уровня моря до первых метров над современным с последующим медленным падением. Проведено сравнение данных из базы с результатами численных моделей гляциоизостатической компенсации ICE-6G\_C VM5a [1, 6] и ICE-7G\_NA VM7 [7], а также с использованием моделей с 3D-неоднородностями параметров литосферы и мантии [5]. Результаты показали значительную сходимость, однако, присутствуют и несоответствия, которые могут быть вызваны, в частности, локальными дифференцированными тектоническими движениями.

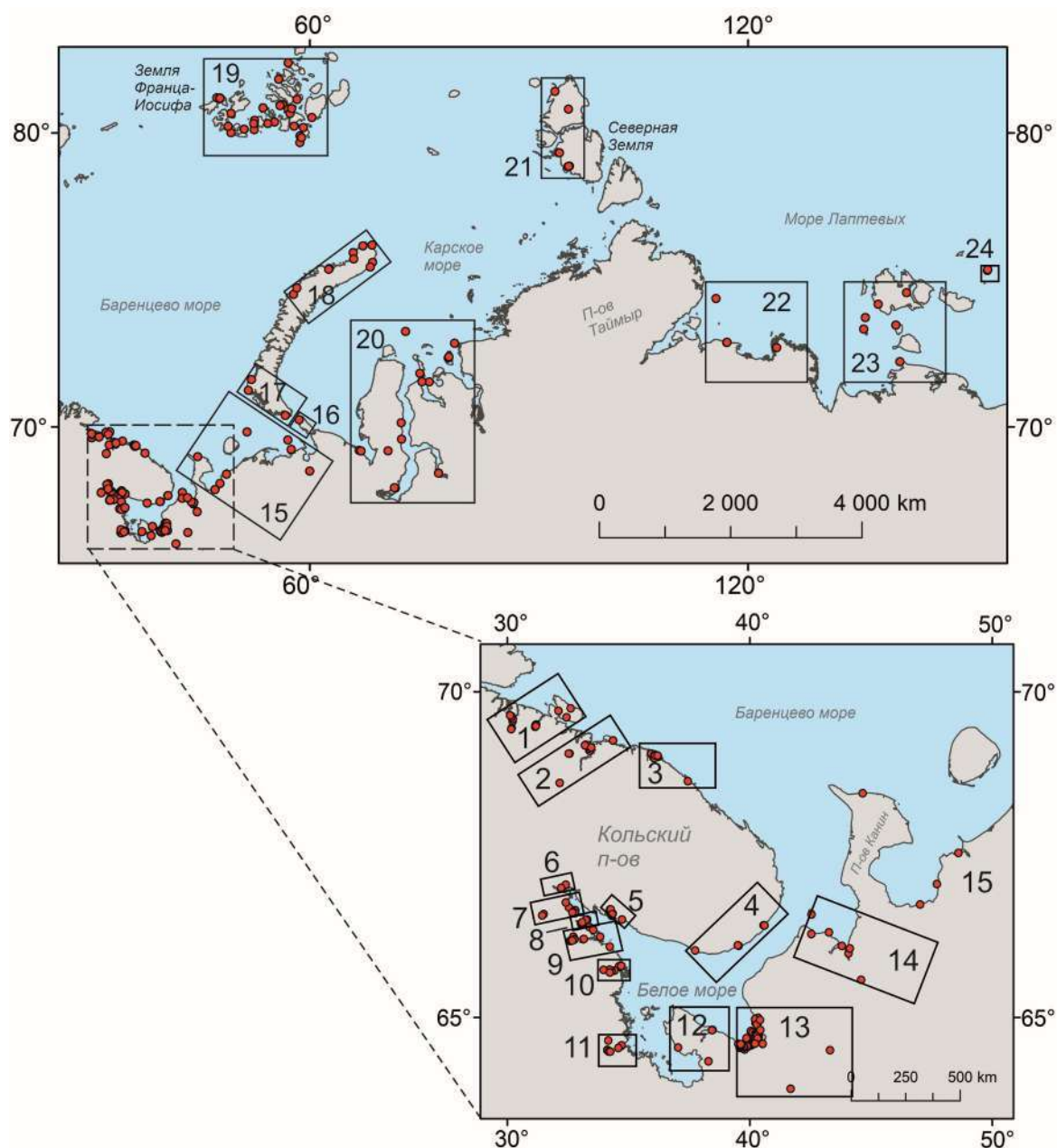


Рис. 1. Расположение точек базы данных изменений относительного уровня моря.

Пространственное распределение точек из базы данных свидетельствует о том, что в наибольшей степени изменения относительного уровня моря в прошлом изучены в районах, покрывавшихся покровными ледниками во время максимума последнего оледенения и испытывающих понижение уровня моря. Это Кольский полуостров, Карелия, архипелаги Земля Франца-Иосифа и Новая Земля. Такая неравномерность в изученности логична, поскольку в этих районах древние береговые линии и индикаторы уровня моря находятся выше современного уровня воды и доступны для исследований. Хуже ситуация обстоит с

районами, где уровень моря в голоцене преимущественно рос, и индикаторы лежат ниже современного уровня моря. В особенности интересны берега Печорского и Карского морей, поскольку эти районы располагаются в относительной близости краевых частей ледника, существовавшего во время максимума последнего оледенения. Именно здесь может располагаться краевой компенсационный приледниковый прогиб, который после схода ледника мог опускаться, ускоряя рост уровня моря за счет увеличения количества воды в Мировом Океане. Подобный прогиб и его влияние на относительный уровень моря был задокументирован в Европе [8, 9, 10] и США [2, 3], однако, в Российской Арктике его пределы и интенсивность движений земной коры, вызванных этим механизмом, известна не была.

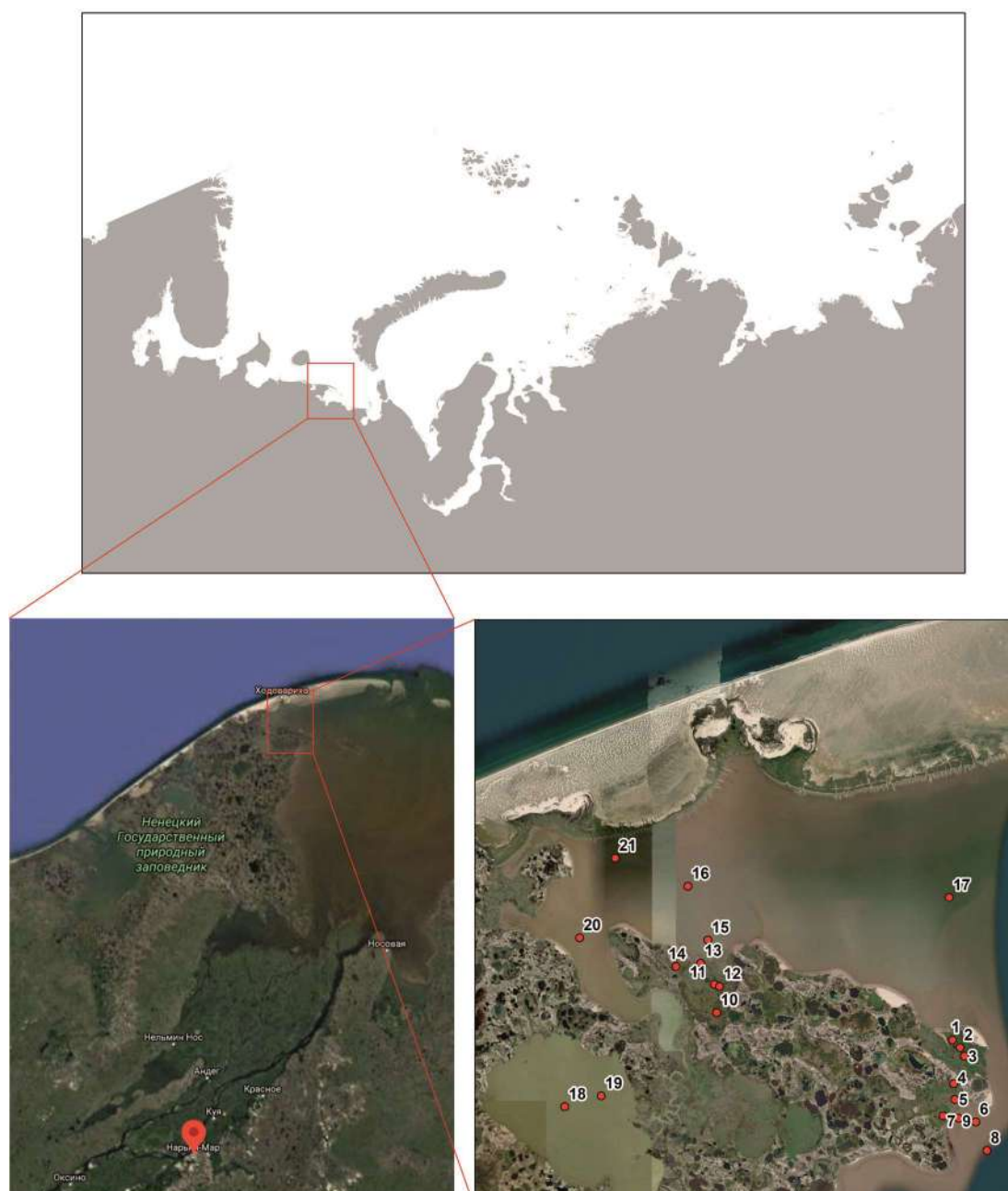


Рис. 2. Участок полевых работ в апреле 2021 г. и точки бурения лайдовых отложений (колонки показаны на рис. 3).



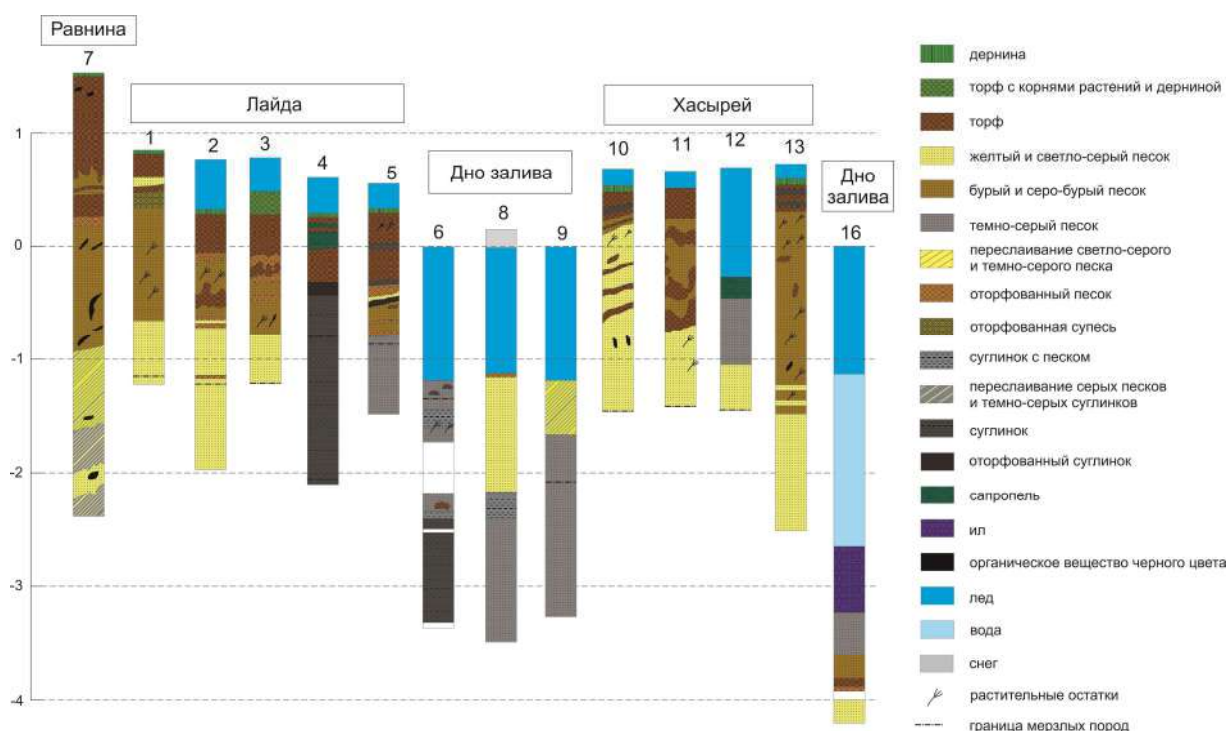


Рис. 3. Колонки отложений лайд и донных осадков Кузнецкой губы. Номера скважин соответствуют номерам точек на рис. 2.

Один из методов изучения изменений относительного уровня моря в прошлом в областях его роста – изучение отложений приливных маршей, аналогом которых в Арктике являются лайды. В то время как в России это направление развито относительно слабо, в Северной Америке [2] и Европе [8, 10] активно применяется методика исследования соляных маршей (низких морских террас, затапливаемых во время высоких приливов и нагонов). Их отложения, содержащие значительное количество органического вещества и специфические сообщества диатомовых водорослей и фораминифер, приспособленных как к солоноводному, так и к пресноводному режиму, представляют собой ценные природные архивы. С помощью датирования, диатомового, ботанического и других анализов маршевых отложений можно реконструировать детальные кривые изменения уровня моря.

Бурение таких отложений низких лайд было проведено в апреле 2021 г. в районе Кузнецкой губы Печорского моря (рис. 2).

По профилям были опробованы отложения разных геоморфологических уровней: 1) равнины с абсолютными высотами 1,5 – 2 м, не заливающиеся в приливы; 2) лайды высотой 0,2 – 1 м; 3) лайды в днище хасырея на месте спущенного озера, высотой 0,2 – 0,5 м; 4) дно Кузнецкой губы на глубинах от 1 до 3 м (рис. 3).

Результаты показали низкую мощность торфяных отложений лайды по сравнению с ожидаемой: она не превышала 1,5 – 2 м. Тем не менее, анализ микрофоссилий и датирование отложений позволит в будущем выявить скорость накопления торфяных отложений на лайде и изменения уровня моря за последние несколько сотен, а, возможно, и тысяч лет. Еще одним важным результатом было обнаружение лайдовых отложений (прослой торфа) в донных осадках залива на глубине менее 4 м ниже современного уровня. Это свидетельствует о том, что уровень моря в регионе рос, и, наряду с отсутствием даже низких морских террас или древних береговых валов в районе исследования, позволяет предположить, что рост его продолжался непрерывно в течение голоцена. Таким образом, отсутствие периода высокого положения уровня моря в середине-конце голоцена косвенно подтверждает наличие эффекта опускающегося компенсационного прогиба, приводящего к более быстрому росту уровня Печорского моря по сравнению со среднемировым.

*Исследование выполнено в рамках проекта РФФИ № 20-35-70002.*

Список литературы:

- [1] Argus, D. F., Peltier W. R., Drummond R., and Moore A.W. The Antarctic component of postglacial rebound Model ICE-6G\_C (VM5a) based upon GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses and sea level histories // *Geophys. J. Int.* – 2014. – Vol. 198. – P. 537–563, doi:10.1093/gji/ggu140.
- [2] Engelhart, S.E., Horton, B.P. Holocene sea level database for the Atlantic coast of the United States // *Quat. Sci. Rev.* – 2012. – Vol. 54. – P. 12–25. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.09.013>.
- [3] Engelhart, S.E., Horton, B.P., Kopp, R.E., Nelson, A.R., Vacchi, M. A sea-level database for the Pacific coast of central North America // *Quat. Sci. Rev.* – 2015. – Vol. 113. – P. 78–92. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.12.001>.
- [4] Hijma, M.P., Engelhart, S.E., Tornqvist, T.E., Horton, B.P., Hu, P., Hill, D.F. A protocol for a geological sea-level database // in: Shennan, I., Long, A.J., Horton, B.P. (Eds.), *Handbook of Sea-level Research*. John Wiley & Sons, Ltd, New York. – 2015. – P. 536–553.
- [5] Li, T., & Wu, P. Laterally heterogeneous lithosphere, asthenosphere and sub-lithospheric properties under Laurentia and Fennoscandia from Glacial Isostatic Adjustment // *Geophysical Journal International*. – 2018. – Vol. 216(3). – P. 1633–1647.
- [6] Peltier, W.R., Argus, D.F., Drummond, R.. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: the global ICE-6G\_C (VM5a) model // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. – 2015. – Vol. 120. <http://dx.doi.org/10.1002/2014JB011176>, 2014JB011176.
- [7] Roy, K., Peltier, W.R. Space-geodetic and water level gauge constraints on continental uplift and tilting over North America: Regional convergence of the ICE-6G\_C (VM5a/VM6) models // *Geophysical Journal International*. – 2017. – Vol. 210(2). – P. 1115–1142.
- [8] Shennan, I. Holocene crustal movements and sea level changes in Great Britain // *J. of Quat. Sci.* – 1989. – Vol. 4 (1). – P. 77–89.
- [9] Shennan, I., Horton, B. Holocene land- and sea-level changes in Great Britain // *J. Quat. Sci.* – 2002. – Vol. 17. – P. 511–526. <http://dx.doi.org/10.1002/jqs.710>.
- [10] Vink, A., Steffen, H., L., Reinhard, L., Kaufmann, G. Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea) // *Quat. Sci. Rev.* – 2007. – Vol. 26. – P. 3249–3275.

**ПРИРОДНАЯ СРЕДА ВОСТОЧНО-САЯНСКОГО ГОРНОГО РЕГИОНА  
В ПОСЛЕДНИЕ 14 ТЫСЯЧ ЛЕТ: КОМПЛЕКСНЫЕ ЗАПИСИ ИЗ ДОННЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР**

**Е.В. Безрукова<sup>1</sup>, Н.В. Кулагина<sup>2</sup>, А.А. Амосова<sup>1</sup>, М. ван Харденбрук<sup>3</sup>, М.Е. Эдвардс<sup>4</sup>,  
С.А. Решетова<sup>1</sup>, Е.В. Волчатова<sup>1</sup>, М.В. Чубаров<sup>1</sup>, А.А. Щетников<sup>1,2</sup>, И.А. Филинов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, bezrukova@igc.irk.ru

<sup>2</sup> Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, kulagina@crust.irk.ru

<sup>3</sup> Университет Ньюкасла, Великобритания, maarten.vanhardenbroek@ncl.ac.uk

<sup>4</sup> Университет Саутгемптона, Великобритания, m.e.edwards@soton.ac.uk

**THE EAST SAYAN MOUNTAIN REGION ENVIRONMENT OVER THE LAST 14 KYR:  
MULTIPROXY RECORDS FROM LACUSTRINE SEDIMENTS**

**E.V. Bezrukova<sup>1</sup>, N.V. Kulagina<sup>2</sup>, A.A. Amosova<sup>1</sup>, M. van Hardenbroek<sup>3</sup>, M.E. Edwards<sup>4</sup>,  
S.A. Reshetova<sup>1</sup>, E.V. Volchatova<sup>1</sup>, V.M. Chubarov<sup>1</sup>, A.A. Shchetnikov<sup>1,2</sup>, I.A. Filinov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup> Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>3</sup> Newcastle University, Newcastle upon Tyne, United Kingdom

<sup>4</sup> University of Southampton, Southampton, United Kingdom

За последние 14000 лет наша планета пережила значительное потепление после ледникового максимума – Greenland interstadial-1, похолодание в Greenland stadial-1 и оптимум голоцена. Реакции внутриконтинентальных геосистем на эти экстремальные климатические события полезны для понимания изменений климата и их механизмов. Горные районы Восточного Саяна (ВС) с холодным и неравномерно влажным климатом чувствительны к климатическим изменениям [3]. Таким образом, знание естественной растительности, процессов выветривания горных пород в холодные и теплые периоды в ВС

может не только помочь понять прошлые изменения природной среды и климата, но и спрогнозировать будущие тенденции изменения климата и предоставить актуальную справочную информацию для экологического менеджмента. Для реконструкции изменения ландшафтов и климата в высокогорной зоне ВС мы провели комплексное исследование донных отложений нескольких озер. В настоящем сообщении представлены первые результаты реконструкции ландшафтов и климата в бассейне оз. Хикушка.

Оз. Хикушка является каровым, проточным озером и находится в пределах высокогорного Окинского плато. Площадь водной поверхности озера составляет 0,3 км<sup>2</sup>, глубина достигает 42 м. Котловина озера обрамлена крутыми скалистыми склонами. Удаленность района от океанов и значительная абсолютная высота местности обусловили здесь резко континентальный климат с продолжительной и суровой зимой, прохладным летом. Амплитуда средних температур теплого и холодного сезонов достигает 50°C. Многолетнемерзлая толща залегает на глубине от 0,2 до 1,5-1,7 метра. На климат ВС влияют западные циклоны, восточноазиатские муссоны и сибирский антициклон [9]. Весной и осенью преобладают осадки, приносимые западными циклонами [9], тогда как летом повышается роль юго-западных и юго-восточных воздушных масс.

Растительность в самой озерной котловине относится к подгольцовому подполю высокогорной зоны и представлена чередованием травянистой злаково-разнотравной и кустарниковой тундры из березки кустарниковой *Betula nana* и ивы *Salix*. В травянистом покрове много бадана *Bergénia crassifólia*, чемерицы *Verátrum lobeliánum*, осок *Cyperaceae*. В нескольких сотнях метров котловины озера существует островок низкорослых пихт *Abies sibirica* среди зарослей кустарниковой березки, а низкие склоны молодых вулканов в нескольких км к востоку заняты разреженными древостоями из лиственницы сибирской *Larix sibirica*. Разреженная растительность восточных склонов котловины не мешает прямому поступлению в озеро терригенного материала. Озеро питается за счет атмосферных осадков и внутригрунтового стока.

Керн донных отложений оз. Хикушка был отобран с глубины 32 м (рис. 1). Его длина 123 см. Разрез отложений имеет двучленное строение. Слой 123-88 см сформирован алеврито-глинистыми осадками, а выше по разрезу (0-88 см) залегает толща глинистых алевритов, насыщенных диатомеями. В отложениях керна были измерены магнитная восприимчивость (МВ), содержание биогенного кремнезема ( $\text{SiO}_{2\text{био}}$ ), влажность и плотность сухого вещества, потери при прокаливании при 950°. Литологический состав отложений описан методом смер-слайдов в трех повторностях. Для оценки возраста отложений получены шесть AMS <sup>14</sup>C датировок по общему органическому веществу в лаборатории радиоуглеродного анализа в г. Познань (Польша). Значения радиоуглеродного возраста были откалиброваны с использованием программы OxCal v4.3 [4] и калибровочной кривой IntCal20 [12]. Для построения глубинно-возрастной модели использовались калиброванные значения.

Палинологический анализ проведен для каждого второго сантиметра в керне, рентгенофлуоресцентный – для каждого, гранулометрический – для каждого пятого сантиметра. Пыльцевая диаграмма построена в программе Tilia/TiliaGraph [8]. Стратиграфически ограниченный кластерный анализ CONISS [8] на основе суммы пыльцы наземных таксонов позволил выделить четыре пыльцевых зоны (PAZ, рис. 2).

Основываясь на пыльцевой записи из оз. Хикушка и эколого-климатических предпочтениях таксонов растительности, чья пыльца присутствует в спорово-пыльцевых спектрах (СПС) из отложений озера, реконструировано изменение растительности и климата бассейна озера за последние почти 14000 лет. С 13800 до 12700 л.н. в бассейне оз. Хикушка преобладали травяно-кустарниковые тундры из *Betula nana*, *Salix*, *Cyperaceae*, однако, высокое обилие пыльцы *Picea obovata* и *Laix* предполагает древесную растительность в водосборе озера. Сухие склоны были благоприятны для развития летом степных марево-полынных группировок. Сравнение времени существования начального этапа онтогенеза оз. Хикушка с глобальной шкалой событийной стратиграфии показывает, что этот этап

соотносится с финалом потепления климата северного полушария в гренландский интерстадиал 1 (GI-1) [11]. Повышенный уровень летней инсоляции в северном полушарии в это время [1] стал причиной активного таяния локального ледника и образования озера у его края. Высокие значения  $Mb$ ,  $K/Al$ ,  $Rb/Sr$ , низкие  $SiO_{2\text{био}}$ , господство глинистой фракции (рис. 3) поддерживают вывод о формировании приледникового озера с мутной водой, низко продуктивного. Диапазон значений  $Al/Ti$ ,  $CIA$  свидетельствует о влажном климате. Возможно, сочетание высокого уровня летнего тепла (рис. 3, летняя инсоляция), таяния многолетней мерзлоты обеспечивало достаточную влажность почв и благоприятные условия для ели и лиственницы. Хотя, обе породы приспособлены расти в резко континентальном климате на близко залегающем слое многолетней мерзлоты [2].

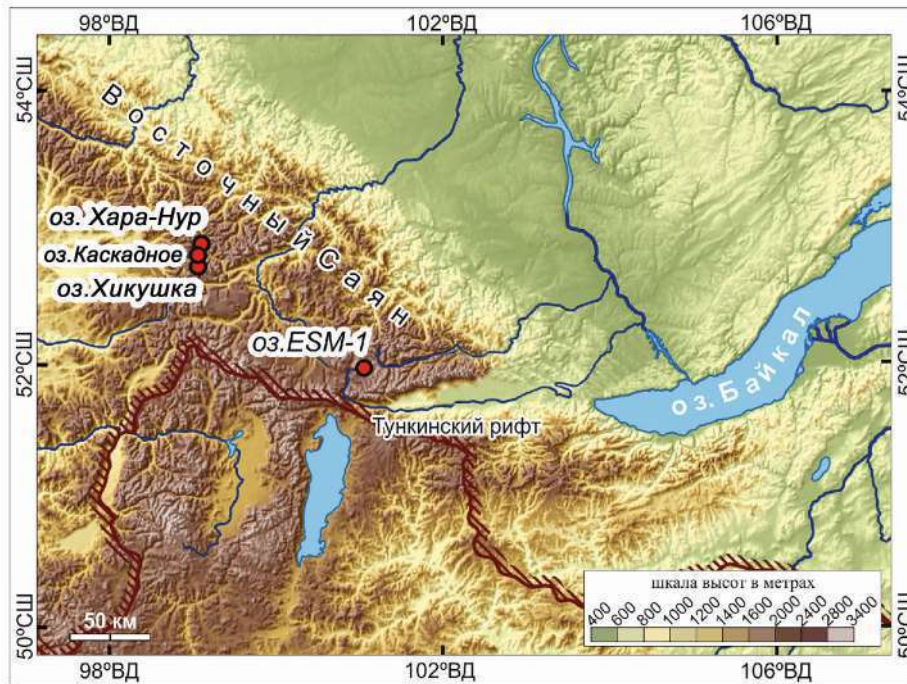


Рис. 1. Местоположение оз. Хикушка. Остальные красные точки соответствуют ранее изученным разрезам озерных отложений позднеледникового-голоценового возраста в горах Восточного Саяна.

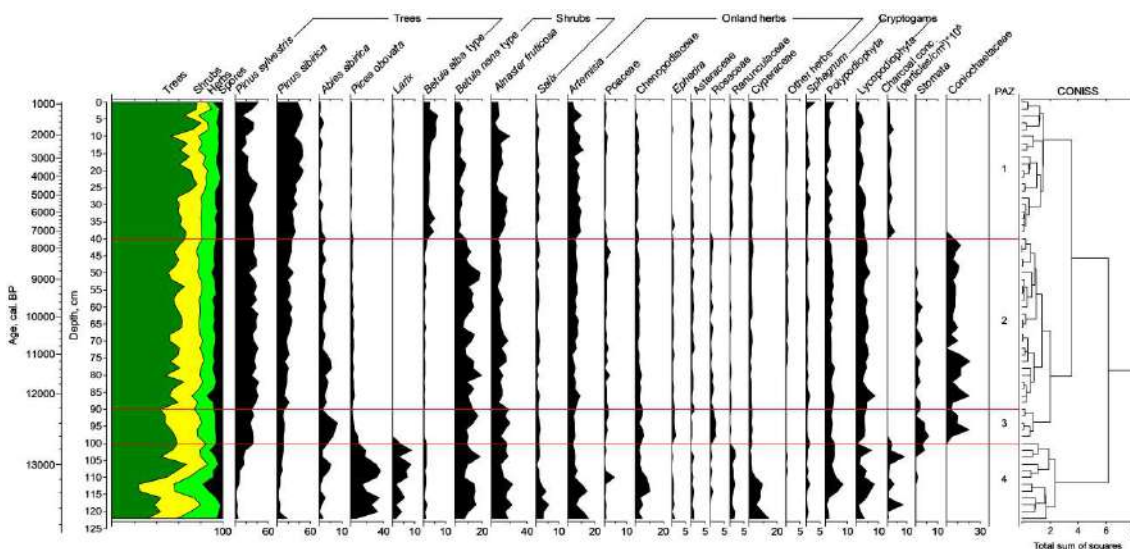


Рис. 2. Диаграмма процентного содержания пыльцы и спор отдельных таксонов из керна оз. Хикушка. Пыльцевые зоны (4-1) указаны вместе с результатами кластерного анализа CONISS. Процентное содержание таксонов основано на общей сумме наземных пыльцевых зерен, принятой за 100%.

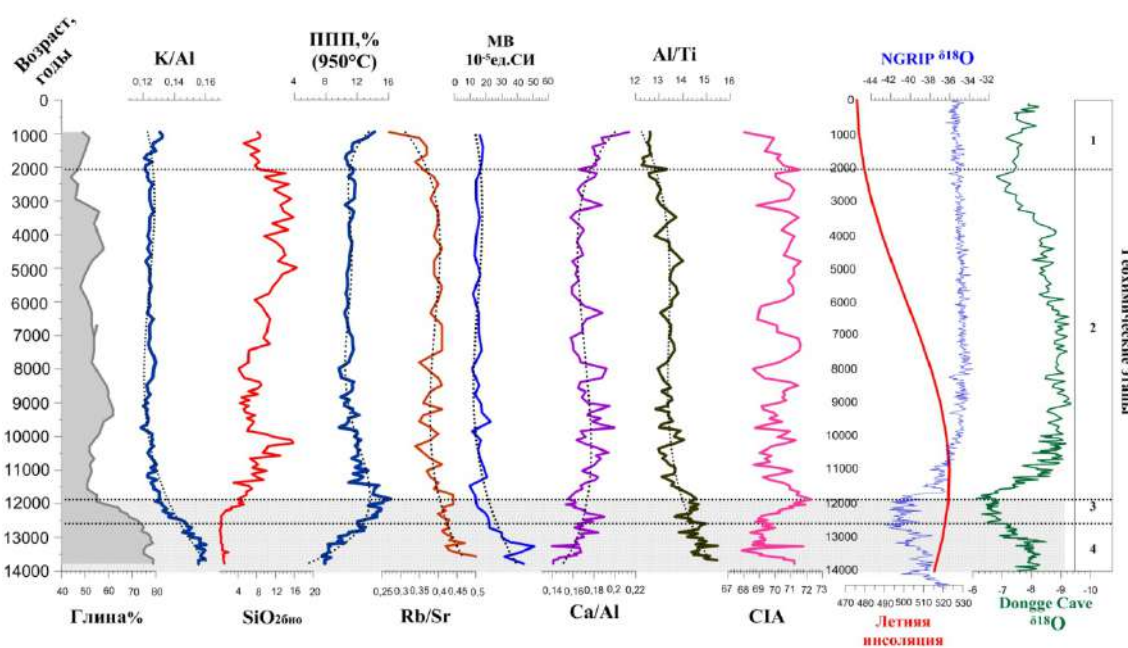


Рис. 3. Литология, физические свойства и некоторые геохимические индикаторы природной среды за последние 13800 лет в водосборе оз. Хикушка в сравнении с изменением летнего тепла [1] на широтах Восточного Саяна, активностью летнего азиатского муссона (Dongge Cave  $\delta^{18}\text{O}$ , [6]) за тот же период времени.

Позже, 12700-12200 л.н. в бассейне озера резко сократились обитания, благоприятные для лиственницы и ели, а также заболоченные площади. При этом гораздо шире распространилась пихта, предпочитающая умеренно-континентальный климат с прохладным летом и снежной зимой. Повысившееся обилие пыльцы сосны может означать ее расширение в нижних поясах гор. Сосна известна как обильный производитель пыльцы, которая переносится на большие расстояния [7]. Обычно, если обилие пыльцы сосны не превышает 30%, значит, сосна не росла вблизи исследуемого района [13]. Геохимические индексы (рис. 3) предполагают постепенное снижение поступления обломочного материала. Вероятно, ледник сильно сократился, воды в озеро стали поступать, в основном, из атмосферных осадков и внутригрунтового стока. Более сомкнутый растительный покров также мог препятствовать прямому поступлению в озеро обломочного материала.

Следующий интервал развития озерной геосистемы, 12200-7300 л.н., характеризуется господством в локальной растительности кустарниковых тундр, сокращением роли пихты, ели. В региональной растительности продолжается расширение сосны обыкновенной и сибирской. Снижение значений MB, Al/Ti, K/Al предполагает ослабление эрозии склонов. Реконструкция предполагает понижение влажности почв, наступление более сухого климата, что совпадает с тенденцией повышения доступного растениям тепла и снижения влаги в Байкальском регионе с раннего голоцена до 6000 л.н. [5], а также в котловине соседнего с оз. Хикушка озером Каскадное [3]. Аналогичный тренд потепления и снижения влажности от раннего к среднему голоцену реконструирован и для северной части Монголии [10] и согласуется с максимальным поступлением в умеренные широты северного полушария летнего тепла (рис. 3).

В последние 7300 лет в водосборе оз. Хикушка началось расширение лиственничных древостоев, а повышение в пылевом дожде роли пыльцы березы и сосны сибирской может означать их региональное расширение. Самое высокое содержание  $\text{SiO}_2\text{био}$  предполагает, что оз. Хикушка стало продуктивной системой. Постепенное снижение глинистой фракции в отложениях озера свидетельствует или об усилении склоновой эрозии, поставляющей в озеро более грубую фракцию, или о постепенном снижении уровня воды и приближении берегов к точке бурения. Заметные изменения значений геохимических индексов позднее 2000 л.н. может быть следствием усиления склоновой эрозии и повышения притока

обломочного вещества в озеро, снижения продуктивности озерной экосистемы. В целом, реконструкции предполагают повышение континентальности климата и формирование современного состава растительности. Вероятно, снижение летней инсоляции и интенсивности летнего азиатского муссона (рис. 3), открыли Восточный Саян и прилегающие регионы для влияния более прохладных североатлантических воздушных масс. Самое значительное расширение *Larix* и *Pinus sibirica* около 4500 л.н. произошло и в котловинах других озер Окинского плато [3], предполагая общие глобальные причины таких изменений.

Таким образом, пыльцевая, геохимическая и другие записи из донных отложений оз. Хикушка, использованные для реконструкции растительности, климата высокогорной зоны Восточного Саяна за последние 13800 лет, свидетельствуют о значительном потеплении климата региона в GI-1, коротком интервале увлажнения в GS-1, наступлении умеренно-теплого и умеренно-влажного климата среднего голоцена, за которым последовало усиление континентальности климата позднего голоцена.

Возможно, что разные локальные характеристики водосборных бассейнов разных озер Восточно-Саянской горной страны (например, высота над уровнем моря, крутизна и экспозиция склонов, лито-геохимический состав слагающих их пород, размеры водосборных бассейнов, скорости аккумуляции донных отложений) обусловили не всегда четко проявление в реконструированных записях региональных палеогеографических событий, таких, как GS-1 в записи из оз. Хикушка. Это подчеркивает крайнюю чувствительность исследуемого региона к внутренней изменчивости и внешнему воздействию в периоды климатической нестабильности.

*Исследования выполнены при частичной поддержке грантов РФФИ № 19-05-00328, РФФИ-Лондонское Королевское Общество № 21-55-10001.*

Список литературы:

- [1] Berger A. and Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // *Quat. Sci. Rev.* – 1991. – Vol. 10. – P. 297–317.
- [2] Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orlova L.A., Danko L.V. Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as paleo-environmental indicator. *Quat. Int.* – 2005. – Vol. 136. – P. 47-57.
- [3] Bezrukova E.V., Shchetnikov A.A., Kulagina N.V., Amosova A.A. Lateglacial and Holocene vegetation and environmental change in the Jom-Bolok volcanic region, East Sayan Mountains, South Siberia, Russia // *Boreas*. – 2021. - <https://doi.org/10.1111/bor.12518>. ISSN 0300-9483.
- [4] Bronk Ramsey C. Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal program // *Radiocarbon*. - 1995. – Vol. 37. – P. 425–430.
- [5] Demske D., Heumann G., Granoszewski W., Nita M., Mamakowa K., Tarasov P.E., Oberhansli H. Late glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high resolution pollen records from Lake Baikal // *Glob. Planet. Change*. - 2005. – Vol. 46. – P. 255-279.
- [6] Dykoski C.A., Edwards R.L., Cheng H., Yuan D., Cai Y., Zhang M., Lin Y., Qing J., An Z., Revenaugh J. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 2005. – Vol. 233. – P. 71-86.
- [7] El-Moslimany A.P. Ecological significance of common nonarboreal pollen: examples from drylands of the Middle East // *Rev. Palaeobot. Palynol.* – 1990. – Vol. 64. – P. 343-350.
- [8] Grimm E.C. TGView. Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield. 2004. TGView Version 2.0 2.
- [9] Kostrova S.S., Meyer H., Fernandoy F., Werner M., Tarasov P.E. Moisture origin and stable isotope characteristics of precipitation in Southeast Siberia // *Hydrol. Process.* - 2020. – Vol. 34. – P. 51–67.
- [10] Ma Yu., Liu K., Feng Zh., Meng H., Sang Ya., Wang W., Zhang H. Vegetation changes and associated climate variations during the past 38,000 years reconstructed from the Shaamar eolian-paleosol section, northern Mongolia // *Quat. Int.* – 2013. - Vol. 311. – P. 25-35.
- [11] Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P.E., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen, S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallenga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the last Glacial period based

on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quat. Sci. Rev.* - 2014. – Vol. 106. – P. 14–28.

[12] Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon.* – 2020. – Vol. 62. – P. 725–757.

[13] Willis K.J., Sümegi P., Braun M., Toth A. The late Quaternary environmental history of Batorliget, N.E. Hungary // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* – 1995. – Vol. 118. -P. 25-47.

**РАЗВИТИЕ ОЗЕРНО-ФЛЮВИАЛЬНЫХ СИСТЕМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
ТУРАНО-УЮКСКОЙ КОТЛОВИНЫ (САЯНО-ТУВИНСКОЕ НАГОРЬЕ)  
В ПОСЛЕДНИЕ 100 ТЫСЯЧ ЛЕТ**

**Ю.Р. Беляев<sup>1</sup>, А.В. Панин<sup>2</sup>, М.А. Бронникова<sup>2</sup>, А.Д. Кирюхина<sup>1</sup>, А.В. Кошурников<sup>1</sup>,  
А.М. Крамынин<sup>1</sup>, М.А. Павлов<sup>1</sup>, Е.А. Константинов<sup>2</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>1,2</sup>, А.Л. Захаров<sup>2</sup>,  
Н.В. Сычев<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, yrbel@mail.ru

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo\_igras@mail.ru

**EVOLUTION OF TURAN-UYUK BASIN (SAYAN-TUVA UPLAND)  
FLUVIAL-LUCUSTRINE SYSTEMS OVER THE LAST 100 000 YEARS**

**Yu.R. Belyaev<sup>1</sup>, A.V. Panin<sup>2</sup>, M.A. Bronnikova<sup>2</sup>, A.D. Kiryuhina<sup>1</sup>, A.V. Koshurnikov<sup>1</sup>,  
A.M. Kramynin<sup>1</sup>, M.A. Pavlov<sup>1</sup>, E.A. Konstantinov<sup>2</sup>, R.N. Kurbanov<sup>1,2</sup>, A.L. Zakharov<sup>2</sup>,  
N.V. Sychev<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Озерно-флювиальные системы являются одним из традиционных объектов для проведения палеогеографических реконструкций. Они могут чутко реагировать на изменения тектонического режима и ландшафтно-климатических условий, а в некоторых случаях способны выступать в роли высокоразрешающих палеоархивов. Несмотря на то, что территория Саяно-Тувинского нагорья исследуется давно и по отдельным участкам выполнены кондиционные палеогеографические реконструкции [2, 4, 6], флювиальная история изучена недостаточно. Добавляет сложности и дискретность развития разных частей региона, связанная как с дифференцированностью неотектонических движений, так и с возможными проявлениями катастрофических геоморфологических процессов [8]. Это обуславливает актуальность реконструкции истории развития речных долин и озерных бассейнов, в особенности – в пределах крупных внутригорных и межгорных котловин, которые служат «ловушками» для рыхлых отложений, поступающих с соседних хребтов.

В данной работе приводятся результаты исследований, проведенных в Турано-Уюкской котловине, расположенной в системе Западного Саяна между Куртушибинским и Уюкским хребтами, в 60 км к северо-западу от г. Кызыл. Она вытянута субширотно примерно на 80 км, имеет ширину до 30 км и дренируется рекой Уюк – правым притоком Большого Енисея. По котловине имеется серия палеогеографических реконструкций [3, 5], однако, они практически не содержат информации по истории флювиальной сети, за исключением высказанного в одной из работ предположения о существовании в пределах котловины крупного подпрудного водоема на протяжении большей части позднего плейстоцена и голоцена.

В пределах рассматриваемого в рамках данного исследования западного участка Турано-Уюкской котловины, ее днище преимущественно состоит из двух субпараллельных понижений, разделенных прерывистой цепочкой низкогорных массивов и сопок, вытянутой с юго-юго-запада на восток-северо-восток. Южное понижение занято современной долиной р. Уюк. В пределах северного расположены замкнутые и полуоткрытые озерные впадины, в одной из которых находятся так называемые Белые озера.

В рамках работ было проведено детальное геоморфологическое картографирование западной части днища котловины, а также механизированное бурение по двум линиям буровых профилей: в створе кургана Туннуг-1 и в южной части котловины Белых озер. По тем же линиям были проведены и электроразведочные работы, включавшие в себя зондирование становлением поля в ближней зоне.

На днище котловины выделяется два главных геоморфологических уровня. Верхний представляет собой пологонаклонные поверхности подгорных равнин, спускающиеся от подножия склонов обрамляющих котловину хребтов, а также от островных низкогорий центральной ее части. Крутизна их уменьшается от 10-15° ближе к склонам до 1-2° ближе к долине Уюка, а ширина достигает нескольких километров. Именно на этом геоморфологическом уровне расположены практически все археологические памятники.

Нижний уровень составляют днища долины Уюка и его притоков, целиком занятые поймами, а также днища обособленных озерных котловин с озерно-аккумулятивным рельефом. Ширина этих поверхностей местами достигает 6 км. Характерной чертой этого уровня является крайне слабая выраженность эрозионных склонов – вплоть до полного их отсутствия. Нередко поверхность подгорной равнины постепенно, без отчетливого перегиба, переходит в поверхность поймы р. Уюк или его притоков, хотя на отдельных участках и отмечаются подмытые уступы высотой до 1,5 м. В пределах этого уровня к настоящему времени известен только один археологический памятник - курган Туннуг-1, расположенный в центральной части пойменного комплекса рек Уюк, Тунук и Туннуг.

Пойма р. Уюк не отличается значительными колебаниями высот, однако, в ее пределах достаточно четко выделяется четыре генерации пойменного рельефа, различающихся по размерам, форме и степени выраженности палеорусел.

1-я генерация поймы занимает наибольшие площади в пределах западной части котловины. Ширина ее достигает 3 км. Характерна пологовыпуклая и пологоволнистая поверхность, расчлененная меандрирующими нечеткими ложбинами шириной 15-20 м - палеоруслами. У западной границы участка сеть ложбин густая, они фуркируют. Практически вся поверхность заболочена. Восточнее сеть ложбин редет, а между ними оформляются приподнятые более сухие участки, к одному из которых и приурочен курган Туннуг. Северо-восточнее, непосредственно перед сужением долины у массива Кашпей палеорусла практически исчезают, а пойма становится плоской.

2-я генерация поймы в пределах изученного участка представляет собой полосу шириной около 1 км, образующую отчетливый выступ, выдвинутый за пределы основной долины в юго-западную часть котловины Белых озер. Для нее характерно большое количество небольших (шириной до 20 м) сильно меандрирующих русел. Особенно густая их сеть отмечается на «входе» в котловину Белых озер.

Наиболее хорошо выраженный фрагмент поймы 3-й генерации располагается в сужении долины Уюка у горы Кашпей на левобережье. Он вытянут вдоль реки примерно на 3 км при ширине до 800-900 м в наиболее широком месте и «подрезает» более древний пойменный массив. Характерной особенностью этой генерации поймы является в целом выровненная фоновая поверхность, в которую врезаны хорошо выраженные и крупные (шириной до 40 м) сильно меандрирующие палеорусла.

Ширина наиболее молодой генерации поймы, представленной по всей длине участка, варьирует от 200-250 м в сужениях долины, до 2,5 км в озеровидных расширениях. На верхнем по течению участке она имеет отчетливый сегментно-гивистый характер и состоит из сложного сочетания крутых сегментных или омеговидных брошенных русел шириной до



30 м, образующих ячеистый рисунок. Эта сеть крупных палеорусел прорезана более узкими и длинными меандрирующими брошенными руслами. Они имеют длину до нескольких километров и местами вложены в дно более крупных староречий, а местами - секут их вкрест простираения, создавая ощущение одномоментных «перескоков» русла реки. Такое поведение русел, например, характерно для участков развития наледей.

В наиболее широкой части днища долины морфология молодой поймы меняется. Вместо многочисленных брошенных сегментных излучин для данного участка более характерны русла с четковидными термокарстовыми расширениями, по параметрам и морфологии очень напоминающие «наложенные» русла описанные выше.

Многочисленные выступы коренных пород в пределах днища котловины, выраженные в рельефе в виде небольших сопок или даже отдельных островных низкогорных массивов (г. Кашпей) однозначно говорят о сложности рельефа ее коренного ложа и значимой роли дифференцированных тектонических движений в ее формировании и развитии. Электроразведочные работы показали, что в створе кургана Туннуг-1 мощность рыхлого чехла под днищем долины Уюка достигает 190 м и направленно убывает в пределах подгорных равнин по мере приближения к бортам котловины. В районе котловины Белых озер электроразведкой установлено наличие полностью погребенного рыхлыми отложениями выступа коренных пород относительной высотой до 120 м, который ограничен глубокими депрессиями, полностью снивелированными в результате аккумуляции озерно-аллювиальных отложений.

Во всех скважинах, заложенных в пределах наклонных подгорных равнин, с поверхности вскрыта толща, представляющая собой неритмичное чередование прослоев коричневого, серо-коричневого и красновато-коричневого суглинка, реже - супеси толщиной от первых сантиметров до 1-1,5 м и прослоев красновато-коричневого или коричневого песчано-дресвяного или песчано-гравийного материала, иногда - с включениями более крупных обломков. Характер отложений и морфология поверхности позволяют предполагать, что это делювиально-пролювиальные отложения. Отложения шлейфов находятся в сложном соотношении с аллювиальными толщами. Так в створе кургана Туннуг-1 современное русло смещено к левому борту долины и непосредственно подмывает делювиально-пролювиальные шлейфы. Здесь же буровыми скважинами и электроразведкой установлено наличие заполненного аллювием погребенного эрозионного вреза р. Уюк глубиной до 60-70 м, который подрезает отложения подгорных шлейфов (их древнюю генерацию), а частично - перекрыт более молодыми делювиально-пролювиальными отложениями. Из подстилающих этот врез делювиально-пролювиальных отложений получены «запредельные» OSL-даты (RISO-208471 >380 000 л.н., RISO-208472 >360 000 л.н.). В то же время, серия дат полученных из заполнения вреза, представленного песчано-гравийно-галечным русловым аллювием с линзами и прослоями существенно суглинистого старично-пойменного материала (OSL - RISO-208493 82100±4500 л.н., RISO-208491 59800±5800 л.н., IGAN<sub>AMS</sub>-8196 39400±170 кал. л.н., IGAN<sub>AMS</sub>-7406 41780±150 кал. л.н.) позволяет соотнести время накопления по крайней мере верхней части этой аллювиальной толщи с серединой – второй половиной позднего плейстоцена.

Можно предполагать, что где-то в промежутке между 360-380 и 77-87 тыс. л.н. произошла активизация глубинной и боковой эрозии в долине Уюка. Она привела к значимому углублению долины и размыву периферических частей сформированных в раннем и среднем плейстоцене древних делювиально-пролювиальных шлейфов и синхронного им аллювия. Наиболее вероятной причиной такой активизации эрозии могла быть активизация вертикальных тектонических движений в среднем плейстоцене.

Заполняющий этот врез аллювий формировался в ходе продолжительного этапа преобладания аккумуляции и боковых миграций русла в долине Уюка. Начало этого этапа произошло, судя по имеющимся датам, не позднее 77-87 тыс. л.н., (а учитывая установленные по данным электроразведки мощности аллювия - существенно ранее). Полученные из верхней части этой аллювиальной толщи радиоуглеродные даты (IGAN<sub>AMS</sub>-

8199 6160±80 кал. л.н., IGAN<sub>AMS</sub>-8200 9120±70 кал. л.н.) свидетельствуют о том, что заполнение долины аллювием более-менее непрерывно продолжалось почти до середины голоцена. Во многом именно этот позднеплейстоцен-раннеголоценовый этап направленного заполнения долины Уюка наносами и предопределил облик 1-й генерации поймы Уюка, которая позднее была лишь слегка переработана и перекрыта более молодыми аллювиальными отложениями.

Следы этого же аккумулятивного этапа и в пределах поймы 2-й генерации. Буровыми скважинами, заложенными в ее пределах (скв. 19813, 19814) под 1,5-2-метровой толщей сизовато-серых старичных (возможно, пойменных) тяжелых суглинков вскрыты рыжевато-коричневые русловые пески с отдельными суглинистыми прослоями. Ближе к коренному борту долины их мощность составила 6 м, и они с размывом ложатся на делювиально-пролювиальные отложения подгорных равнин. По мере удаления от коренного борта мощность песков несколько возрастает, но песчаный русловой аллювий начинает переслаиваться с тонкослоистыми зеленоватыми алевритистыми тяжелыми озерными суглинками древней части котловины Белых озер. Мощность последних также возрастает к северо-востоку по мере приближения к Белым озерам и в скв. 19815 именно они слагают большую часть разреза и имеют видимую мощность около 8 м. Радиоуглеродные датировки из озерных отложений составили 25530±1510 кал.л.н. (ЛУ-9589) в скв.19814 и 16380±330 кал.л.н. (ЛУ-9590) и 17590±180 кал. л.н. (IGAN<sub>AMS</sub>-7407) – в скв. 19815.

Плановые очертания массива поймы 2-й генерации и соотношение слагающего его аллювия с озерными отложениями котловины Белых озер позволяют рассматривать его как своеобразное дельтовое образование. Доминировавшая во второй половине позднего плейстоцена в долине Уюка тенденция к накоплению аллювия и горизонтальным деформациям русла, определившая облик пойменных массивов 1-й генерации, привела к заполнению существовавшего ранее долинного вреза до уровня перемычки, отделявшей днище долины от котловины Белых озер. В особо высокие паводки сток Уюка начал частично сбрасываться в эту котловину, что привело к формированию дельты, которая, в свою очередь, подпруживала акваторию озер и смещала ее к северо-востоку. Имеющиеся даты позволяют предполагать, что этот процесс был синхронен завершающей стадии формирования пойменных массивов 1-й генерации в основной части долины Уюка. Таким образом, не подтверждается представление о том, что Белые озера – остатки огромного подпрудного водоема, занимавшего значительную часть днища Турано-Уюкской котловины. Образование современной ванны Белых озер – результат неравномерной аллювиально-дельтовой аккумуляции в позднем плейстоцене и голоцене в юго-западной и южной части их древней котловины.

Формирование пойменных массивов 3-й генерации происходило в условиях повышенных паводочных расходов. Об этом свидетельствует аномально большая (до 40 м) ширина палеорусел. Возможно, активная аккумуляция материала сменилась преобладанием боковой эрозии или даже небольшим врезанием. Это привело к расчленению поверхности поймы 1-й генерации и формированию неглубокого распластанного вреза в кровле позднеплейстоцен-голоценового аллювия, который зафиксирован буровыми скважинами в створе кургана Туннуг-1. Начало этого этапа активизации эрозии произошло не ранее 6100-6200 л.н. Время же его завершения фиксируется началом накопления заполняющей этот врез толщи, отвечающей этапу формирования пойменных массивов 4-й генерации. Абсолютные даты, полученные из этих отложений позволяют соотносить время начала формирования этой аллювиальной пачки с серединой позднего голоцена - 2410±50 кал.л.н. (IGAN<sub>AMS</sub>-7404), 2460±90 кал. л.н. (IGAN<sub>AMS</sub>-8195).

Собственно отложения наиболее молодой генерации аллювия представлены двучленной пачкой с максимальной мощностью до 3,5-3,8 м, местами состоящей большей частью из руслового гравийника с «нашлепкой» пойменных супесей и суглинков, а местами – с преобладанием тяжелых суглинков с включениями гравия (в межгравийных понижениях). Морфология молодых пойменных массивов и характер аллювиальной толщи позволяют

констатировать, что в последние 2,4-2,6 тыс. лет в долине Уюка вновь преобладала тенденция к аккумуляции материала на фоне горизонтальных миграций русла, хотя и менее масштабных, чем в позднем плейстоцене.

Обнаружение возможных следов существования наледей в долине, вкупе с четковидными палеоруслунами, позволяет предполагать, что внутри этапа формирования пойменных массивов 4-й генерации имел место эпизод активизации криогенеза. Об этом же говорят и обнаруженные в ходе дешифрирования спутниковых изображений на поверхности поймы 4-й генерации образования, напоминающие просевшие после деградации мерзлоты бугры пучения, а также несколько округлых изометричных котловин – предположительно, термокарстовых. В настоящее время в пределах днища котловины многолетнемерзлые породы сохранились лишь в виде отдельных небольших по площади и мощности массивов, некоторые из которых были зафиксированы в ходе электроразведочных работ на глубинах 5-20 м в пределах контура поймы 1-й генерации.

Можно предполагать, что эти линзы мерзлых грунтов – остатки многолетней мерзлоты, сформировавшейся в ходе эпигенетического промерзания аллювиальных толщ в рамках одного из похолоданий второй половины голоцена. Палеопедологические исследования, проведенные на участке поймы 1-й генерации в районе кургана Туннуг-1, показали, что наиболее ярко криотурбации выражены в почвах, погребенных под курганными насыпями возрастом около 1000 л.н. Почвы, погребенные под насыпями возрастом около 2000 л.н., относительно менее криотурбированы. В то же время, современные дневные почвы, почвы, погребенные под курганными насыпями возрастом около 2800 л.н. и более древние почвы, погребенные пойменным аллювием до сооружения кургана, практически не криотурбированы и развивались в условиях отсутствия мерзлоты или значительной глубины залегания ее кровли [1]. Вполне возможно, таким образом, что образование мерзлоты произошло в промежутке между 2800 и 2000 л.н., а в период между 2000-1000 л.н. произошла существенная активизация криогенеза и начал формироваться палеокриогенный рельеф пойменных массивов 4-й генерации. Отчасти такие предположения подтверждаются результатами детальных палеогеографических реконструкций по расположенной юго-восточнее котловине озера Тере-Холь, где относительно холодные и засушливые условия отмечены для интервалов 2.8-2.6, 2.05-1.7 тыс.л.н., а в период 1.35-1.1 тыс. л.н. реконструируются холодные и относительно влажные условия [7]. Вероятно, именно интервал 1.35-1.1 тыс.л.н. можно рассматривать как время наиболее значительной активизации криогенеза в Турано-Уюкской котловине в позднем голоцене.

*Полевые и аналитические работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект 19-05-00863. В ходе камеральной обработки использовалась инфраструктура Института географии РАН в рамках темы госзадания 0148-2019-0005 и кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ в рамках темы госзадания АААА-А16-116032810089-5.*

Список литературы:

[1] Беляев Ю.Р., Панин А.В., Бронникова М.А., Успенская О.Н. Флювиальное рельефообразование в Турано-Уюкской котловине (Саяно-Тувинское нагорье) в последние 30-40 тысяч лет // VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, Москва, 28 сентября – 1 октября 2020 г. – Москва, Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, – 2020. – С. 264–269.

[2] Бляхарчук Т.А. Реконструкция лесной и высокогорно-степной растительности юго-западной части Тувы с позднеледниковья до современности // География и природные ресурсы. – 2008. – №1. – С. 89-96.

[3] Дирксен В.Г., Чугунов К.В. Турано-Уюкская котловина Тувы: изменения природных условий и динамика ее освоения в древности (опыт реконструкции) // Культурно-экологические области: взаимодействие традиций и культурогенез. СПб.: ИИМК РАН, – 2007. – С.139-164.

[4] Панин А.В., Бронникова М.А., Успенская О.Н., Фузеина Ю.Н., Шеремецкая Е.Д., Селезнева Е.В., Константинов Е.А., Магрицкий Д.В., Ланг А. Палеоклимат, палеогидрология и палеокриогенез

на юго-востоке Саяно-Тувинского нагорья в позднеледниковье и голоцене (по результатам изучения истории озера Тере-Холь) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, Москва, ГЕОС, – 2012. – №72. – С. 104-121.

[5] Приходько В.Е., Бляхарчук Т.А., Килуновская М.Е. Реконструкция климата, почв и растительности начала субатлантического периода голоцена Турано-уюкской котловины Южной Сибири // Почвоведение, – 2018. – №8. – С. 927-942.

[6] Arzhannikov S.G., Alekseev S.V., Glyzin A.V., Kulagina N.V., Ignatova N.V., Orlova L.A. The Late Pleistocene-Holocene climate history in the western Todzha basin (Eastern Tuva) // Russian Geology and Geophysics, – 2010. – Vol. 51. – Issue.2. – P. 163-175.

[7] Borisova O.K., Panin A.V. Multicentennial climatic changes in the Tere-Khol basin, Southern Siberia, during the Late Holocene // Geography. Environment. Sustainability. – 2019. – Vol.12. – No.2. – P.148-161. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-64>

[8] Komatsu G., Arzhannikov S.G., Gillespie A.R., Burke R.M., Miyamoto H., Baker V.R. Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei river // Geomorphology, – 2009. – Vol. 104. – P. 143-164

**ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ АРТЕМОВСКОЙ ВПАДИНЫ  
В ЗАВЕРШАЮЩУЮ СТАДИЮ СРЕДНЕГОЛОЦЕНОВОГО ОПТИМУМА  
И В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ**

**П.С. Белянин, Н.И. Белянина**

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия, pavelbels@yandex.ru

**CHANGES OF VEGETATION OF THE ARTEMOVSKAYA DEPRESSION  
IN THE FINAL STAGE OF THE MIDDLE HOLOCENE OPTIMUM  
AND IN THE LATE HOLOCENE**

**P.S. Belyanin, N.I. Belyanina**

Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

Артемовская впадина расположена в центральной и восточной частях более крупной Угловской впадины, имеющей северо-восточное простирание. На севере она ограничена отрогами хребта Пржевальского, а на юге – полуостровом Муравьева-Амурского. Это слабо холмистая равнина, пересеченная широкими долинами рек и ручьев. Развитие природной среды впадин, расположенных в прибрежной зоне морей тесно связана как с климатическими флуктуациями, определяющими направленность эволюции растительности, так и с колебаниями уровня моря, оказавших существенное влияние на природные комплексы [1–3]. Накапливающиеся при этом отложения являются информативными объектами для реконструкции истории развития растительности в прошлом.

Несмотря на полученные высокоразрешающие палеоландшафтные модели [2–6] для многих аккумулятивных равнин и долин Юга Дальнего Востока России, в палеогеографическом отношении Артемовская впадина изучена слабо. Данные по биостратиграфии отложений имеются только по разрезам в ее прибрежной части [5].

В настоящей работе приводятся результаты биостратиграфического изучения рыхлых отложений Артемовской впадины при разнонаправленных климатических флуктуациях в завершающую фазу оптимума голоцена и в позднем голоцене.

Разрез 1706-1, вскрывает отложения высокой пойменной террасы р. Кневичанка мощностью 190 см, вблизи села Кневичи (43°25'11,62" с.ш., 132°11'57,88" в.д.), на абсолютной высоте 2,3 м, при отметке уреза воды в реке 0,8 м (рис. 1).

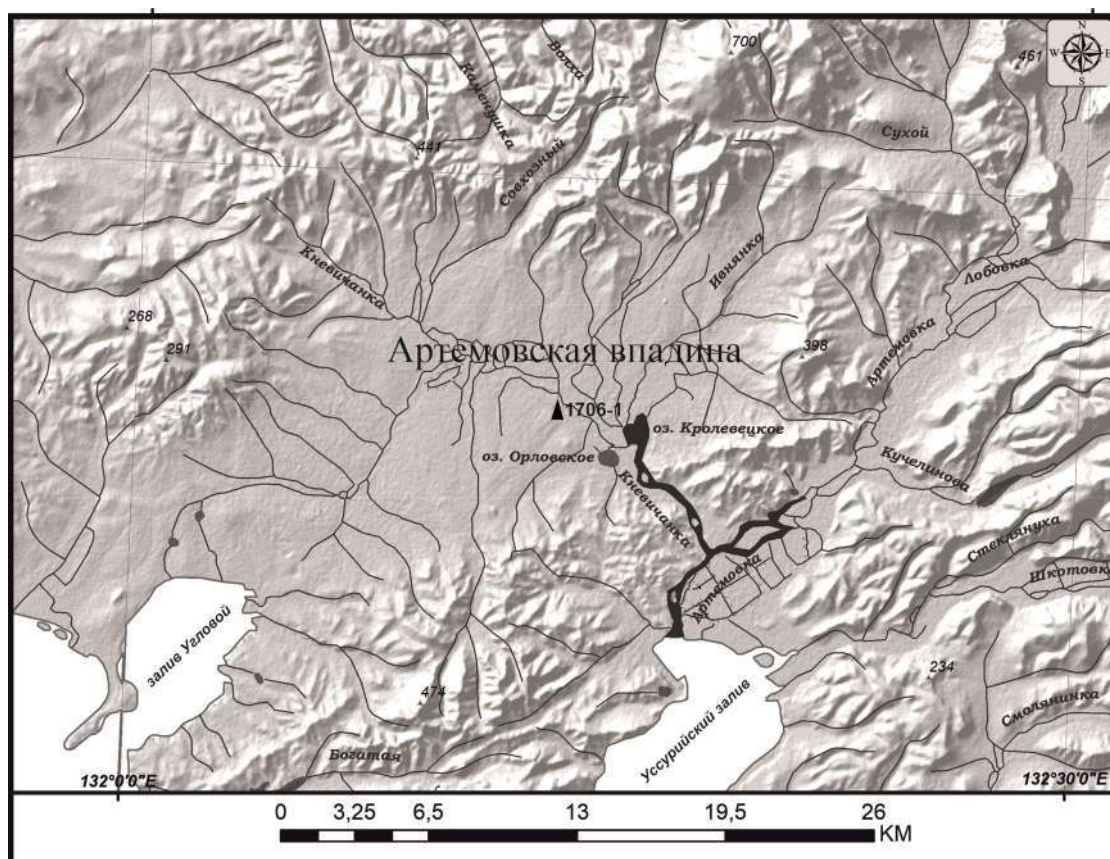


Рис. 1. Схема расположения изученного разреза.

Обработка проб на спорово-пыльцевой анализ проведена по общепринятой методике [7]. Пыльца и споры определялись по возможности до вида, слабо идентифицируемые микрофоссилии определялись до рода или семейства. Подсчет таксонов выполнен по группам: пыльца деревьев и кустарников; пыльца трав и кустарничков; споры. Локальные палинозоны (ЛП) выделены по изменению участия древесных и кустарниковых, травянистых, а также споровых растений. Спорово-пыльцевая диаграмма составлена с помощью компьютерной программы Tilia. Определение возраста отложений проводилось на основе радиоуглеродного датирования образцов растительного детрита и почвы, выполненного в Институте наук о Земле СПбГУ. Калибровка радиоуглеродных датировок сделана с помощью программы CalPal2007\_HULU [9] (табл. 1).

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования отложений высокой пойменной террасы р. Кневичанка.

№ п/п	Глубина отбора, м	Материал	Лабораторный номер	Абсолютный возраст, л. н.	
				Радиоуглеродный	Календарный
1	0,7-0,73	Почва	ЛУ-8779	3020±100	3190±130
2	1,86-1,89	Растительный детрит	ЛУ-8780	4650±110	5350±160

При корреляции полученных биостратиграфических данных использована стратиграфическая схема четвертичного периода, предложенная Подкомиссией по четвертичной стратиграфии и рабочей группой INTIMATE [10].

Наиболее представительные данные получены по разрезу 1706-1, где в интервале глубин 150-190 см залегает мелкозернистый сизый песок с растительным детритом. Для этих отложений получена  $^{14}\text{C}$  дата 5350±160 кал. л. н. (ЛУ-8780). На глубинах 78-150 см выявлено переслаивание бурых и рыжих супесей с суглинками. В кровле разреза (0-78 см), вскрывается почва, из основания которой получена  $^{14}\text{C}$  дата 3109±190 кал. л. н. (ЛУ-8779) (см. табл. 1).

Распределение спор и пыльцы по разрезу позволило выделить три локальные палинозоны (ЛП) (рис. 2).

ЛП 1 (150-190 см) характеризуется преобладанием пыльцы деревьев и кустарников. В группе хвойных пород доминирует пыльца сосны корейской (*Pinus koraiensis*) 75% и ели (*Picea* sp.) 2-58%, которым сопутствует пыльцевые зерна пихты (*Abies* sp.). Среди широколиственных растений высока роль пыльцы дуба (*Quercus* sp.) – 14-26%. Из мелколиственных пород преобладает береза обыкновенная (*Betula* sect. *Albae*) и ольха (*Alnus* sp.). Среди трав в небольшом количестве присутствуют пыльцевые зерна семейств осоковых (Cyperaceae Juss.), сложноцветных (Asteraceae) и губоцветных (Labiatae). В группе папоротников высоко участие семейства многоножковых (Polypodiaceae). ЛП 1 отражает развитие растительности аккумулятивной равнины в кутовой части Уссурийского залива в конце оптимума голоцена, что подтверждает <sup>14</sup>C дата (5350±160 кал. л. н.) (табл. 1).

ЛП 2 (78-150 см) характеризуется высокой долей пыльцы трав и кустарничков, и заметным сокращением хвойных растений. Среди хвойных пород доля сосны корейской достигает 65%, ели – 37%, а сосны густоцветковой (*Pinus densiflora*) – 18%. Заметно сократилось разнообразие широколиственных растений. Появилась пыльца ольхового стланика (*Duschekia* sp.), увеличилась доля гибридных берез (*Betula* sp.). Соотношение папоротникообразных практически не изменилось.

ЛП 3 (0-78 см) характеризуется высоким содержанием пыльцы сосны корейской (68%). В группе широколиственных пород доминирует пыльца дуба (до 11%) и ильма (*Ulmus* sp.) – до 9,1%. Из мелколиственных таксонов присутствует пыльца гибридных берез. В группе трав зарегистрирована пыльца семейства осоковых и лотоса Комарова (*Nelumbo komarovii*). Среди папоротникообразных, основной фон создают споры чистоуста азиатского и семейства многоножковых. Таксономическая структура ЛП 3 отражает изменения в растительности, произошедшие в позднем голоцене, что подтверждается <sup>14</sup>C датой 3190±190 кал. л. н. (см. табл. 1).

Полученные биостратиграфические материалы по разнофациальному разрезу 1706-1, показали, что в завершающую фазу оптимума голоцена на склонах горного обрамления Артемовской впадины доминировали полидоминантные леса. Широколиственные растения были распространены более широко, чем в настоящее время. На аккумулятивных равнинах преобладали мелколиственные растительные сообщества, которые на расположенных выше аккумулятивно-денудационных равнинах сменялись полидоминантными лесами.

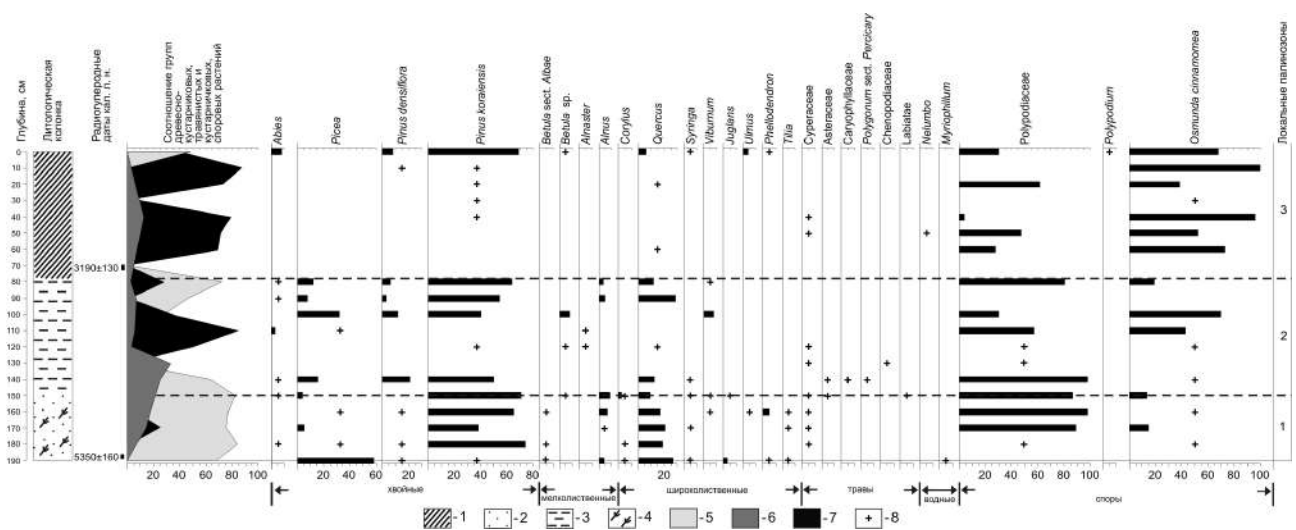


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 1706-1. 1 – почва, 2 – песок, 3 – суглинок, 4 – растительный детрит. Соотношение групп растений: 5 – деревьев и кустарников, 6 – трав и кустарничков, 7 – спор, 8 – содержание пыльцы и спор в палиносpectрах менее 3%.

Наступившее в начале позднего голоцена снижение теплообеспеченности, повлекло сокращение широколиственных растений и увеличило участие мелколиственных. Во второй половине позднего голоцена сформировалась современная структура растительных формаций, в которых главными породами на склонах стали дуб монгольский, ильм, бархат амурский, пихта цельнолистная и другие породы, а на аккумулятивных равнинах – осоково-вейниковые луга и заросли тростника.

Список литературы:

- [1] Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии Москва, Наука, – 1978. – 205с.  
 [2] Белянина Н.И., Белянин П.С., Митюрева Е.В. Новое свидетельство переориентации стока р. Раздольной в плейстоцене, Южное Приморье // Тихоокеанская геология, –2009. – Том 28. – № 2. – С. 99–102.  
 [3] Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока СССР. Москва, Наука, – 1983. – 141 с.  
 [4] Мечетин А.В., Рязанцев А.А., Гвоздева И.Г., Белянина Н.И., Оковитая Н.А. Стратиграфия среднеплейстоценовых отложений шельфа южного Приморья // Палеогеографический анализ и стратиграфия антропогена Дальнего Востока. ДВНЦ АН СССР, – 1983. – С. 133–143.  
 [5] Микишин Ю.А., Петренко Т.И., Гвоздева И.Г., Попов А.Н., Кузьмин Я.В., Горбаренко С.А., Раков В.А. Голоцен побережья юго-западного Приморья // Научное обозрение, – 2008. – № 1. – С. 8–27.  
 [6] Павлюткин Б.И., Белянина Н.И. Четвертичные отложения Приморья: некоторые итоги систематизации и дальнейшие перспективы изучения // Тихоокеанская геология, – 2002. –Том 21. – № 3. – С. 80–93.  
 [7] Покровская И.М. Пыльцевой анализ. Москва, Госгеолгиздат, – 1950. – 571 с.  
 [8] Weninger B., Jöris O., Danzeglocke U. Cologne radiocarbon calibration & paleoclimate research package. CALPAL\_A (Advanced) in the Ghost of Edinburgh Edition. – Köln., – 2005, 2007 [Электронный ресурс]. – <http://www.calpalonline.de> (дата обращения 10.05.2019).  
 [9] Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H. – Vol. 27. – P. 649–659.

### КОРРЕЛЯЦИЯ БАССЕЙНОВ ПОНТО-КАСПИЯ В ПОЗДНЕМ КВАРТЕРЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ БУРЕНИЯ)

**А.А. Бердникова<sup>1</sup>, Т.А. Янина<sup>1</sup>, В.М. Сорокин<sup>2</sup>, Б.Ф. Романюк<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия, [alinaberdnikowa@yandex.ru](mailto:alinaberdnikowa@yandex.ru), [didacna@mail.ru](mailto:didacna@mail.ru)

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия, [sorokin@geol.msu.ru](mailto:sorokin@geol.msu.ru)

<sup>3</sup>Моринжгеология, г. Рига, Латвия, [office.riga@morinzheologiya.lv](mailto:office.riga@morinzheologiya.lv)

### CORRELATION OF THE PONTO-CASPIAN BASINS IN THE LATE QUATERNARY (ON BORING MATERIALS)

**A.A. Berdnikova<sup>1</sup>, T.A. Yanina<sup>1</sup>, V.M. Sorokin<sup>2</sup>, B.F. Romanyuk<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Lomonosoc Moscow State University, Faculty of Geology Moscow, Russia

<sup>3</sup>Morinzheologiya, Riga, Latvia

Корреляция трансгрессивных и регрессивных событий (бассейнов) в Каспийском и Черном морях выполнена на основе результатов комплексного анализа материалов бурения в Северном Каспии и в северо-восточном (Таманском) районе черноморского шельфа. В результате инженерных изысканий в морских акваториях получены качественные сейсмоакустические данные и пробурено большое количество геологических скважин (на глубину до 80 м), керн которых изучен литологическим, палеонтологическим и изотопно-кислородным методами. Образцы органического материала датированы радиоуглеродным

методом в Московском и Санкт-Петербургском государственных университетах, в Институте географии РАН и в Lawrence Livermore National Laboratory, США.

Верхнечетвертичная толща осадков Северного Каспия, по данным сейсмоакустического профилирования, состоит из сеймостратиграфических комплексов: верхнехазарского, ательского, хвалынского, мангышлакского и новокаспийского, имеющих сложное строение [4]. В ее основании залегает пачка песка мощностью до 2 м, обогащенная раковинным материалом, в составе которого *Didacna surachanica* и *D. nalivkini* – характерные виды позднехазарской фауны Каспия, часто присутствуют *Corbicula fluminalis*. Выше по разрезу она сменяется песчанистой глиной мощностью до 4 м, переходящей в 10-метровую толщу мелкозернистого песка с прослоями глины. Осадки содержат редкие раковины каридид указанного выше состава. У кровли этой толщи повсеместно обособляется слой песчано-раковинного состава мощностью около 1 м, включающий прослойки сцементированного карбонатом песчано-раковинного грунта. Комплекс осадков характеризует трансгрессивный позднехазарский бассейн.

Выше залегает толща довольно однородной глины мощностью более 10 м, содержащей прослойки и линзы песчано-раковинного материала. В составе раковин *Didacna umbonata*, *D. subcatillus*, *D. cristata*, *D. parallella* – фаунистический состав характерен для гирканского горизонта [3, 6]. Палиноспектр толщи отличен от позднехазарского, характеризует более холодный и влажный климат. Радиоуглеродные датировки запредельные (>55 тыс. лет) [6]. Позднехазарский и гирканский трансгрессивные бассейны отвечают МИС 5 [7].

Выше залегает ательский регрессивный горизонт. На сейсмоакустических разрезах регрессия выражена врезами под подошвой хвалынских отложений. Толща имеет неоднородный литологический состав, содержит фрагменты высших водных растений, раковины пресноводных и наземных моллюсков. Состав органических остатков характеризует водно-болотные условия пресноводных (либо слабосоленоватых) неглубоких водоемов с водой, бедной биогенными элементами. Радиоуглеродные датировки получены по гуминовым кислотам, выделенным из ательских отложений в их верхней части. Они лежат в интервале  $36680 \pm 850$  –  $40830 \pm 100$  лет и указывают на их накопление в первой половине межстадиального потепления (МИС 3). В основании ательской толщи в нижневолжских разрезах ярко выражены криотурбации и мерзлотные клинья, глубоко секущие подстилающую ее серию почв (МИС 5), указывающие на их образование в ледниковую эпоху (очевидно, что это МИС 4) [7].

Перекрываются ательские отложения сложно построенной толщиной хвалынских осадков. В преддверии хвалынской эпохи зафиксированы положительные значения  $\delta^{18}\text{O} = 0,4\%$ . В основании толщи хвалынских осадков залегает слой ракушечных и ракушечно-песчаных отложений 5 м мощностью. В составе фауны *Didacna subcatillus*, *D. zhukovi*, *D. parallella*. Радиоуглеродный возраст от  $27200 \pm 340$  до  $31600 \pm 420$  лет. Отложения характеризуют начальную стадию хвалынской трансгрессии. Над ними залегает 8-10-метровая толща морских глин с прослоями песка разной мощности, свидетельствующая о развитии трансгрессии. Она включает *Didacna protracta protracta*, *D. pr. submedia*, *D. subcatillus*. Первая стадия хвалынской трансгрессии отвечает второй половине МИС 3. Соответствующее этому времени облегчение изотопно-кислородного состава, являющегося чувствительным индикатором увлажненности бассейна, также косвенно указывает на повышение уровня хвалынского моря. Значения  $\delta^{18}\text{O}$ , достигающие в этот период от  $-10\%$  до  $-12\%$ , указывают на существенный рост положительной составляющей водного баланса, снижение испарения, повышение относительной влажности воздуха и материкового стока рек, происходящие на фоне общего похолодания климата при переходе к поздневалдайскому оледенению. Изотопно-облегченный пик кривой  $\delta^{13}\text{C}$ , наравне с малакофаунистическим составом, позволяет предположить все еще тепловодные условия и обогащение вод органическим веществом. Глины перекрываются слоем песчаных осадков мощностью до 8 м, свидетельствующих о снижении уровня хвалынского бассейна. Радиоуглеродные датировки  $21900 \pm 320$  -  $19325 \pm 175$  л.н. Регрессивный этап отвечает LGM. Изотопно-кислородный пик



кривой, практически достигающий нуля, фиксирует сильное изотопное утяжеление вод за счет концентрации более легкого изотопа в леднике. Известно, что во время последнего ледникового максимума изотопно-кислородный состав ледника достигал  $-41\%$ , это должно было повлечь сильное утяжеление изотопно-кислородного состава вод Мирового Океана. Возможно, наблюдаемый пик является свидетелем этого процесса и в Каспийском море. Одновременное изотопно-углеродное утяжеление состава является дополнительным признаком существенного похолодания. Выше залегает маломощный супесчаный слой мощностью до 2 м, с раковинами *D. protracta protracta*, *D. subcatillus*, характеризующий кратковременный подъем уровня хвалынского бассейна. Этот факт подтверждается резким отклонением кривой  $\delta^{18}\text{O}$  в сторону низких изотопно-кислородных значений порядка  $-5\%$  -  $6\%$ . Над ним с размывом залегают глины мощностью около 5 м, включающие раковины *D. protracta*, *D. parallella*, *D. ebersini*, характеризующие следующую трансгрессивную стадию хвалынского моря. Радиоуглеродные датировки лежат в интервале от  $16650 \pm 100$  до  $16075 \pm 120$  лет. Они перекрыты 3-4 м песчаным слоем с редкими *D. parallella*, обломками *D. praetrigonoides*, датированным  $15710 \pm 120$  лет назад. Измеренный изотопно-кислородный состав колеблется для отложений данного периода в широком диапазоне, что также может являться следствием переотложения. Большинство значений  $\delta^{18}\text{O}$  указывают на облучение состава до  $-8\%$ , связанное с увеличением положительной составляющей водного баланса – существенным притоком пресных талых вод, а также увеличением относительной влажности воздуха, а значит и облегчению изотопного состава за счет атмосферных осадков. Отклонения изотопно-кислородной кривой в сторону больших значений объясняются интенсификацией водообмена внутри бассейна и увеличением солености Северного Каспия. Еще выше залегает слой глинистых осадков с аналогичной фауной, перекрытый комплексом осадков с частым наклонным и хаотичным положением прерывистых отражающих горизонтов. Они представляют собой пачку дельтовых песков, глинистых и алевроитово-глинистых илов, сформированных в мелководных условиях регрессирующего Каспия. Пик изотопно-кислородной кривой, фиксирующий аномально низкое значение  $\delta^{18}\text{O} = -13,46\%$ , является, вероятнее всего, следствием опресняющего воздействия волжских вод. Соответствующий изотопно-легкий пик кривой  $\delta^{13}\text{C}$  объясняется повышенной биопродуктивностью. Так изотопные данные дополнительно подтверждают существование на этом месте дельты. Радиоуглеродный возраст лежит в интервале  $12870 \pm 100$  -  $11220 \pm 100$  лет [7]. Формирование отложений отвечает кратковременной пульсации климатических событий при переходе к голоцену.

Над ним залегает комплекс отложений, сформированных в период мангышлакской регрессии. На сейсмоакустических профилях он выражен палеодепрессиями, аналогичными ательским. Радиоуглеродный возраст осадков, заполняющих палеопонижения, находится в интервале 9860–6350 лет. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  фиксируют утяжеление изотопно-кислородного состава до  $-1\%$ , свидетельствующее о понижении уровня Каспийского моря на фоне увеличения расходных составляющих водного баланса, в частности, испарения. В то же время облегчение изотопно-углеродного состава указывает на нарастающее потепление. Перекрывается этот комплекс отложениями новокаспийской трансгрессии, строение которых отражает ее три трансгрессивные фазы [5]. Для живых образцов остракод  $\delta^{18}\text{O} = -3\%$ , что практически точно совпадает с изотопно-кислородным составом современных северокаспийских вод.

В Черном море буровые работы выполнены на шельфе в 12 км к югу от Таманского полуострова (глубина 22,2-22,6 м). Комплекс верхнечетвертичных отложений имеет мощность около 27 м с ее увеличением к юго-востоку [1]. В основании комплекса залегают глины, вскрытые всеми скважинами инженерно-геологического бурения в интервале от 27,1 до 18,75 м, с пологим погружением кровли к югу. Они представляют осадки максимальной стадии карангатского трансгрессивного бассейна (МИС 5e) с наиболее стеногалинной фауной. На выровненной поверхности карангатских глин залегает пачка мелководных прибрежно-морских песчаных и глинистых осадков максимальной мощностью 7,75 м. Ее

нижняя часть (мощностью от 0,7 до 5,8 м) сложена песком мелкозернистым с включениями раковин, скопления которых образуют линзовидные прослои мощностью до 2,1 м. Верхняя часть имеет более глинистый состав и представляет собой часто переслаивающиеся песчаные и глинистые осадки. В кровле отмечаются скопления раковинного материала. Состав малакофауны представляет опресненный карангатский комплекс, включающий *Ostrea edulis*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chione gallina*, *Cardium edule*, наряду с которыми многочисленны каспийские *Didacna cristata* – представители гирканской малакофауны Каспия. Осадочная толща характеризует этап снижения уровня карангатского моря и проникновения в него по Манычу каспийских вод.

Выше залегают прибрежные, мелководные морские и пресноводные лагунно-лиманские отложения. Встречаются слои разного генетического происхождения: линзовидно-подобные тела, сложенные обогащенными органикой глинистыми грунтами; пластовые тела глинистого состава, частично эродированные и, подобно останцам, ограниченные уступами. В кровле отчетливо различаются поверхности срезания. В подошве различимо налегание отложений на выровненную поверхность грунтов нижележащих слоев. В разрезе выделяются глинистые пресноводные лагунно-лиманские и глинистые мелководно-морские фации. Эти посткарангатские регрессивные слои. Лагунно-лиманские глинистые пресноводные отложения (имеют ограниченное распространение), согласно результатам изучения состава растительных остатков, отвечают прибрежной береговой полосе зарастания с тростником, местами превращающейся в тростниковое болото [1]. Радиоуглеродный возраст оторфованных суглинков лежит в интервале от  $44160 \pm 1450$  до  $52280 \pm 2900$  лет. Мелководно-морские глинистые грунты слагают неоднородное по структуре пластовое тело преимущественно глинистого состава, включающее прослои и линзы песчаного грунта. Вскрытая мощность слоя в области распространения составляет 3,6-5,7 м.

Залегающие выше мелководно-морские песчано-ракушечные отложения, очевидно, отвечают сурожскому трансгрессивному бассейну. Слои песчано-ракушечного состава с многочисленными прослоями сцементированного ракушечного грунта (ракушечника) представляют собой пласт резко переменной мощности (от 0,6-1,5 м на северо-западе участка до 6,45 м на юго-востоке). Раковины, собранные из этих песчано-ракушечных отложений, имеют смешанный состав (смесь морских и пресноводных видов). Их  $^{14}\text{C}$  возраст около 29 тыс. лет [1], вторая половина МИС 3.

Перекрывающие их глинистые грунты (глины и суглинки твердые и полутвердые) коричневого, местами ярко-коричневого цвета, с песками в прослоях разной мощности, с многочисленными охристыми пятнами ожелезнения, с глинисто-карбонатными конкрециями и практически полным отсутствием раковинного материала, отнесены нами к новоэвксинской регрессивной эпохе (МИС 2). Залегающие над суглинками пески и супеси отвечают морской черноморской трансгрессии. Песчано-глинистые осадки нижней части толщи отвечают ее древнечерноморской стадии. В ее верхней части лежит слой песчано-раковинного грунта, насыщенный раковинами и их обломками. Фаунистический комплекс по видовому составу соответствует комплексу современных обитателей моря и является основой для выделения новочерноморских слоев.

Сравнение строения осадочной верхнечетвертичной толщи Каспия и Черного моря дает возможность их корреляции. Достаточно уверенно коррелируются гирканские отложения Каспия и позднекарангатские (тарханкутские?) осадки Понта на основании их фаунистического состава. Следует отметить, что это первые достоверные находки представителей гирканской малакофауны в черноморских отложениях. Отмечая находки дидакн аналогичного состава в надкарангатских отложениях Маныча, с уверенностью можно говорить о существовании гирканского пролива в начале позднего плейстоцена. Событие это имело место около  $107 \pm 7$  тыс. лет назад [2].

Ближние радиоуглеродные даты посткарангатской регрессии Понта и ательской регрессии Каспия свидетельствуют о возможности корреляции этих событий (МИС 4 – первая половина МИС 3). А близкие радиоуглеродные датировки сурожского бассейна

Понта и ранней стадии хвалынского бассейна Каспия указывают на близость во времени этих двух трансгрессивных событий (вторая половина МИС 3). Вскрытые черноморскими скважинами осадки свидетельствуют о существовании трансгрессивного подъема уровня моря (до отметок около -25 м) в эпоху МИС 3, т.е. подтверждают сурожскую трансгрессию – дискуссионный вопрос среди исследователей Черного моря. Эпоха последнего ледникового максимума, реконструированная как очень холодная и сухая даже на юге Восточно-Европейской равнины, отражена в развитии обоих бассейнов регрессиями.

Эпоха деградации последнего оледенения привела к тенденции повышения уровня как в Черном, так и в Каспийском морях. Но если в Черном море с развитием межледниковья трансгрессивное развитие продолжилось, что привело к черноморской трансгрессии, то в Каспии теплый сухой бореальный период начала голоцена вызвал регрессию бассейна (мангышлакскую), сменившуюся к его середине новокаспийской трансгрессией.

Таким образом, в толще верхнечетвертичных отложений Северного Каспия и северо-восточного (притаманского) района шельфа Черного моря зафиксированы трансгрессивно-регрессивные события бассейнов, их палеогеографический анализ позволяет достаточно полно реконструировать историю развития, коррелировать бассейны Понто-Каспия и выявить их связь с глобальными и региональными изменениями климата.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект 21-44-04401) и РФФИ (проект 20-35-90020).*

#### Список литературы

- [1] Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений участка Таманского шельфа // Геология морей и океанов. Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 18-22 ноября 2019 г. Т. 1. М.: ИО РАН, – 2019. – С. 29–33.
- [2] Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А., Борисова О.К. Гирканский этап в позднеплейстоценовой истории Манычской депрессии // Вестник Московского университета. Серия 5: География, – 2018. – № 3. – С. 77–88.
- [3] Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, – 1983. – 216 с.
- [4] Bezrodnykh Yu.P., Deliya S.V., Romanyuk B.F., Sorokin V.M., Yanina T.A. New data on the Upper Quaternary stratigraphy of the North Caspian Sea // Dokl. Earth Sci. – 2015. – V. 462(1). – P. 479–483.
- [5] Bezrodnykh Yu.P., Yanina T.A., Sorokin V.M., Romanyuk B.F. The Northern Caspian Sea: Consequences of climate change for level fluctuations during the Holocene // Quaternary International. – 2020. – Vol. 540. – P. 68–77.
- [6] Sorokin V.M., Yanina T.A., Bezrodnykh Yu.P., Romanyuk B.F. Identification and age of submarine Girkanian sediment beds (upper Pleistocene) in the Caspian Sea // Quaternary International. – 2018. – Vol. 465, – Part A. – P. 152–157.
- [7] Yanina T.A., Sorokin V.M., Bezrodnykh Yu.P., Romanyuk B.F. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quaternary International. – 2018. – Vol. 465, – Part A. – P. 130–141.

**ДИНАМИКА ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ПРЕБОРЕАЛЕ  
НА ЗАПАДЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ****О.К. Борисова, Н.Н. Нарышкина, Е.А. Константинов, А.В. Панин**

Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo\_igras@mail.ru

**DYNAMICS OF LANDSCAPE AND CLIMATIC CHANGES IN THE PREBOREAL  
IN THE WEST OF THE EUROPEAN TERRITORY OF RUSSIA****O.K. Borisova, N.N. Naryshkina, E.A. Konstantinov, A.V. Panin**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

На основе комплексных палеогеографических данных достоверно установлено, что потепление при переходе глобальной климатической системы от заключительной холодной стадии последнего оледенения (позднего дриаса) к современному межледниковью (голоцену) не только развивалось наиболее высокими темпами, достигавшимися в естественных условиях, но и неоднократно прерывалось резкими кратковременными похолоданиями, каждое из которых завершалось быстрым потеплением. Эти эпизоды довольно точно датированы путем подсчета годичных слоев льда в кернах с Гренландского ледникового щита [18], что позволило восстановить детальную хронологию климатических событий раннего голоцена. Первое ярко выраженное похолодание голоцена – так называемая пребореальная осцилляция (Preboreal Oscillation – PBO) – прервало развитие потепления приблизительно через 300 лет после его начала, около 11,4 тысяч калиброванных лет назад (тыс. л. н.). Похолодание завершилось около 11,3 тыс. л. н. быстрым потеплением, когда за несколько десятилетий температура воздуха в высоких широтах увеличилась на  $4 \pm 1,5^\circ\text{C}$  [11].

Соответствующее похолодание отчетливо прослеживается по данным подробных комплексных исследований озерных отложений в северо-западной Европе [12]. Согласно этим данным, в начальную теплую фазу пребореального периода, около 11530-11500 л. н., в результате резкого потепления, произошедшего в течение  $\leq 50$  лет, на севере Европы начала быстро распространяться древесная растительность, и тундростепные травянисто-кустарничковые сообщества, характерные для позднего дриаса, сменились редкостойными лесами [10]. При этом перигляциальная растительность все еще занимала большие площади в некоторых частях Балтийского региона [9]. Радиоуглеродное датирование отложений оз. Ханьча (северо-восточная Польша) с применением ускорительной масс-спектрометрии (AMS) показало, что около 11,6 тыс. л. н. произошел переход от накопления терригенных осадков к автохтонной озерной аккумуляции при значительном биохимическом осаждении карбонатов [14]. Приблизительно в это же время накопление озерных суглинков сменилось образованием гиттии в восточной части Латвии [21]. На территории современной Литвы постепенное улучшение экологических условий также началось около 11,5 тыс. л. н. [19], однако эти изменения были менее ярко выражены, чем в Североатлантическом регионе [8].

Окончание PBO соответствует границе раннего и позднего пребореала. В начале позднего пребореала, 11270-11210 л. н., на севере Европы произошел новый сдвиг в сторону потепления, и начался новый этап распространения лесной растительности, в том числе, расселение сосны. Так, на юге Финляндии открытые ландшафты, характерные для PBO, в позднем пребореале сменились тополево-сосново-березовыми лесами. После 11,2 тыс. л. н. отмечено увеличение содержания органического вещества в озерных отложениях в центральной части Латвии, что, возможно, объясняется уменьшением поступления минеральных частиц в осадки в условиях большей залесенности [17]. Около 10,7 тыс. л. н. густые сосновые леса сформировались в южной части бассейна Балтийского моря [10]. В целом, в позднем пребореале преобладали относительно теплые и влажные климатические условия [10].

В российский научный оборот термин «пребореал» впервые ввел Н.А. Хотинский [6], основываясь на биостратиграфических работах Т. Нильсона и В. Андерсена по торфяникам Скандинавии. По изменениям содержания пыльцы кустарниковых берез в разрезе торфяника

Половецко-Купанское он выделил внутри пребореала два этапа – ранний, более теплый (т. наз. половецкое потепление), и поздний, более холодный (переславское похолодание). В основании этого разреза были получены две радиоуглеродные даты, относящиеся к аллерёду. При повторном изучении того же разреза [7] была получена серия из 15 датировок, одна из которых соответствовала нижней границе голоцена на пыльцевой диаграмме, однако, на пребореал пришлось только два пыльцевых образца.

Несмотря на высокий уровень палинологического изучения голоцена Восточно-Европейской равнины и комплексные исследования озерных и болотных осадков с высоким разрешением по времени [13, 3, 22, 16, 15], достаточно подробно датированные и изученные комплексом современных седиментологических методов разрезы отложений пребореала на европейской территории России (ЕТР) до настоящего времени отсутствуют, хотя слои, относящиеся к этому интервалу, выделяются на многочисленных пыльцевых диаграммах региона.

Этот недостаток данных во многом объясняется объективными причинами. Пригодные для датирования органические остатки в осадках пребореального времени встречаются редко, а содержания органических веществ в отложениях этого периода крайне низкие, что требует применения AMS при  $^{14}\text{C}$  анализе. В большинстве разрезов на ЕТР пребореальные слои имеют небольшую мощность, а в ряде случаев началу голоцена соответствует более или менее длительный перерыв в осадконакоплении. Даже в тех редких случаях, когда к пребореалу по палиностратиграфическим признакам относится слой осадков значительной мощности (например, ~3 м в разрезе Болото Мошкарное – [5]), наиболее ранние  $^{14}\text{C}$  датировки были получены значительно выше по разрезу, вблизи границы бореального и атлантического периодов. Значительно чаще на пребореал приходится менее 1 м осадков (например, в разрезах Судoble – [1]; Самбальское и Чудесное – [2]; Лозовики – [3] и мн. др.).

Количественные оценки климатических показателей для пребореального интервала на северо-западе ЕТР были получены Б. Вольфарт с соавторами [22] по данным изучения макроостатков ели, сосны, осины и березы в отложениях оз. Тербенское (Валдайская возвышенность).  $^{14}\text{C}$  датирование макроостатков показало, что *Picea abies* впервые появилась в районе разреза около 12 тыс. л. н., *Pinus sylvestris* и *Populus tremula* – около 11,4 тыс. л. н., а *Betula pubescens* – около 11,2 тыс. л. н. Участие этих древесных пород в формировании лесных сообществ на Валдайской возвышенности свидетельствует о том, что в пребореале средние температуры июля в этом регионе составляли 10–12°C.

Новые данные к характеристике изменений растительности и климата в течение пребореала были получены нами в ходе комплексного изучения донных осадков оз. Селигер по скважине SP-2, пробуренной в южной части Селижаровского плеса [4]. Дополнительная серия AMS-датировок позволила уточнить модель осадконакопления, согласно которой в данном разрезе пребореалу соответствует слой темно-коричневой гиттии мощностью около 85 см, перекрывающий карбонатные илы, накопившиеся здесь в позднеледниковье. Средняя скорость осадконакопления в пребореале составляет 0,8-0,9 мм в год. Анализ потерь при прокаливании (ППП) при 550°C, характеризующих содержание органических веществ в осадке, показал наиболее резкое изменение на нижней границе голоцена: при переходе от позднего дриаса к пребореалу ППП возрастают с 25 до 50% [4]. В интервале глубин, соответствующем по времени РВО, ППП сокращаются на 5–8%, а затем вновь резко увеличиваются, достигая 60-65% в позднем пребореале. Вероятно, эти колебания отражают изменения продуктивности озера, связанные с колебаниями теплообеспеченности.

В разрезе SP-2 в интервале глубин, относящемся к пребореалу, содержание пыльцы деревьев и кустарников составляет 80-87% от суммы пыльцы наземных растений. Преобладает пыльца березы: ее доля составляет около 65% спектра на нижней границе этого интервала, снижается до 50% в РВО и сохраняется приблизительно на том же уровне в позднем пребореале. Удельные скорости аккумуляции пыльцы березы ( $A_{Betula}$ ), рассчитанные при помощи «маркирующих» спор *Lycopodium*, добавляемых при подготовке образцов к анализу [20], свидетельствуют о существовании березовых лесов по берегам озера в течение

всего пребореала. Особенно высокая  $A_{Betula}$ , когда на  $1 \text{ см}^2$  поверхности поступало  $>100$  тыс. пыльцевых зерен в год, отмечена в начале позднего пребореала. Доля пыльцы сосны в спектрах в течение пребореала возрастает с 15 до 30%. Проведенные подсчеты удельных скоростей аккумуляции показали, что уже в начале пребореала сосна образовывала леса в окрестностях озера.  $A_{Pinus}$  также достигла максимума в начале позднего пребореала, увеличившись почти в 6 раз, а к его концу несколько снизилась, возможно, в связи с внедрением более мезофильных и/или термофильных древесных пород в лесные сообщества. Уже в начале пребореала в спектрах отмечена единичная пыльца вяза, а в течение позднего пребореала ее концентрация возросла с 28000 до 72000 зерен в  $1 \text{ см}^3$  осадка на границе с бореалом. Прочие широколиственные породы распространились на данной территории уже в бореале.

Проведенный нами анализ палинологических и седиментологических данных по осадкам оз. Селигер позволил проследить некоторые черты изменений в составе растительности и климата в течение пребореала, которые близки к описанным выше реконструкциям для севера Западной Европы: резкое потепление на границе позднеледниковья и голоцена, вызвавшее быстрое распространение лесных сообществ из холодостойких и светолюбивых пионерных пород – березы и, несколько позднее, сосны; заметное похолодание в интервале РВО (около 11,4 тыс. л. н.), наиболее наглядно проявившееся в сокращении доли органических веществ в осадках; новое потепление в позднем пребореале при некотором смягчении континентальности климата – начало внедрения широколиственных пород в лесные сообщества и сокращения ландшафтной роли березовых лесов.

Несмотря на принципиальную важность первых полученных результатов, приходится отметить, что для более обоснованной расшифровки сложной структуры короткопериодных климатических изменений, происходивших на северо-западе ЕТР в течение пребореала, необходимо продолжить поиск таких разрезов, где отложения этого возраста были бы представлены более полно и пригодны для подробного комплексного изучения и датирования.

Список литературы:

- [1] Богдель И.И., Власов Б.П., Ильвес Э.О., Климанов В.А. Разрез Судoble – стратотип реконструкции палеогеографических условий голоцена Центральной Белоруссии // История озер в СССР. Т. 1. Таллин: Ротапринт АН ЭССР, – 1983. – С. 30–32.
- [2] Елина Г.А., Арсланов Х.А., Кузнецов О.Л., Антипин В.К., Тертичная Т.В., Чернов С.Б. Хронология этапов развития растительности в голоцене на юго-востоке Фенноскандии (по стандартным спорово-пыльцевым диаграммам) // Палинология в России. – Т. 2. – М., – 1995. – С. 37–55.
- [3] Зерницкая В.П., Жуховицкая А.Л., Власов Б.П., Курзо Б.В. Озеро Долгое (седиментогенез, стратиграфия донных отложений и этапы развития). Минск, – 2001. – 84 с.
- [4] Константинов Е.А., Панин А.В., Карпухина Н.В., Бричева С.С., Борисова О.К., Нарышкина Н.Н., Гуринов А.Л., Захаров А.Л. Речное прошлое озера Селигер // Водные Ресурсы. – 2021. – Т. 48. – № 5. – С. 481–491.
- [5] Филимонова Л.В. Стандартные спорово-пыльцевые диаграмм позднеледниковья и голоцена Средней Карелии // Палинология в России. – Т. 2. – М., – 1995. – С. 86–103.
- [6] Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, – 1977. – 200 с.
- [7] Хотинский Н.А., Алешинская З.В., Гуман М.А., Климанов В.А., Черкинский А.Е. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене // Известия АН СССР. Сер. геогр. – 1991. – № 3. – С. 30–42.
- [8] Björck S., Kromer B., Johnsen S., Bennike O., Hammarland D., Lemdahl G., Possnert G., Rasmussen T.L., Wohlfarth B., Hammer C.U., Spurk M. Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. Science. – 1996. – Vol. 274. – P. 1155–1160.
- [9] Borzenkova I., Zorita E., Borisova O., Kalniņa L., Kisieliene D., Koff T., Kuznetsov D., Lemdahl G., Sapelko T., Stančkaitė M., Subetto D. Chapter 2. Climate changes during the Holocene (the last 12,000

cal yr) // The BACC II Author Team. Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. Regional Climate Studies. Springer, – 2015. – P. 25–50.

[10] Bos J.A.A., van Geel B., van der Plicht J., Bohncke S.J.P. Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multi-proxy records // Quaternary Science Reviews. – 2007. – Vol. 26. – P. 1927–1950.

[11] Grachev A.M., Severinghaus J.P. A revised  $+10 \pm 4^\circ\text{C}$  magnitude of the abrupt change in Greenland temperature at the Younger Dryas termination using published GISP2 gas isotope data and air thermal diffusion constants. Quaternary Science Reviews. – 2005. – Vol. 24. – P. 513–519.

[12] Hoek W.Z., Bos J.A.A. (eds) Early Holocene climate oscillations – causes and consequences. Quaternary Science Reviews. – 2007. – Vol. 26. – P. 1901–2030.

[13] Kremenetski K.V., Borisova O.K., Zelikson E.M. The Late Glacial and Holocene history of vegetation in the Moscow region // Paleontological Journal. – 2000. – Vol. 34. – Suppl. 1. – P. S67–S74.

[14] Lauterbach S., Brauer A., Andersen N., Danielopol D.L., Dulski P., HülsM., Milecka K., Namiotko T., Plessen B., von Grafenstein U., DecLakes participants. Multi-proxy evidence for early to mid-Holocene environmental and climatic changes in northeastern Poland // Boreas. – 2011. – Vol. 40. – P. 57–72.

[15] Novenko E.Yu., Tsyganov A.N., Volkova E.M., Babeshko K.V., Lavrentiev N.V., Payne R.J., Mazei Yu.A. The Holocene paleoenvironmental history of central European Russia reconstructed from pollen, plant macrofossil, and testate amoeba analyses of the Klukva peatland, Tula region // Quaternary Research. – 2015. – Vol. 83 (3). – P. 459–468.

[16] Novik A., Punning J.-M., Zernitskaya V. The development of Belarusian lakes during the Late Glacial and Holocene // Estonian Journal of Earth Sciences. – 2010. – Vol. 59 (1). – P. 63–79.

[17] Puusepp L., Kangur M. Linking diatom community dynamics to terrestrial vegetation changes: a paleolimnological case study of Lake Kūži, Vidzeme Heights (Central Latvia) // Estonian Journal of Ecology. – 2010. – Vol. 59. – P. 259–280.

[18] Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M., Steffensen J.P., Vinther B.M., Clausen H.B., Siggaard-Andersen M.L., Johnsen S.J., Larsen L.B., Dahl-Jensen D., Bigler M., Rothlisberger R., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M.E., Ruth U. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination // Journal of Geophysical Research-Atmospheres. – 2006. – Vol. 111. – D06102.

[19] Stančikaitė M., Šinkūnas P., Šeirienė V., Kisielienė D. Pattern sand chronology of the Lateglacial environmental development at Pamerkiai and Kašučiai, Lithuania // Quaternary Science Reviews. – 2008. – Vol. 27. – P. 127–147.

[20] Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen et Spores. – 1971. – Vol. 13. – P. 615–621.

[21] Veski S., Amon L., Heinsalu A., Reitalu T., Saarse L., Stivrins N., Vassiljev J. Lateglacial vegetation dynamics in the eastern Baltic region between 14,500 and 11,400 cal yr BP: A complete record since the Bølling (GI-1e) to the Holocene. Quaternary Science Reviews. – 2012. – Vol. 40. – P. 39–53.

[22] Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O., Subetto D., Tarasov P., Demidov I., Filimonova L., Sapelko T. Climatic and environmental changes in north-western Russia between 15,000 and 8000 cal yr BP: a review // Quaternary Science Reviews. – 2007. – Vol. 26. – P. 1871–1883.

**ФРАКЦИОННО-ГРУППОВОЙ СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА  
ПАЛЕОПОЧВ КАК ИНДИКАТОР РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НИЖНЕГО  
ПОВОЛЖЬЯ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ****А.В. Бухонов**Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино,  
Россия, BuhonovAV@mail.ru**FRACTIONAL-GROUP COMPOSITION OF ORGANIC MATTER OF PALEOSOILS  
AS AN INDICATOR OF THE DEVELOPMENT OF THE NATURAL ENVIRONMENT  
OF THE LOWER VOLGA REGION IN THE LATE HOLOCENE****A.V. Bukhonov**

Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science RAS, Pushchino, Russia

Уникальными моделями для изучения эволюции почвенного покрова, в связи с изменчивостью климатических условий почвообразования за последние 3500 лет, являются разновозрастные палеопочвы археологических памятников. Впервые курганы в больших количествах появляются на территории Нижнего Поволжья примерно 6000 лет назад. Они представляют собой погребальные сооружения, приуроченные к различным культурным обществам, которые становятся неотъемлемым признаком ландшафтов Волго-Донских степей. Исследование такого рода памятников позволяет определить степень сохранности почвенных свойств и признаков при смене условий функционирования почв после погребения. Объектами исследований являлись погребенные почвы курганных групп «Саломатино» (Приволжская возвышенность); «Перегрузное» (Ергенинская возвышенность) и участка оборонительного вала «Анны Иоанновны» (Приволжская возвышенность), расположенных на территории Волгоградской области в пределах сухостепной зоны.

Реконструкция динамики увлажненности климата во второй половине голоцена на территории Нижнего Поволжья широко представлена в ряде работ И.В. Иванова, А.Л. Александровского, В.А. Демкина, А.О. Алексеева, А.В. Борисова, О.С. Хохловой др.

Фактический материал охватывает хронология, включающий эпоху поздней бронзы (3500 л.н.), ранний железный век (2000 и 1700 л.н.), развитое средневековье (700 л.н.), новое время (300 л.н.) и современность. Это дает возможность охарактеризовать направленность эволюции почв и интенсивность процессов почвообразования за последние 3500 лет в связи с динамикой климата в исследуемом регионе. В первую очередь эти изменения отражаются не только в морфологическом строении почв и их физико-химических показателях, связанных с динамикой атмосферной увлажненности на территории Нижнего Поволжья за исследуемый период. В результате динамичности климата, каждая из палеопочв формировалась в отличных от других режимах почвообразования и имеет индивидуальные морфологические и физико-химические признаки и свойства.

Важнейшими характеристиками почвообразовательного процесса являются такие показатели как формирование и развитие гумусового горизонта, усложнение почвенного профиля – выщелачивания карбонатов, миграции легкорастворимых солей, аккумуляция и перераспределение ила в результате различной степени выраженности солонцового процесса. Немаловажной характеристикой является формирование особого типа почвенного органического вещества, связанного в первую очередь с типом растительного покрова и климатическими условиями, в которых происходит накопление и закрепление органического вещества.

Морфолого-стратиграфический анализ показал, что в процессе естественной эволюции, за 3500 лет, в каштановых почвах направленно увеличивалась мощность почвенных горизонтов, и в первую очередь, гумусово-аккумулятивного. Период максимальной увлажненности климата (700 л.н.) позволил сформировать на поверхности дерновый горизонт, который к настоящему времени не только сохранился, но и продолжил увеличиваться.



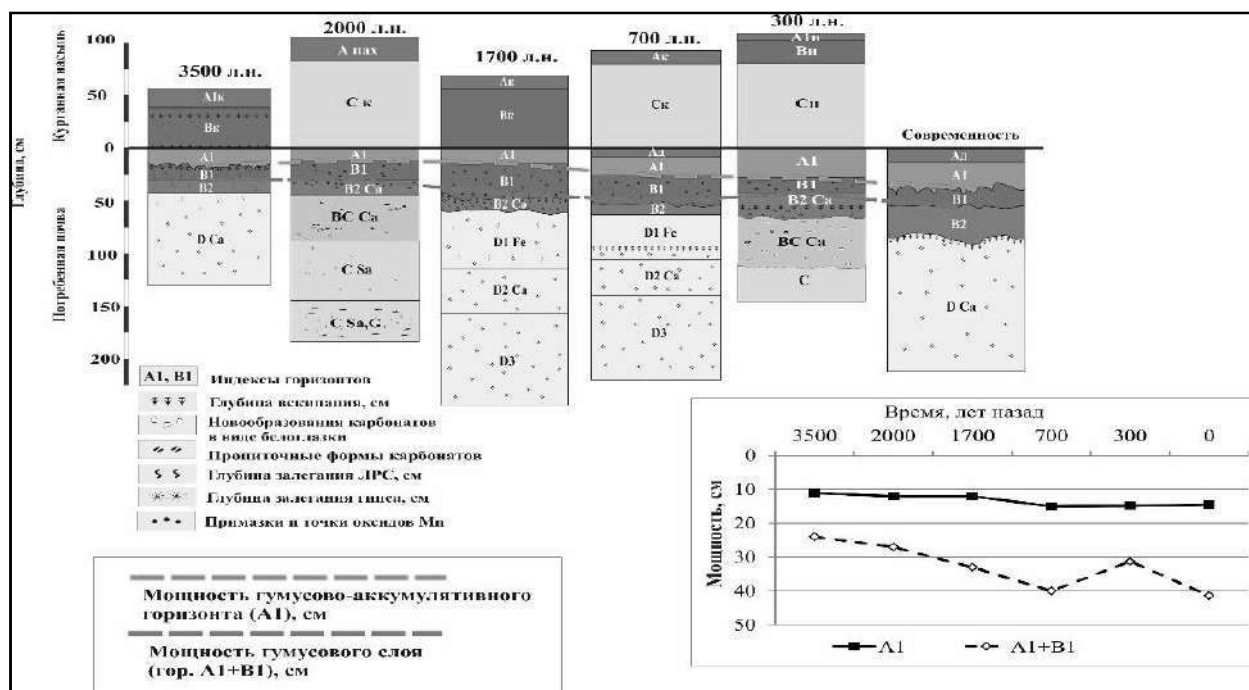


Рис. 1. Морфолого-стратиграфическое строение профилей каштановых почв за 3500 лет естественной эволюции.

Заметно и ритмично с климатическими флуктуациями менялась мощность иллювиальных B1 и B2<sub>Ca</sub> горизонтов, связанная с интенсивностью развития солонцовых процессов (рис. 1).

При этом развитие почвенного профиля не происходило равномерно на протяжении описываемого времени и скорости формирования основных морфологических признаков (мощности горизонтов, глубины выщелачивания карбонатов, перераспределения ила, глубины залегания легкорастворимых солей) значительно различались на отдельных этапах эволюции. За период почвообразования 3500–2000 л.н. мощность гумусового горизонта увеличилась только на 1 см, а мощность иллювиального - на 3 см. Средняя скорость формирования гумусового слоя за 1500 лет развития достигала 0.03 мм/год. К моменту 1700 л.н. мощность гор. A1 практически не изменилась, но еще на 5 см увеличилась мощность гор. B1. Скорость формирования иллювиального горизонта составляла в эти 300 лет 0.17 мм/год. Увеличение мощности иллювиальной толщи, зафиксированное в почве, погребенной 1700 л.н., происходило, по-видимому, под воздействием активного солонцового процесса на территории Нижнего Поволжья в конце I начале II века н.э. в относительно гумидную климатическую эпоху, что сопровождалось выносом ила из гор. A1. В последующие 1000 лет, по мере приближения к климатическому оптимуму, 700 л.н., существенно увеличилась мощность гумусового горизонта и усложнилась его морфологическая структура за счёт формирования на поверхности дернового горизонта.

Динамичность изменений условий палеосреды наиболее ярко отражают геохимические характеристики. Солевой и карбонатный профили «записывают» характеристику климата, в котором формировалась почва. Увеличилась глубина залегания карбонатов и ЛРС от поверхности в условиях повышенной увлажненности климата (2000, 700 л.н., современность) и, напротив, подъема к поверхности в аридные периоды (3500, 1700, 300 л.н.), что отражает направленность элементарных почвообразовательных процессов, происходящих в почве до момента погребения (рис. 2).

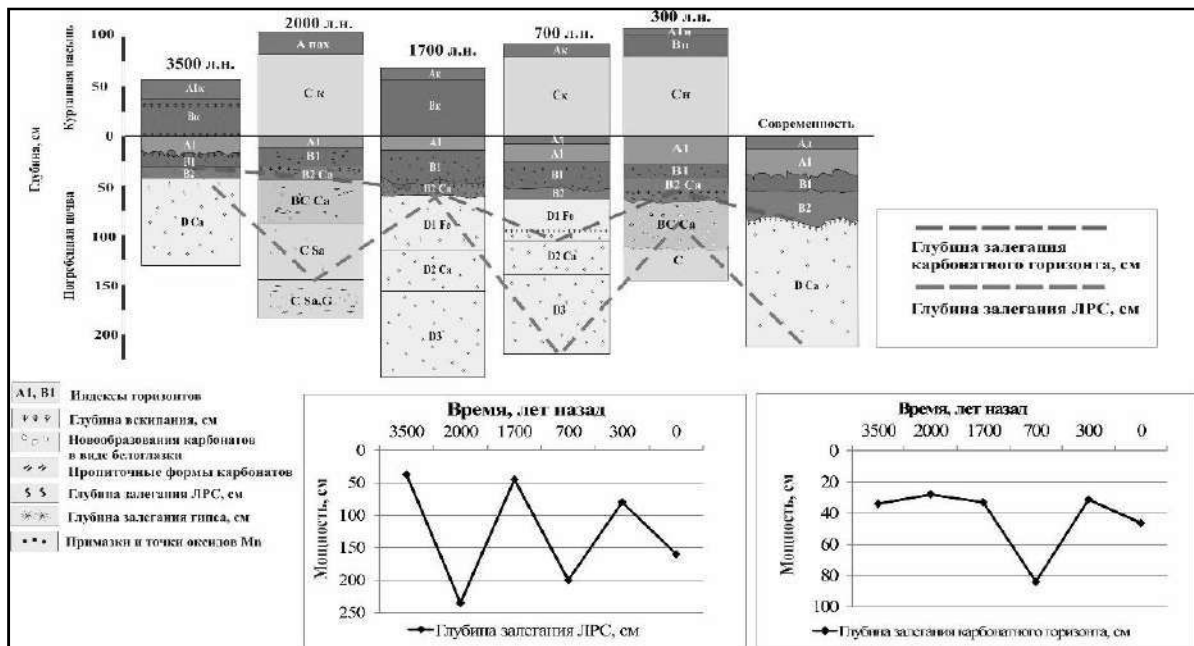


Рис. 2. Глубина залегания карбонатов и легкорастворимых солей.

Почва, погребенная 3500 л.н. характеризуется очень низким содержанием органического углерода, 0.43% в гор. A1, 0.35 и 0.13% в гор. B1 и B2<sub>Ca</sub> соответственно. Отношение C<sub>гк</sub>/C<sub>фкв</sub> гор. A1 составляет 0.61, в гор. B1 0.06. Содержание Сор<sub>г</sub> в почвах погребённых 2000 лет назад колеблется от 1.45 в горизонте A1 до 1.05 и 0.49% в горизонтах B1 и B2<sub>Ca</sub> и имеет постепенно убывающее распределение с глубиной. Реакция среды слабощелочная по всему профилю. Отношение C<sub>гк</sub>/C<sub>фкв</sub> гор. A1 составляет 0.75, в гор. B1 0.47. Содержание Сор<sub>г</sub> в почвах погребенных 1700 лет назад колеблется от 0.88 в горизонте A1 до 0.64 и 0.49% в горизонтах B1 и B2<sub>Ca</sub> и имеет аккумулятивное постепенно убывающее распределение в метровой толще. Реакция среды щелочная по всему профилю. Максимальные значения pH (9.3) отмечаются в гор. B1 и B2<sub>Ca</sub>. Отношение C<sub>гк</sub>/C<sub>фкв</sub> гор. A1 составляет 0.91, в гор. B1 – 0.51. В почве погребенной 700 л.н. содержание органического углерода уменьшается от 0.91% в горизонте A<sub>д</sub> до 0.52% в горизонте B1.

Значение величины pH по профилю увеличивается от 7.0 в гор. A1 до 9.2 в гор. D2. Отношение C<sub>гк</sub>/C<sub>фкв</sub> гор. A1 составляет 1.08, в гор. B1 – 0.85. В гумусовом слое каштановых почв погребенных 300 лет назад содержание Сор<sub>г</sub> сохранилось на уровне 0.61±0,08%. Отношение C<sub>гк</sub>/C<sub>фкв</sub> гор. A1 составляет 1.19. Реакция среды слабощелочная, достаточно устойчива в профиле и изменяется от 7.6 до 8.0.

В процессе развития почв на исследуемой территории реакция среды в горизонтах активного почвообразования изменялась от щелочной с pH 8.2 – 9.2, в почвах погребённых 3500 и 1700 л.н., до нейтральной – pH 6.5 – 7.0 – в почвах погребённых 700 л.н. и современных, что связано с постепенной нейтрализацией щелочности образующимися гумусовыми кислотами. Для исследованных почв характерно аккумулятивное распределение Сор<sub>г</sub> в профиле с пространственным варьированием содержания в гор. A1 у современных почв в пределах 0.84 – 2.06%, у погребенных 0.80 – 0.28% в зависимости от длительности погребения. Тип гумуса, как показали исследования, изменялся в эволюционном ряду почв направленно от фульватного 3500 л.н., C<sub>гк</sub>/C<sub>фк</sub>=0.58, до фульватно-гуматного в современных каштановых почвах, C<sub>гк</sub>/C<sub>фк</sub>=1.44. Одновременно увеличивалась степень гумификации почвенного органического вещества последние 3500 лет.

Таким образом, изучение морфологических и физико-химических свойств каштановых палеопочв разновозрастных археологических памятников и оценка масштабов их изменений в результате перехода почв в погребённое состояние позволили установить особенности процессов формирования и закрепления почвенного органического вещества в связи с динамикой климатических условий на территории Нижнего Поволжья в позднем голоцене.

Список литературы:

- [1] Александровский А.Л. Эволюция почв Восточно-европейской равнины в голоцене. – М.: Наука, 1983. 150 с.
- [2] Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, – 2005. – 223 с.
- [3] Алексеев А.О. Магнитные свойства погребенных почв археологических памятников – запись климатических условий степей Приволжской возвышенности в голоцене / Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Демкин В.А., Сергацков И.В. // Материалы по археологии Волго-Донских степей. – Вып. 2. Волгоград: ВолГУ, – 2004. – С.96-106.
- [4] Борисов А.В. Палеопочвы и климат Ергеней в эпоху бронзы (IV–II тыс. до н.э.) / А.В. Борисов, Т.С. Демкина, В.А. Демкин // М.: Наука, – 2006. – 210 с.
- [5] Бухонов А.В. Структурное состояние почв и динамика природной среды сухостепной зоны Нижнего Поволжья за последние 4000 лет. Автореферат дисс. канд. биол. наук. Москва, – 2016. – 24с.
- [6] Дёмкин В.А. Развитие почв Нижнего Поволжья за историческое время / Дёмкин В.А., Ельцов М.В., Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Демкина Т.С., Борисов А.В. // Почвоведение, – 2004. – №12.
- [7] Дёмкин В.А. Природная среда волго-уральских степей в савромато-сарматскую эпоху (VI в. до н.э. – IV в. н.э.) / В.А. Дёмкин, А.С. Скрипкин, М.В. Ельцов, Б.Н. Золотарева, Т.С. Демкина, Т.Э. Хомутова, Т.В. Кузнецова, С.Н. Удальцов, Н.Н. Каширская, Л.Н. Плеханова – Пушкино, – 2012. – 216 с.
- [8] Золотарёва Б.Н., Дёмкин В.А. Гумус палеопочв археологических памятников сухих степей Волго-Донского междуречья // Почвоведение, – 2013. – № 3. – С.291-301.
- [9] Иванов И.В., Александровский А.Л. Методы изучения эволюции и возраста почв. Препринт. Пушкино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, – 1984. – 54 с.
- [10] Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны в голоцене. – М.: Наука, – 1992. – 140 с.
- [11] Хохлова О.С., Олейник С.А., Ковалевская И.С. Отличия диагенетических и эпигенетических типоморфных карбонатных аккумуляций в голоценовых погребенных почвах черноземной зоны // Почвоведение. – 2000. – № 1. – С.28-37.

**СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ УСТЬ-БУОТАМСКОГО ОБНАЖЕНИЯ БЕСТЯХСКОЙ  
ТЕРРАСЫ Р. ЛЕНЫ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)**

**А.Н. Васильева<sup>1</sup>, А.А. Галанин<sup>1</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>2</sup>, Г.И. Шапошников<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия  
vasilievaanzhela230894@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия  
kurbanov@igras.ru

**THE STRUCTURE AND AGE OF UST'-BUOTUMSKOE OUTCROP OF BESTYAKH  
TERRACE OF LENA RIVER (EASTERN SIBERIA)**

**A.N. Vasil'eva<sup>1</sup>, A.A. Galanin<sup>1</sup>, R.N. Kurbanov<sup>2</sup>, G.I. Shaposhnikov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Усть-Буотамское обнажение (61,232091° с.ш., 128,602046° в.д.) расположено на правом берегу р. Лены в 130 км выше г. Якутска и является наиболее мощным обнажением бестяхской аккумулятивной террасы. Его максимальная высота вместе с незакрепленной (Ленской) дюной составляет около 120 м. В опорных обнажениях террасы (Песчаная Гора, Усть-Буотамское и Дириг-Юрях) предшественниками выделены бестяхская (0–5 м), мавринская (0–30 м) и дьолкуминская свиты (20–100 м) [2, 3], генезис и возраст которых продолжают дискутироваться [1].

Данная терраса в виде изолированных уступов высотой 85–100 м и максимальной шириной до 3 км прослеживается от устья р. Эчите до устья р. Буотамы. Далее в северо-восточном направлении на протяжении около 120 км терраса расширяется, а ее высота постепенно снижается. Максимальной ширины (10–15 км) терраса достигает на участке долины р. Суолы, а ее высота здесь снижается до 40–50 м (обнажение у п. Нижний Бестях).

Далее на 90-км участке вниз по течению р. Лены терраса снижается до 20-25 м (обнажение Песчаная Гора) и именуется кердемской террасой [1, 2]. Еще севернее терраса снижается всего до 12-15 м (Харылахское обнажение).

Наиболее проблематичными вопросами являются значительные колебания высоты бестяхской террасы, повсеместное залегание бестяхской свиты в основании и дьолкуминской свиты в ее кровле. Поскольку мощность бестяхской свиты (2-4 м) сохраняется на всем протяжении террасы, то значительные колебания ее высоты обусловлены полным выклиниванием мавринской и снижением мощности дьолкуминской свиты в северном направлении.

В 2019-2021 гг. авторами выполнено доизучение Усть-Буотамского обнажения с целью уточнения его геологического строения и возраста. При изучении обнажения проведен анализ слоистости и слойчатости отложений на основе современных представлений об эоловой седиментации в холодных регионах, изложенных в работах [5, 7, 8].

Отобраны образцы на различные виды анализов, в том числе на гранулометрический (40 проб), радиоуглеродный (3 пробы) и оптически стимулированной люминесценции (OSL) (5 проб). Гранулометрический анализ выполнен в грунтовой лаборатории ИМЗ СО РАН, статистическая обработка осуществлена по методу Р.Л. Фолка и В.С. Уорда [6] в программе Gradistat [4]. Рассчитаны следующие показатели: средний размер зерен –  $x$  (мкм), коэффициент сортировки –  $\sigma$ , асимметрия –  $\alpha$ , эксцесс –  $\tau$  (безразмерные величины). Радиоуглеродный анализ выполнен в лаборатории ИМЗ СО РАН методом жидкостной сцинтилляции на спектрометре-радиометре Quantulus 1220. OSL-датирование выполнено в лаборатории абсолютной геохронологии Орхусского университета (Дания).

В период исследований кровля бестяхской свиты была ниже уреза р. Лены и поэтому не опробовалась. Установлено следующее строение Усть-Буотамского обнажения (рис. 1) на участке Ленской дюны (снизу-вверх).

**Пакет 1** (0-35 м) представлен тонким переслаиванием супесей пылеватых чередующимися с суглинками легкими от темно-серого до сизого цвета с признаками оглеения. Слоистость отложений волнистая, плейчатая, слойчатость тонкопараллельная, местами неясная.

Гранулометрический состав (5 проб) отложений свидетельствует об очень плохой сортировке ( $\sigma = 4,3 \pm 1,5$ ) и нормальном асимметричном распределении с «хвостами» мелких фракций ( $\alpha = -0,108 \pm 0,13$ ), средний размер зерен ( $x$ ) составляет  $70,3 \pm 53,6$  мкм, эксцесс ( $\tau$ )  $1,22 \pm 0,23$ . В западной части обнажения в 3 ниже кровли пакета 1 на высоте 30 м от уреза реки, был отобран образец для OSL-датирования. Возраст отложений оказался запредельным  $>314$  тыс. л.н. (Risø 208224).

Подошва пакета расположена ниже современного уреза р. Лены, кровля пологая, погружается вдоль обнажения с запада на восток от 35 до 10 м над урезом реки. Вблизи кровли в отложениях присутствуют прослой гравия и мелкой гальки кварцитов и известняков. Многие обломки имеют признаки ветровой огранки (ветрогранники).

**Пакет 2а** (35 – 75 м) представлен песком белым, с желтым оттенком, мелкозернистым ( $x = 220,7 \pm 44,8$  мкм). Данная пачка отличается от нижележащей более грубым и выдержанным гранулометрическим составом. Подошва пакета неясная, нечеткая.

Гранулометрический состав пакета (12 образцов) характеризуется умеренной сортировкой ( $\sigma = 1,6 \pm 0,1$ ) и симметричным распределением ( $\alpha = 0,01 \pm 0,12$ ), эксцесс составляет ( $\tau$ )  $0,85 \pm 0,16$ .

В пределах пакета 2а наблюдается трансляционная слоистость восходящей ряби (translating climbing ripple pseudo-stratification) фации наветренного склона дюны, падающая в юго-восточном направлении (аз. пад.  $130^\circ$ ) под углом  $45^\circ$ , что совпадает с ориентировкой дюн на поверхности примыкающей террасы и противоположно современному течению р. Лены. Текстура представлена слойчатостью восходящей ряби (climbing ripple lamination) [7, 8]. Данный тип седиментационных структур формируется в результате весьма интенсивной эоловой аккумуляции на пологих наветренных склонах дюн, покрытых эоловой рябью. В 2 и

12 м выше подошвы дьолкуминской свиты получены OSL-датировки  $28,1 \pm 2$  (Risø 208225) и  $17,2 \pm 1,3$  (Risø 208226) тыс.л.н. соответственно.

**Пакет 2б** (75-80 м) сложен песком желтовато-серым, мелко- и среднезернистым. Кровля и подошва пакета – резкие, срезаны поверхностями дефляции. Осредненный гранулометрический состав пакета (6 проб) свидетельствует об умеренной сортировке и сильной отрицательной асимметрии с «хвостами» мелких фракций: средний размер зерен ( $x$ , мкм) =  $220,1 \pm 9,15$ , коэффициент сортировки ( $\sigma$ ) =  $1,6 \pm 0,33$ , асимметрия ( $\alpha$ ) =  $-0,005 \pm 0,07$ , эксцесс ( $\tau$ )  $0,75 \pm 0,01$ . В пакете наблюдаются трансляционная слоистость и слоистость восходящей ряби.

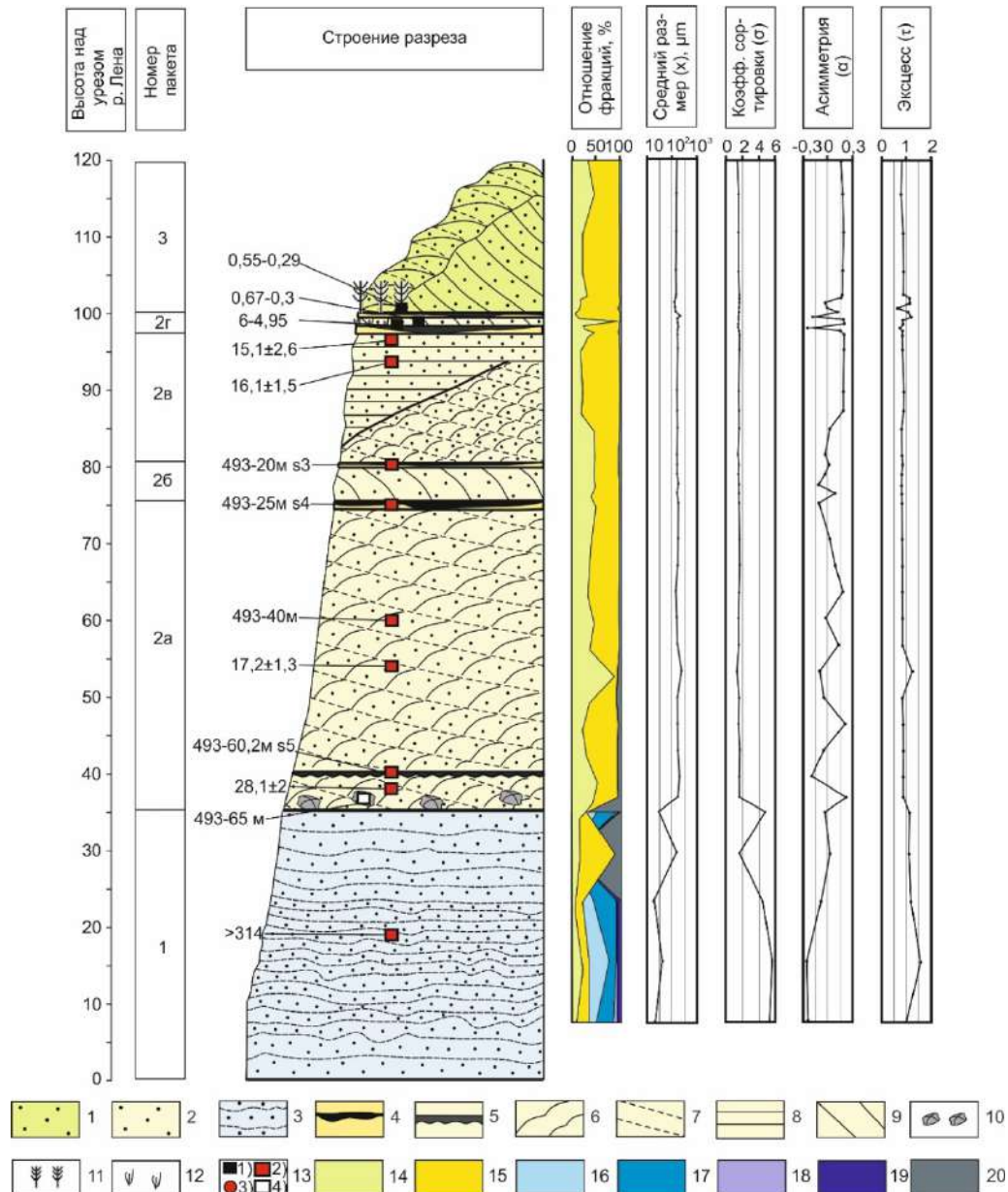


Рис. 1. Строение Усть-Буотамского обнажения: 1 – эоловые голоценовые отложения; 2 – дюнные отложения дьолкуминской свиты; 3 – озерно-аллювиальные отложения мавринской свиты; 4 – поверхность палеорельефа с палеопочвой; 5 – знаки ряби. Структура и текстура отложений: 6 – трансляционная слоистость восходящей ряби; 7 – слоистость восходящей ряби; 8 – пологая, субгоризонтальная слоистость; 9 – слоистость осыпания. 10 – ветрогранники; 11 – погребенные стволы деревьев; 12 – погребенная древовидная полынь; 13 – места отбора проб: 1 – радиоуглеродный анализ; 2 – OSL-анализ; 3 – гранулометрический анализ; 4 – космогенный анализ. Гранулометрия: 14 – 0,5-0,25 мм; 15 – 0,25-0,1 мм; 16 – 0,1-0,05 мм; 17 – 0,05-0,01 мм; 18 – 0,01-0,002 мм; 19 – <0,002 мм; 20 – от 0,1 до <0,002.

**Пакет 2в** (80-97 м) образован песком белым, слегка желтоватым, мелко- и среднезернистым. Осредненный гранулометрический состав (5 образцов) свидетельствует об умеренной сортировке и симметричном распределении: средний размер зерен ( $x$ , мкм) составляет  $195,1 \pm 18,16$ , коэффициент сортировки ( $\sigma$ ) равен  $1,58 \pm 0,05$ , асимметрия ( $\alpha$ )  $0,137 \pm 0,08$ , эксцесс ( $\tau$ )  $0,9 \pm 0,11$ . Для пакета 2в характерна пологая, субгоризонтальная слоистость отложений (planebed stratification). Азимут падения слоев –  $0^\circ$ , угол падения слоев –  $0^\circ$ . Текстура представлена горизонтальной слоистостью отложений (planebed lamination) [7, 8]. Данный тип слоистости и слоистости образуется одновременно на участках наиболее интенсивной ветровой нагрузки. Это характерно для эоловых песчаных покровов небольшой мощности, пологих наветренных склонов дюн и котловин выдувания. На глубине 1 и 3 м от кровли пакета были получены две OSL-даты  $16,1 \pm 1,5$  (Risø 208223) и  $15,1 \pm 2,6$  тыс. л.н. (Risø 208222) соответственно. В кровле пакета наблюдаются признаки палеопочвы со следами сильного пожара (древесный уголь).

**Пакет 2г** (97-100 м) сложен песком белым, слегка желтоватым, мелко- и среднезернистым. Осредненный гранулометрический состав пакета (7 образцов) характеризуется умеренной сортировкой и нормальным симметричным распределением:  $x = 201,47 \pm 65,5$  мкм,  $\sigma = 1,53 \pm 0,15$ ,  $\alpha = 0,04 \pm 0,138$ ,  $\tau = 0,98 \pm 0,19$ . Структура пакета представлена слоистостью осыпания (grain-fall cross-stratification) фации подветренного осыпного склона дюны. Азимут падения слоев –  $0^\circ$ , угол падения –  $40^\circ$ . Текстура – слоистость осыпания (grain-fall lamination) [7, 8]. Характер слоистости и слоистости пакета соответствует фации подветренного склона параболических дюн. В подошве пакета наблюдаются признаки интенсивного пожара, фрагменты палеопочвы с углями из которых была получена радиоуглеродная дата 6 – 4,95 тыс. калиб. л.н. (MPI-174). К подошве пакета также приурочены единичные вертикально погребенные сосны, толщиной до 10 – 15 см, а также гумифицированные корневища полыни толщиной до 5 – 6 см. Из последней получена дата 0,67 – 0,3 тыс. калиб. л.н. (MPI-171).

**Пакет 3** (100 – 120 м) представлен песком желтым мелкозернистым, кварцевым, эолового генезиса. Осредненный состав пакета (6 проб) свидетельствует о высокой сортировке отложений и симметричном пологом или плосковершинном распределении:  $x = 194 \pm 16$  мкм,  $\sigma = 1,58 \pm 0,05$ ,  $\alpha = 0,14 \pm 0,06$ ,  $\tau = 0,89 \pm 0,10$ . Для пакета 3 характерна трансляционная слоистость восходящей ряби фации наветренного склона дюны, падающая в юго-восточном направлении (аз. пад.  $155^\circ$ ) под углом  $30^\circ$ . Текстура представлена слоистостью восходящей ряби, слойки которой наклонены в направлении эолового переноса и параллельны друг другу. Также, для данного пакета характерна перекрестная слоистость осыпания и слоистость осыпания фации подветренного склона дюны. Отложения данной фации происходят в результате скатывания зерен песка с бровки и откладывания их на подветренном склоне дюны. Кровля пакета выходит на дневную поверхность в виде незакрепленной накидной (Ленской) дюны. Подошва резкая, четкая, маркируется слабо развитой почвой со следами пожара (угли). К ней приурочены корневые системы многочисленных вертикально погребенных деревьев (сосна), для одного из которых получена радиоуглеродная дата 0,55 – 0,29 тыс. калиб. л.н. (MPI-176).

Таким образом, в результате гранулометрического анализа выявлено, что в пачке 1, в интервале от 0 до 35 м, средний размер зерен составляет  $70,3 \pm 53,6$  мкм. В вышележащих пачках средний размер зерен варьирует от 194 до 221 мкм, т.е. гранулометрический состав пачек, в интервале от 35 до 120 м, становится более выдержанным и более грубым, хорошо сортированным, т.е. отсутствуют гравий, глинистый песок.

Также, на основании анализа слоистости и слоистости отложений Усть-Буотамского обнажения (участок Ленской Дюны) установлено, что большая часть его мощности (до 80 м и более) образована не мавринской, как полагали предшественники [1, 2, 3], а дьолкуминской свитой. В ее отложениях, которые по гранулометрическому составу и строению идентичны лежащей сверху незакрепленной Ленской Дюне, преобладают структуры, типичные для сухой эоловой седиментации. К таким структурам относятся

трансляционная слоистость и слойчатость восходящей ряби, перекрестная слоистость и слойчатость осыпания фации подветренного склона дюны. Дьолкуминская свита сложена крупными пакетами, отделенными друг от друга дефляционными поверхностями (несогласия). В пределах таких поверхностей распространены горизонтальные типы слоистости и слойчатости, а также признаки слаборазвитых почвенных горизонтов.

Полученные радиоуглеродные и OSL-датировки свидетельствуют о том, что на участке исследованного обнажения отложения дьолкуминской свиты формировались с конца МИС-3 (28,1 тыс. лет назад), на протяжении МИС 2 и МИС 1. Периоды эоловой дефляции и аккумуляции, вероятно, чередовались с периодами затухания эоловых процессов и закрепления рельефа растительным покровом. Расположенная на бровке бестяхской террасы современная незакрепленная (Ленская) дюна имеет очень молодой возраст (0,55 – 0,29 тыс. калиб. лет).

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00054, <https://rscf.ru/project/21-17-00054/>.*

Список литературы:

- [1] Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. – Новосибирск, Наука, – 1984. – 126 с.
- [2] Камалетдинов В. А., Минюк П. С. Строение и характеристика отложений бестяхской террасы Средней Лены // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. АН СССР. – М., Наука, – 1991. – № 60. – С. 68–78.
- [3] Колпаков В.В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. АН СССР. – М., Наука, –1983. – № 52. – С. 123-131.
- [4] Blott S.J., Pye K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments//Earth Surface Processes and Landforms, – 2001. Vol. 26. – P. 1237-1248.
- [5] Brookfield M.E. Aeolian processes and features in cool climates// Geol. Soc. London Spec. Publ., – 2011. – P. 241-258.
- [6] Folk R.L. Petrology of Sedimentary Rocks. Texas, Hemphill Publ. Comp. Austin, –1980. – 350 p.
- [7] Hunter R.E. Basic types of stratification in small eolian dunes // Sedimentology, – 1977. – Vol. 24. – P. 361-387.
- [8] Schwan J. The origin of horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in Northwestern Europe// Sediment. Geol., – 1986. – Vol. 49. – P. 73-108.

## **ЛЁССОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ДИНАМИКА ИХ НАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ПРИСАЛАИРЬЕ, ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (МИС-1 – МИС-3)**

**А.О. Вольвах, Н.Е. Вольвах, И.Ю. Овчинников**

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия,  
sizikova@igm.nsc.ru

## **LOESS DEPOSITS AND DYNAMICS OF ITS FORMATION IN NORTH-WEST CIS-SALAIR PLAIN, SOUTH OF WEST SIBERIA**

**A.O. Volvakh, N.E. Volvakh, I.Yu. Ovchinnikov**

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

В лёссово-почвенных отложениях зафиксированы региональные и глобальные климатические изменения четвертичного периода, которые также зарегистрированы в различных глобальных климатических записях. Последний и наиболее представительный интервал глобального лёссонакопления и активной атмосферной транспортировки пыли в Северном полушарии был во время второй морской изотопной стадии (МИС-2). Судя по характеру записи ледовых кернов Гренландии [6] климат этого периода не был стабильным, внутри стадии отмечается ряд потеплений, количество и частота которых увеличивались к голоцену. В настоящее время актуальной темой исследований является периодизация,

хронология, изучение строения и литолого-химических свойств отложений данного возраста, а также палеогеографических условий перехода МИС-3/2.

В данной работе детально изучены разрезы правобережья р. Обь в разных геоморфологических районах Присалаирья. В западной части северо-западного Присалаирья (разрезы Ложок и Мраморный) лёссовые отложения позднего неоплейстоцена представлены лёссово-почвенной последовательностью, типичной для Приобского лёссового плато [5]. Двигаясь на восток и северо-восток к Салаирскому кряжу, мощность верхнеплейстоценового лёссового покрова неравномерна и варьируется от 1 до 10 метров в зависимости от рельефа. Наиболее в районе распространены лёссовые и лёссовидные отложения сартанского и каргинского возраста (МИС-2 и МИС-3). Разрез Ложок расположен на междуречье рр. Шипуниха и Койниха, Мраморный – междуречье рек Шипуниха и Бердь. Разрез Ключи – склон увала к р. Каменушка, разрез Усть-Чём – склоновая часть долины р. Елбаш. В рамках рассматриваемого в работе временного интервала в разрезе Ложок ранее выделялись отложения нижней почвы искитимского педокомплекса, баганский и ельцовский лёссы (МИС-3 – МИС-1) [5], по другой точке зрения – баганский и ельцовский лёссы (МИС-2-МИС-1) (Вольвах и др., 2020). В разрезе Мраморный присутствуют баганский и ельцовский лёссы и искитимский педокомплекс, состоящий из двух палеопочв. В разрезе Ключи – три уровня палеопочв искитимского педокомплекса и ельцовский, баганский лёссы (МИС-3-МИС-1). В разрезе Усть-Чём – остатки верхней искитимской почвы и баганский, ельцовский лёссы (МИС-3 – МИС-1).

Морфоскопия и морфометрия песчаных кварцевых зерен подтвердила эоловый генезис всех изученных отложений. На всех зернах основным элементом их морфологии является микроямчатая поверхность, образующаяся в результате соударений частиц в воздушном потоке. Кроме того, часто отмечаются раковистые сколы, образование которых связывают с промерзанием в результате криогенных процессов.

В разрезе Ключи по трем уровням педоседиментов искитимского педокомплекса получены радиоуглеродные датировки, определяющие каргинский возраст отложений (МИС-3). Радиоуглеродное датирование проводилось по бензолно-сцинтилляционному методу в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). В разрезах Ложок и Мраморный, расположенных в пределах Новосибирского Приобья в баганском и ельцовском лёссах не отмечаются признаки почвообразования. Полученные OSL датировки из разреза Ложок не выявляют перерыва в осадконакоплении на их границе. Накопление ельцовского лёсса происходило в интервале от ~ 29,5 до 18,2 тыс. л. н., а баганского лёсса – с ~ 18,2 тыс. л. н. до 16,5 тыс. л. н. (Вольвах и др., 2020). Возраст отложений разреза Мраморный подтверждается  $^{14}\text{C}$  датировками каргинского возраста из искитимского педокомплекса [5].

В разрезе Усть-Чём, отложения которого сформированы в непосредственной близости коренных выходов палеозойских отложений Горловского Прогиба, выявлено, что накопление ельцовского лёсса, в отличие от других разрезов, происходило не только в результате атмосферного осаднения пыли, но и при значительном участии местного переноса. Поступление материала из двух источников подтверждается данными микроморфологии кварцевых зерен, гранулометрии и магнитной восприимчивости. Примечательной особенностью разреза Усть-Чём является наличие слаборазвитых палеопочв внутри баганского и ельцовского лёссов, сформировавшихся в непродолжительные потепления сартанского времени [3]. Находки сартанских палеопочв в лёссовых отложениях на юго-востоке Западной Сибири весьма редки. В стратиграфической схеме лёссово-почвенной последовательности Западной Сибири баганский и ельцовский лёсс разделены суминской почвой, которая на юге Западной Сибири известна в районе стоянки древнего человека Волчья Грива (Каргатский район) [5]. Она же отмечается в разрезе котловины озера Аксор (Восточный Казахстан) [4]. Имеющиеся датировки в этих местонахождениях позволяют приблизительно оценить интервал ее формирования в пределах ~ 19,6 – 16,4 тыс. л. н. Установленный же возраст палеопочв из разреза Усть-Чём, заключенных в отложениях баганского лёсса, находится в интервалах интерстадиалов GI-1a,



b, c и GI-1e Гренландской кривой [6], что соответствует потеплениям аллерёд и бёллинг в Северной Европе. Кроме того, в нижней части ельцовского лёсса отмечен прослой с органикой, по которой получена датировка, совпадающая по времени с интервалом формирования суминской палеопочвы. Это свидетельствует, что данное потепление не было развито локально и проявлялось в разных районах юга Западной Сибири. По-видимому, потепления в позднеледниковье на территории юга Западной Сибири были неравномерными и зависели от региональных или местных климатических условий и рельефа. Возможно, формирование и сохранение слаборазвитых палеопочв в короткие периоды потеплений в течение МИС-2 – МИС-1, связано с более благоприятными условиями в предгорных районах. В пределах баганского лёсса в разрезе Ложок по записи магнитной восприимчивости и геохимическим палеоклиматическим индикаторам была установлена осцилляция, которая может являться откликом на непродолжительное потепление, в том числе выделенное нами в разрезе Усть-Чём [1].

Отложения изученных разрезов дают представление об этапах формирования лёссовой толщи в течение МИС-3 – МИС-1 северо-западного Присалаирья. Судя по строению разрезов широкое субаэральное осадконакопление началось с сартанского времени, сохранились каргинские отложения. Полученные радиоуглеродные датировки имеют важное значение для восстановления истории палеогеографии Новосибирской области. Ранее в лёссовых отложениях НСО не находили признаки позднеледниковых потеплений. Сопоставление установленных событий в Присалаирье с глобальными записями климата Северного полушария позволяют заключить, что в лёссовых отложениях юга Западной Сибири могут быть записаны отклики на короткопериодические глобальные климатические изменения, в том числе векового масштаба.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и правительства Новосибирской области в рамках научного проекта № 18-45-543007 p\_мол\_a, № 20-05-00801 и государственного задания Института геологии и минералогии СО РАН.*

Список литературы:

- [1] Вольвах А.О., Вольвах Н.Е., Смолянинова Л.Г. Палеоклиматические изменения и короткопериодические события позднего плейстоцена в записи лёссовых отложений разреза Ложок, юго-восток Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2019. №4. С. 17-27.
- [2] Вольвах А.О., Вольвах Н.Е., Овчинников И.Ю., Маликов Д.Г., Щеглова С.Н. Свидетельства потеплений, записанные в лёссовых отложениях, и динамика лёссонакопления в Северо-Западном Присалаирье, юг Западной Сибири (МИС1-МИС3) // Геосферные исследования. – 2020. – №3. – С. 123-143.
- [3] Вольвах Н.Е., Курбанов Р.Н., Вольвах А.О., Зыкина В.С., Хашевская Д.Е., Булард Я.-П., Мюррей Э.С. Первые результаты люминесцентного датирования лёссово-почвенных серий юга Западной Сибири (опорный разрез Ложок) // Известия РАН, Серия Географическая, – 2021. – №21(2). – С. 284-301.
- [4] Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2002. – № 4. – С. 2 – 16.
- [5] Зыкина В. С. Зыкин В. С. Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», – 2012. – 477 с.
- [6] Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H. B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallenga P., Vinther B.M., Walker M.J., Wheatley J.J., Winstrup M.A. stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // Quaternary Science Reviews. – 2014. – Vol. 106. – P. 14–28.

## ПОЧВЫ ОЗЁРНЫХ КОТЛОВИН КАК ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ РИТМОВ ГОЛОЦЕНА

Д.А. Гаврилов<sup>1</sup>, Е.Н. Смоленцева<sup>1</sup>, О.И. Сапрыкин<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, Новосибирск, Россия,  
gavrilov@issa-siberia.ru, esmolenceva@issa-siberia.ru

<sup>2</sup>ФГБУН Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия,  
saprykin@issa-siberia.ru

## SOILS OF LAKE BASINS AS INDICATORS OF HOLOCENE CLIMATIC RHYTHMS

D.A. Gavrilo<sup>1</sup>, E.N. Smolentseva<sup>1</sup>, O.I. Saprykin<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Soil Science and Agrochemistry SB of RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Institute for Water and Environmental Problems SB of RAS, Barnaul, Russia

Почвы способны записывать информацию об условиях среды синхронных времени педогенеза и поэтому являются важным источником данных для палеоэкологических реконструкций, в том числе и климатических [7, 12, 10 и др.]. Для таких реконструкций широко используются погребённые почвы, а также почвенно-седиментационные последовательности (ПСП), например, почвенно-лессовые, аллювиальные или склоновые. Для изучения климатических флуктуаций голоцена в степном биоме Западной Сибири (ЗС) нами был выбран слабо изученный в этом аспекте класс объектов – почвы озёрных котловин. Озёра широко распространены на территории биома и по данным многих исследований в них на протяжении голоцена происходили климатически обусловленные колебания уровня воды [3]. Современные исследования показывают, что площади озёр в настоящее время сокращаются [13]. Новые участки суши, возникающие в результате высыхания озёр, являются постаквальной территориями [4, 6]. На постаквальных территориях в результате аккумулятивной рельефообразующей деятельности палеозёр вдоль их береговых линий сформировались озёрные валы, к которым приурочены ПСП. Как природные архивы почвы в составе ПСП указывают на этапы педогенеза в эволюции котловины и соответствуют этапам регрессии озера [11]. Периоды активизации осадконакопления отражаются в формировании седиментационных слоёв. Смена этапов почвообразования и седиментации зачастую обусловлена климатическими причинами. Таким образом, ПСП в озёрных котловинах записывают природную ритмичность, в том числе климатическую, когда благоприятные условия среды соответствуют педогенной фазе, неблагоприятные – литогенной.

В данной работе представлены результаты изучения почв на постаквальной территории в котловине озера Саргуль, расположенного в лесостепной зоне Западной Сибири в границах Обь-Иртышского междуречья (рис.1). Котловина озера ограничена абразионным уступом высотой от 3 до 7 м и занимает площадь больше, чем современное озеро Саргуль [3]. Почвенные разрезы SA6-19, SA7-19, SA8-19 заложены в границах обсохшей (постаквальной) части озёрной котловины на трёх разновозрастных береговых озёрных валах, маркирующих расположение палеобереговых линий. Эти разрезы представляют собой сложно организованные ПСП, которые состоят из седиментационных слоев, погребённых палеопочв (или отдельных почвенных горизонтов) и поверхностных современных почв (рис. 1). Для их изучения использовались педолитологический и событийный методологические подходы [1], а также комплекс общепринятых в почвоведении методов [7]. Для хроностратиграфической реконструкции было проведено определение <sup>14</sup>C гуминовых кислот почв (12 образцов). Химическая обработка образцов включала в себя ступенчатое выделение «мобильной» и фракции гуминовых кислот (ГК I) при обработке образца 0,1N NaOH и «стабильной» фракции, связанной с минеральной частью почвы (ГК II и ГК III). Определение <sup>14</sup>C почвенных образцов проведено по ГК II. Процедура радиоуглеродного датирования выполнена с помощью ускорительной масс-спектрометрии на базе ЦКП «Геоархеологии кайнозоя» (г. Новосибирск, Россия). Калибровка радиоуглеродных дат проведена на калибровочной кривой IntCal13 с использованием R пакета Vchron.

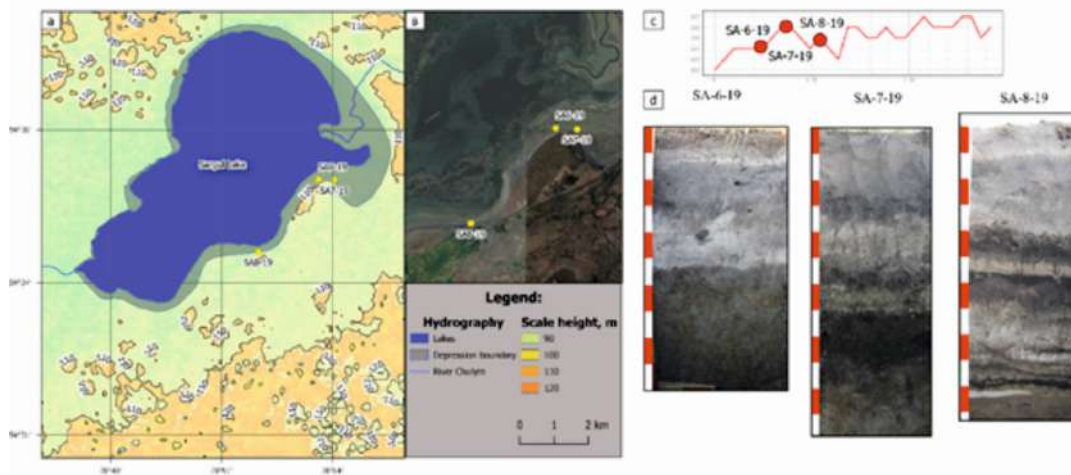


Рис. 1. Озеро Саргуль и почвенно-седиментационные последовательности в его котловине. а – границы современного (синий цвет) и палеозера (серый цвет); б – локализация почвенных разрезов (желтые точки); с – геоморфологический профиль; д – почвенные профили.

**Литология.** В рамках педолитологического подхода [1] в котловине оз. Саргуль изучены основные голоценовые морфолитокомплексы, формирующие их экзогенные процессы и диагностированы основные седиментационные слои в составе ПСП. Во всех изученных разрезах встречаются два основных литокомплекса: лессовидные карбонатные суглинки карасукской свиты [2] и голоценовые озёрные отложения различных фаций, которые включают опесчаненные суглинки озёрной террасы и пески озёрных береговых валов (рис. 2). Эти литокомплексы встречаются во всех изученных ПСП и комбинируются в них в различной последовательности. В качестве самостоятельного слоя выделен также переотложенный базовый субстрат. Каждый из седиментов имеет характерные особенности гранулометрического и химического состава. Суглинки карасукской свиты являются базовым субстратом, который маркирует во времени и пространстве границу голоценовых озёрных отложений. Химическим индикатором литотипов является содержание карбонатов. Так, пески береговых валов не вскипают от соляной кислоты, содержание карбонатов в них составляет 1-2%, а в суглинках базового субстрата – 8–10%. Между голоценовыми озёрными отложениями и базовым субстратом в котловине оз. Саргуль имеется резкий текстурный переход, что, по нашему мнению, обусловлено резкой сменой условий осадконакопления и палеоландшафтной обстановки в целом.

Выделенные седиментационные слои являются почвообразующими породами для поверхностных и погребенных почв в составе изученных ПСП. Поэтому некоторые особенности этих почв зависят от свойств исходных седиментов, например, от гранулометрического состава. Так на песчаных субстратах озёрных валов формируются преимущественно псаммозёмы гумусовые, имеющие простое строение профиля (W-C). Погребённые палеопочвы всех ПСП – это гумусово-квазиглеевые, которые формировались под влиянием высокого уровня грунтовых вод и гидрогенной трансформации базового субстрата. В настоящее время признаки гидрогенной трансформации в них являются реликтовыми, т.к. грунтовые воды расположены за пределами почвенных профилей.

Были выявлены также особенности морфологии и стратиграфии ПСП озера Саргуль. Разрез SA6-19 приурочен к самому молодому береговому валу и расположен ближе всего к современному урезу воды. Эта ПСП состоит из 4 седиментационных слоёв, одной поверхностной современной почвы и трёх палеопочв (рис. 2). Седиментационная компонента включает следующие слои (сверху вниз): слой 1 (0–15 см) – песчаные отложения озёрного вала, слой 2 (15–35 см) – переотложенные суглинки карасукской свиты, слой 3 (35–56 см) – песчанистые суглинки древней озёрной террасы, слой 4 – (56–130 см) лёссовидные суглинки карасукской свиты, представляющие собой базовый субстрат территории.

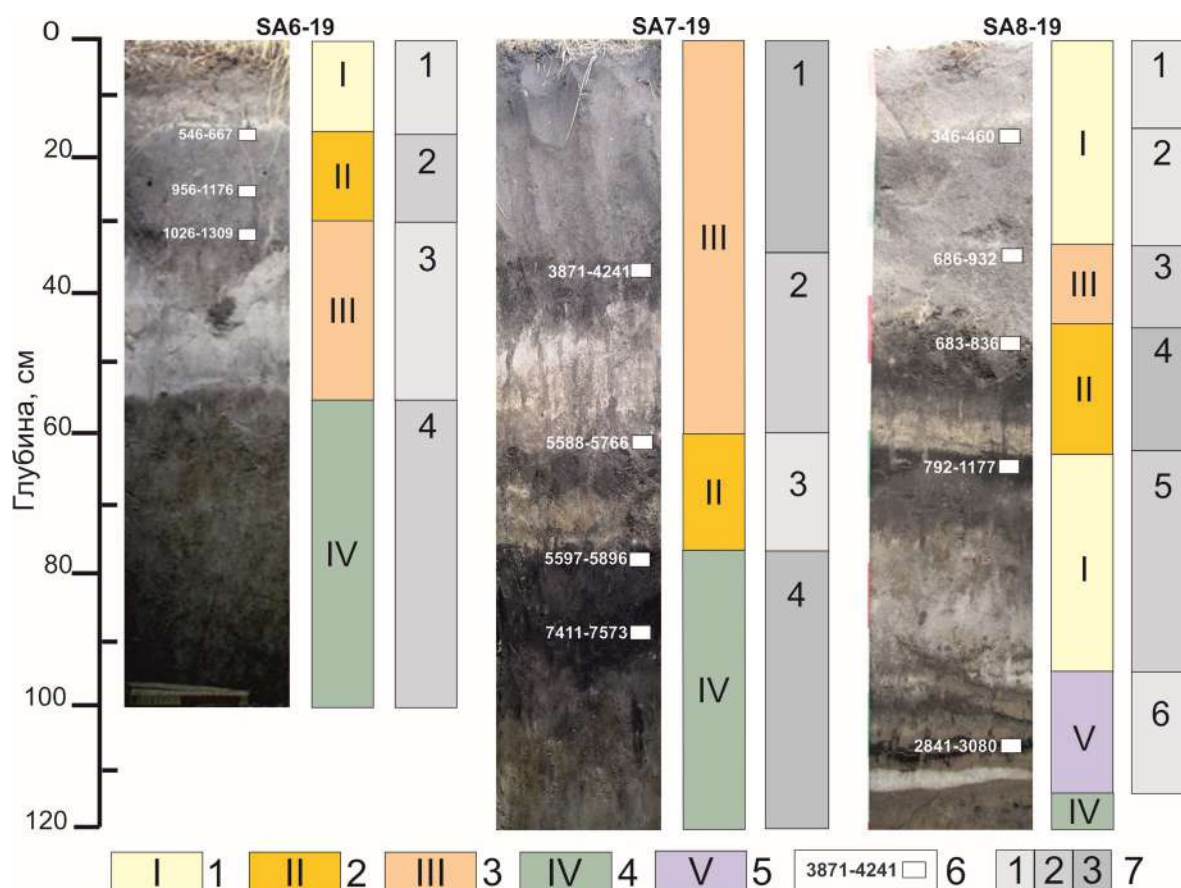


Рис. 2. Педостратиграфия и возраст погребённых почв в почвенно-седиментационных последовательностях котловины озера Саргуль. Седименты: 1 – пески береговых валов, 2 – переотложенный базовый субстрат, 3 – песчанистые суглинки озёрной террасы, 4 – неоплейстоценовые суглинки (базовый субстрат), 5 – лимно-аллювий; почвы: 6 – возраст погребённых почв по  $^{14}\text{C}$  (кал.л.н.) и место отбора пробы, 7 – номер почвы в последовательности.

Почвенные компоненты ПСП SA6-19 в верхней части представляют собой почвы с простым строением профиля (A-C), в которых отсутствует срединный горизонт. Поверхностная почва – это псаммозем гумусовый из отдела слаборазвитых, формула профиля W-C [5]. Две нижеследующие погребённые почвы – это тёмногумусовые квазиглееватые почвы, нижняя из которых частично абрадирована. Они имеют профиль A-C, что обусловлено молодостью почв и, соответственно, короткими этапами педогенеза, прерывавшимися активным осадконакоплением и частичным разрушением почв. В основании разреза гумусово-квазиглеевая почва с разрушенными гумусовым горизонтом, остатками переходного и срединным квазиглеевым горизонтом Q.

Разрез SA7-19 вскрывает одну из древних береговых линий. Она существовала в интервале 7,8–5,6 кал. т.л.н. [3]. ПСП состоит из трех седиментационных слоёв, одной поверхностной и трёх погребённых почв. Базовым седиментом, как и для остальных ПСП, является неоплейстоценовый лёссовидный карбонатный суглинок (слой 75–150 см), перекрывают его голоценовые отложения – песчанистые суглинки озёрной террасы (слой 0–60 см). Их разделяет слой 60–75 см, который включает педоседименты и является результатом переотложения субстрата, разрушенного в результате береговой абразии. Обильное содержание здесь раковин моллюсков свидетельствует о кратковременных субаквальных условиях мелководного водоёма (прибрежная часть озера). Голоценовые отложения (0–60 см) показывают продолжительный этап осадконакопления 5,3–3,0 кал. т.л.н, который прерывался этапом педогенеза (3,8–4,2 кал. т.л.н) и, соответственно,

регрессией озера, о чём свидетельствует погребённая почва (35–60 см), частично разрушенная в начале следующего этапа осадконакопления, вызванного трансгрессией озера.

В основании разреза находится гумусово-квасиглеевая почва (75–110 см), формирование которой происходило 7,5–5,6 кал. т. л. н. Признаки гидрогенной трансформации этого слоя свидетельствуют о высоком уровне грунтовых вод (УГВ) в прошлом и гидроморфном почвообразовании. В этой почве также происходила аккумуляция легкорастворимых солей в поверхностном горизонте, оглеение и оржавление срединных горизонтов. В настоящее время для этого слоя характерны аэробные условия, т. к. грунтовые воды находятся глубже 300 см. Погребение этой почвы под лимнием свидетельствует об озёрной седиментации и трансгрессии озера в среднем голоцене (5,3–4,2 кал. т. л. н.).

Поверхностная почва в разрезе SA7-19 формируется на голоценовых песчаных суглинках озёрной террасы. Она имеет некоторые характерные признаки зональных автоморфных почв (чернозёмов миграционно-карбонатных) лесостепи: хорошо развитый тёмноокрашенный гумусовый горизонт (AU) с признаками высокой биологической активности. В нижней части профиля формируются вторичные карбонаты в виде псевдомицелия. Признаки педогенеза свидетельствуют о продолжительном этапе субаэрального почвообразования. В целом ПСП SA7-19 отражает среднеголоценовое почвообразование в котловине и колебания уровня воды в озере в это время.

Разрез SA8-19 приурочен к одной из береговых линий регрессивной фазы озёрного ритма и имеет наиболее сложное стратиграфическое строение: он включает 6 седиментационных слоев и 6 почв. В составе седиментов выделены озёрные отложения различных фаций (пляжевые пески береговых валов и мелководный лимний), базовый слой суглинков карасукской свиты, а также переходные слои, состоящие из продуктов переотложения соседних слоев. Верхняя часть ПСП SA8-19 (0–40 см) образована песчаными отложениями берегового вала 300–800 кал. л. н. Верхняя почва – это псаммозём (W-C), нижние (почва 2 и почва 3) образуют педокомплекс из двух органо-аккумулятивных почв. Небольшая мощность седиментационных слоев обуславливает наложение тёмногумусовых горизонтов двух гетерохронных почв. На глубине 44–63 см залегает стратифицированная гумусово-квасиглеевая почва, сформированная в пределах прилегающего к озеру болотного пояса, куда поступали продукты размыва берега, вызывая отложение небольших слоев поверх почв. Почва датируется 680–830 кал. л. н. В виде прослоек встречаются также педоседименты, н-р, слой 63–66 см. Слой 66–95 см опять образован песками берегового вала, сформировавшего 1200–1500 кал. л. н., верхняя часть которого переработана педогенезом: это тёмногумусовая почва. Нижележащий слой (95–130 см) представляет собой озерные отложения мелководной прибрежной зоны, которые чередуются со слабо развитыми слоисто-аллювиальными гумусовыми почвами. Это пример синлитогенного почвообразования: слабо развитые маломощные гумусовые горизонты перекрываются слоями лимния. Есть также погребённые педоседименты. Такие условия существовали 2,5–3,1 кал. тыс. л. н. Нижний слой разреза образуют гидрогенно трансформированные суглинки карасукской свиты.

Таким образом, ПСП SA7-19 характеризует состояние озера и палеоландшафтную обстановку в среднем голоцене в трансгрессивную фазу озёрного ритма, а SA6-19 и SA8-19 показывают флуктуации обводнённости котловины в позднем голоцене, в регрессивную фазу озёрного ритма за последние 3000 лет.

Среднеголоценовой трансгрессии озера соответствует абразионная его деятельность (размыв берегов), формирование абразионного уступа по периферии котловины и образование древней озёрной террасы. Процессы осадконакопления в той части котловины, где расположен разрез SA6-19, завершились около 3,5 кал. т. л. н., после чего более 3,0 тыс. лет продолжался этап субаэрального педогенеза. Возможно, это время соответствует началу продолжительной регрессивной фазы озёрного ритма. На фоне регрессии озера в позднем голоцене (0–3,5 кал. т. л. н.) происходили кратковременные повышения уровня воды, в результате чего в ПСП на более низких позициях рельефа (SA6-19 и SA8-19) происходила аккумуляция новых седиментационных слоёв и размыв или погребение почв. Некоторые

эпизоды регрессии озера заканчиваются жаркими и засушливыми условиями, что сопровождается педогенным накоплением водорастворимых солей и обменного катиона натрия в гумусовых горизонтах почв (SA7-19, SA8-19). Эти процессы происходят в засушливые летние периоды в современных поверхностных почвах в степной зоне Западной Сибири при влиянии на них капиллярной каймы грунтовых вод.

Заключение. Для реконструкции климатических ритмов голоцена в степном биоме Западной Сибири важными объектами являются почвенно-седиментационные последовательности (ПСП), формирующиеся в озёрных котловинах. Все ПСП отражают пространственно-временные особенности климатозависимых флуктуаций размеров озера в течение голоцена. Основные этапы и соответствующие ритмические изменения в ландшафтах озёрных котловин: затопление и подтопление субаэральных участков в гумидные климатические фазы, и обсыхание субаквальных – в субаридные [9].

Одним из индикаторов динамики среды и климата является педостратиграфическое строение ПСС. В их составе седиментационные слои фиксируют этапы озёрного осадконакопления и трансгрессии озера, что соответствует гумидным климатическим фазам. Погребённые почвы фиксируют регрессионные этапы озёрного ритма и субаридные климатические фазы. Количество погребённых почв соответствует количеству этапов педогенеза, мощность и окраска гумусовых горизонтов индицирует их продолжительность и гидротермические условия гумификации. Также информативными являются свойства, традиционно используемые для реконструкции климата по палеопочвам: мощность гумусовых горизонтов, содержание в них органического углерода, карбонатов и водорастворимых солей. Датировка почв по  $^{14}\text{C}$  позволяет установить временные границы периодов педогенеза и осадконакопления и, соответственно, аридных и гумидных климатических фаз.

Проведённые исследования показали перспективность изучения таких объектов как ПСП озёрных котловин для реконструкции климатических флуктуаций голоцена.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №19-29-05085мк.*

Список литературы:

- [1] Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. – Иркутск, Изд-во ИГУ, – 2010. – 205 с.
- [2] Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Западно-Сибирская. Омско-Кулундинская подсерия. Листы N-44-VII (Здвинск), N-44-XIII (Верх-Урюм), N-44-XIV (Довольное). Объяснительная записка. – СПб, Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, – 2001. – 119 с.
- [3] Кривоногов С.К., Гусев В.А., Пархомчук Е.В., Жилич С.В. Промежуточные озера долин рек Чулым и Каргат и их роль в эволюции бассейна озера Чаны // Геология и геофизика. – 2018. – № 5. – С. 673–689.
- [4] Куст Г.С. О постгидромофной эволюции почвенного покрова водно-аккумулятивных равнин засушливых территорий // Почвоведение. – 1994. – № 2. – С. 16–28.
- [5] Полевой определитель почв России. – Москва, Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. – 2008. – 182 с.
- [6] Смоленцева Е.Н. Почвообразование на постаквальных территориях в степном биоме Западной Сибири / В сб.: Отражение био-, гео-, антропоферных взаимодействий в почвах и почвенном покрове. сборник материалов V Междунар. науч. конф., посвященной 85-летию кафедры почвоведения и экологии почв ТГУ. – 2015. – С. 104–108.
- [7] Таргульян В.О., Бронникова М.А. Память почв: теоретические основы концепции, современное состояние и перспективы развития // Почвоведение. – 2019. – № 3. – С. 259–275.
- [8] Теория и практика химического анализа почв (Под ред. Л.А. Воробьевой). – Москва. ГЕОС. – 2006. – 400 с.
- [9] Чупина Д.А., Зольников И.Д., Смоленцева Е.Н. Прогнозное картографирование пространственно-временной динамики экосистем при разнонаправленных трендах климатического увлажнения в субаридных условиях // Сибирский экологический журнал. – 2020. – № 5. – С. 662–675.
- [10] Beverly E.J., Lukens W.E., Stinchcomb G.E. Paleopedology as a Tool for Reconstructing Paleoenvironments and Paleoecology // Methods in Paleoecology: Reconstructing Cenozoic Terrestrial

Environments and Ecological Communities, Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology / Croft, Darin A., Su, Denise, Simpson, Scott W. (Eds). Springer International Publishing. – 2018. – P.151–183.

[11] Smolentseva E.N., Gavrilov D.A. Soil-sedimentary sequences of lake depressions in the steppe zone of West Siberia (Russia) / IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2020. – P. 82067.

[12] Tabor N.J., Myers T.S. Paleosols as Indicators of Paleoenvironment and Paleoclimate // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 2015. – Vol. 43. – P. 333–361.

[13] Zolnikov I.D., Glushkova N.V., Smolentseva E.N., Chupina D.A., Pchel'nikov D.V., Lyamina V.A. GIS and Remote Sensing Data-Based Methods for Monitoring Water and Soil Objects in the Steppe Biome of Western Siberia // Novel Methods for Monitoring and Managing Land and Water Resources in Siberia / L. Mueller, A.K. Sheudshen, F. Eulenstein (Eds). Springer Nature – 2015. – P. 253–268.

## РОЛЬ ПЫЛЬЦЫ МАКРОФИТОВ В ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ОЗ. ХОВАТАНЛАМПИ

Т.Ю. Газизова, Т.В. Сапелко

Институт озероведения СПбФИЦ РАН, Санкт-Петербург, Россия, tssml@bk.ru

## THE ROLE OF MACROPHYTES POLLEN IN THE PALEOLIMNOLOGICAL RESEARCHES OF LAKE NOVATANLAMPI

T.Yu. Gazizova, T.V. Sapelko

Institute of Limnology RAS, SPC RAS, St. Petersburg, Russia

Малые озера являются одним из основных объектов при палеолимнологических исследованиях. Формируя благоприятную для сохранности пыльцы и других растительных остатков среду, небольшие водоемы служат ценным источником палеогеографической информации. По пыльце произрастающих на территории водосбора древесных растений можно реконструировать региональные условия среды, в то время как пыльца водных и прибрежно-водных растений дает сведения о локальных изменениях на уровне водоема. Обитая непосредственно в водной среде, макрофиты чутко реагируют на происходящие в ней изменения, в частности, на колебания уровня водоема [1, 2].

В рамках комплексных палеолимнологических исследований Института озероведения РАН на Ладожском озере было изучено оз. Ховатанлампи [2], расположенное на о. Лункулансаари в северо-восточной части Ладожского озера. Озеро представляет собой неглубокий (до 2,5 м) зарастающий водоем, окруженный сплавиной и зарослями прибрежной растительности. На территории о. Лункулансаари в настоящее время произрастают сосновые леса с примесью березы, ели и ольхи (*Alnus glutinosa*, *A. incana*), а также вторичные березовые леса на месте вырубок.

Во время полевых работ на оз. Ховатанлампи были отобраны колонки донных отложений и поверхностные пробы, изученные палинологическим методом. В результате выполнена реконструкция растительности (рис. 1) на территории острова Лункулансаари и динамики макрофитов в оз. Ховатанлампи за период осадконакопления.

В периоде, относящемся к палинозоне 1, на изучаемой территории произрастали сосново-еловые леса с березой, черной ольхой и широколиственными породами (*Corylus avellana*, *Tilia cordata* и *Ulmus spp.*). Таксономическое разнообразие травянистых и споровых растений невелико. Травяно-кустарничковый ярус образован осоковыми и злаково-разнотравными сообществами, сложенным, в основном, представителями семейств *Poaceae*, *Ranunculaceae* и видами рода *Artemisia*. Моховый ярус представлен преимущественно бриевыми мхами. Пыльца водных растений в данной палинозоне не встречена. Граница между палинозонами 1 и 2 коррелирует с резкой сменой осадочного материала (с опесчаненного алеврита на глинистую гиттию), что наряду с отсутствием пыльцы макрофитов свидетельствует о структурных перестройках в водоеме.

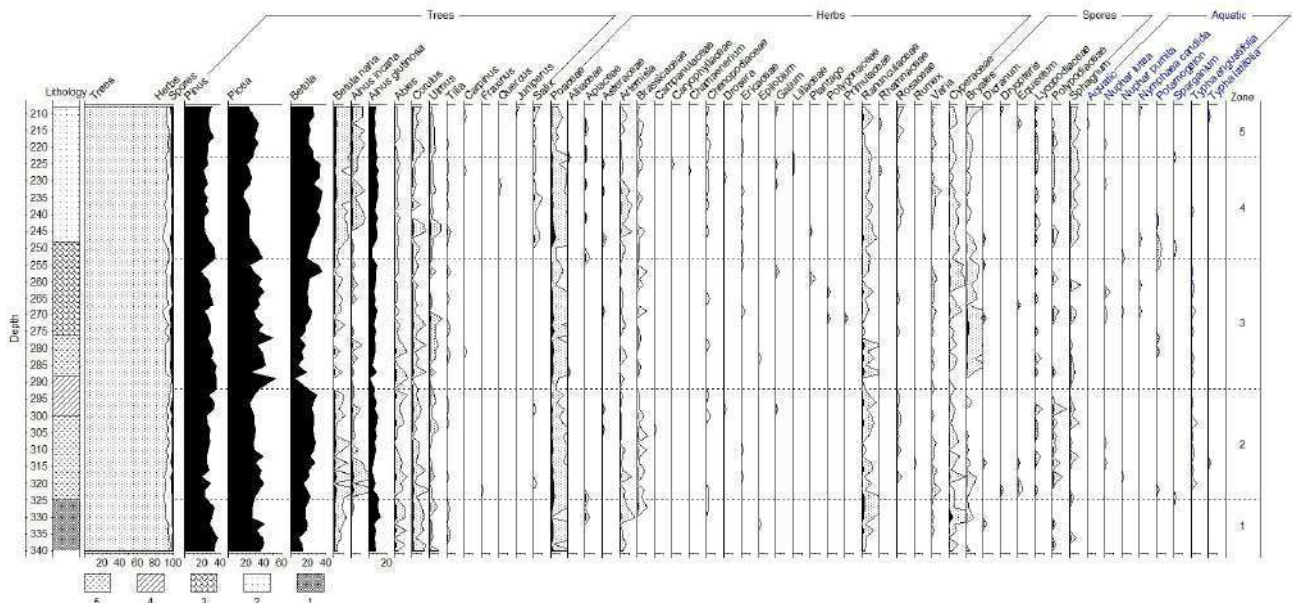


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений озера Ховатанлампи (Условные обозначения: 1 – серый минеральный опесчаненный алеврит; 2 – буровато-серая глинистая гиттия; 3 – песок; 4 – бурая органическая опесчаненная гиттия; 5 – темно-бурая органическая однородная гиттия).

В соответствующем палинозоне 2 периоде на острове Лункулансаари продолжают развиваться сосново-еловые леса, однако, роль березы существенно увеличивается. Это может быть связано со вторичным зарастанием мест гарей и вырубок и с первичным зарастанием березняками территорий, освобождавшихся от воды, так как одновременно с ростом кривой *Betula spp.* отмечено появление спор грибов *Glomus* – индикаторов почвенной эрозии, в т. ч. вследствие размыва. Увеличивается доля карликовой березки и серой ольхи, особенно в начале периода. Повышается таксономическое разнообразие наземных и водных экосистем. В травяно-кустарничковом ярусе преобладают осоковые и злаково-разнотравные сообщества, сложенные представителями семейств *Poaceae*, *Brassicaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae* и видами *Artemisia spp.* На заболоченных участках встречаются представители семейств *Cyperaceae*, *Ericaceae* и *Drosera spp.* Среди споровых растений распространены представители *Bryales*, *Lycopodiaceae*, *Polypodiaceae*, *Sphagnum spp.* и *Equisetum spp.* Прибрежья заселены рогозами (*Typha angustifolia*, *T. latifolia*), а в оз. Ховатанлампи произрастают *Nuphar lutea*, *Nuphar pumila*, *Potamogeton spp.*, *Sparganium spp.*

В палинозоне 3 на фоне продолжающегося развития сосново-еловых лесов роль березы в древесном ярусе заметно понижается. Доля карликовой березки и серой ольхи также уменьшается. Присутствие широколиственных пород (*Corylus avellana*, *Tilia cordata*, *Ulmus spp.*, *Carpinus betulus*) и черной ольхи остается относительно постоянным. Существенных изменений в травяном покрове не наблюдается, однако, общее разнообразие таксонов травянистых растений увеличивается. В моховом ярусе преобладают бриевые мхи, среди споровых растений также присутствуют *Lycopodiaceae*, *Polypodiaceae* и *Sphagnum spp.* Повышается встречаемость и разнообразие водной растительности оз. Ховатанлампи, она представлена *Nuphar lutea*, *Nuphar pumila*, *Nymphaea candida*, *Potamogeton spp.* Побережья заняты *Typha angustifolia*.

В периоде, относящемся к палинозоне 4, изучаемую территорию занимают елово-сосновые и березово-сосновые леса с черной ольхой и широколиственными породами (*Corylus avellana*, *Tilia cordata*, *Ulmus spp.*, *Carpinus betulus*, *Quercus spp.*). Роль березы в древесном ярусе вновь значительно возрастает. Повышается доля карликовой березки и серой ольхи. Таксономическое разнообразие в травяно-кустарничковом ярусе сохраняется, а среди споровых и водных растений снижается. Наземные растительные сообщества сложены представителями семейств *Poaceae*, *Brassicaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Chenopodiaceae* и



*Artemisia spp.* На заболоченных участках встречаются представители семейств *Cyperaceae*, *Ericaceae* и *Drosera spp.* Среди споровых растений доминируют сфагновые мхи, представлены также *Bryales*, *Lycopodiaceae*, *Polypodiaceae*. Встречаемость макрофитов снижается, в водоеме произрастают *Nuphar lutea*, *N. pumila*, *Nymphaea candida*, *Potamogeton spp.*, *Sparganium spp.*, по берегам – *Typha angustifolia*.

В верхней части осадконакопления (палинозона 5) доля березы вновь падает, территорию острова Лункулансаари занимают сосново-еловые леса с березой, черной ольхой и широколиственными породами (*Corylus avellana*, *Tilia cordata*, *Ulmus spp.*, *Carpinus betulus*). Роль карликовой березки и серой ольхи сохраняется. Сохраняется и преобладающий таксономический состав наземного растительного покрова, однако, его общее разнообразие снижается. Среди споровых растений преобладают сфагновые мхи. Водная растительность оз. Ховатанлампи представлена *Alisma spp.*, *Nuphar lutea*, *Nymphaea candida*, *Sparganium spp.*, побережья заняты *Typha latifolia*.

Опираясь на реконструкцию растительности и литературные данные [3, 4], были выделены этапы развития оз. Ховатанлампи (рис. 2).

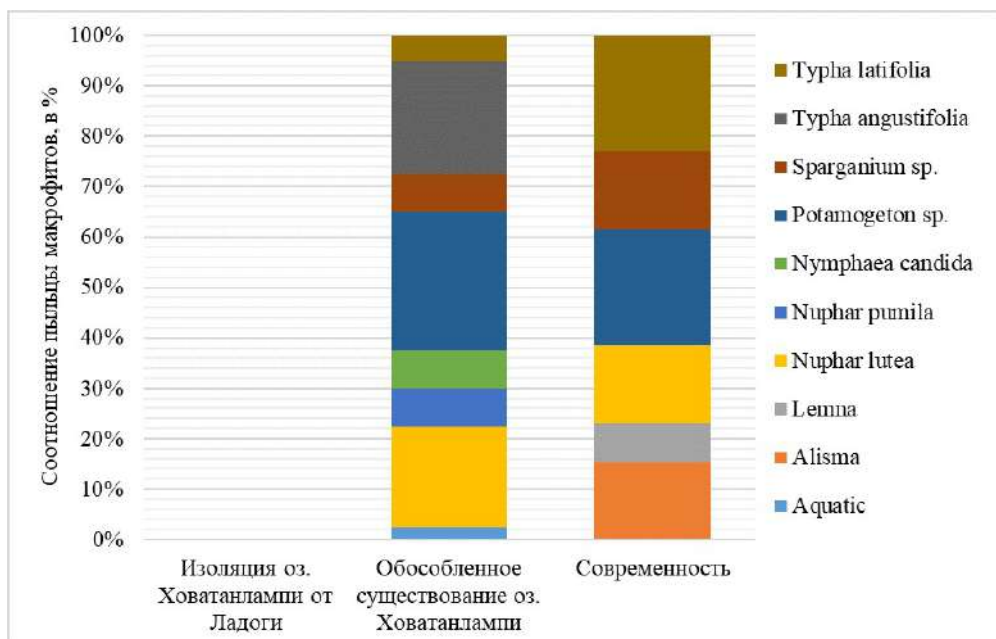


Рис. 2. Динамика пыльцы макрофитов на разных этапах развития оз. Ховатанлампи.

На первом этапе в конце суббореального периода происходит понижение уровня Ладожского озера и обособление оз. Ховатанлампи. В результате структурной перестройки происходит дестабилизация озерной экосистемы и смена литологического состава отложений с опесчаненного алеврита на глинистую гиттию. На спорово-пыльцевой диаграмме период изоляции индицируется отсутствием пыльцы макрофитов, наиболее чувствительных к происходящим в водной среде изменениям. На территории о. Лункулансаари в это время произрастают сосново-еловые злаково-разнотравные леса с березой, черной ольхой и широколиственными породами

Второй этап связан с обособленным существованием оз. Ховатанлампи. Происходит стабилизация озерной экосистемы, формируется собственная водная растительность водоема, представленная на разных этапах *Nuphar lutea*, *Nuphar pumila*, *Nymphaea candida*, *Potamogeton spp.*, *Sparganium spp.*, *Alisma spp.*, *Lemna spp.* Прибрежную зону озера занимают группировки рогозов (*Typha angustifolia*, *T. latifolia*) и осоковые сообщества, формирующуюся сплаvinу – сфагновые и бриевые мхи, представители семейств *Cyperaceae*, *Ericaceae*, *Drosera spp.*, водно-болотные виды. На суше в разное время произрастают елово-сосновые и сосново-еловые злаково-разнотравные леса с черной ольхой и широколиственными породами. Территории, освобожденные от вод Ладожского озера, и места вырубок занимают вторичные березовые леса.

В настоящее время в оз. Ховатанлампи произрастают *Alisma spp.*, *Lemna spp.*, *Nuphar lutea*, *Potamogeton spp.*, *Sparganium spp.*, по берегам – заросли *Typha latifolia*. На сплаvine, сложенной преимущественно сфагновыми мхами, растут карликовые березки, осоки, представители семейства *Ericaceae*, водно-болотные виды. Территорию о. Лункулансаари покрывают сосновые злаково-разнотравные леса с елью, березой и черной ольхой и вторичные березовые леса.

В результате проведенного исследования нами была реконструирована растительность на территории о. Лункулансаари в позднем голоцене и выделены этапы развития небольшого островного оз. Ховатанлампи. Отмеченная взаимосвязь между отсутствием пыльцы водных растений и регрессивными этапами Ладожского озера наблюдается и в других колонках донных отложений [1, 3, 4, 5], что позволяет использовать пыльцу макрофитов в качестве дополнительного индикатора колебания уровня водоемов.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН по теме № 0154-2019-0001 «Комплексная оценка динамики экосистем Ладожского озера и водоемов его бассейна под воздействием природных и антропогенных факторов».

Список литературы:

[1] Газизова Т.Ю., Сапелко Т.В. Обоснование значения пыльцы макрофитов для палеолимнологических реконструкций на примере озер острова Лункулансаари (северо-восток Ладожского озера) / Биосфера, СПб, – 2020. – Т.12. – №4. – С. 231-241.

[2] Сапелко Т.В., Терехов А.В., Газизова Т.Ю., Кузнецов Д.Д., Корнеев Н.Ю., Лудикова А.В., Анисимов М.А. Палеолимнология острова Лункулансаари, Ладожское озеро: предварительные результаты / Международная конференция «Пресноводные экосистемы – современные вызовы», 10-14 сентября 2018, тезисы докладов и стендовых сообщений. – Иркутск, – 2018. – С. 295-296.

[3] Сапелко Т.В., Терехов А.В., Амантов А.В. Ладожская трансгрессия: реконструкция финальной стадии и последующего спада в северной части озера. Региональная геология и металлогения, – 2018. – №75. – С. 23-34.

[4] Delusin I., Donner J. Additional evidence of the Holocene transgression in lake Ladoga on the basis of an investigation of the beach deposits on the island of Mantsinsaari / Bulletin of the Geological Society of Finland, – 1995. – P. 39-50.

[5] Saarnisto M. Late Holocene land uplift/neotectonics on the island of Valamo (Valaam), Lake Ladoga, NW Russia // Quaternary International. – 260. – P. 143–152.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ БЕСТЯХСКОЙ ТЕРРАСЫ Р. ЛЕНЫ В ОКРЕСТНОСТЯХ ЯКУТСКА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

А.А. Галанин<sup>1</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>2</sup>, Г.И. Шапошников<sup>1</sup>, А.Н. Васильева<sup>1</sup>, В.М. Лыткин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН, Якутск, Россия,

agalanin@gmail.com

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo\_igras@mail.ru

## NEW DATA ON THE STRUCTURE AND AGE OF THE BESTYAKH TERRACE OF LENA RIVER IN THE VICINITY OF YAKUTSK (EASTERN SIBERIA)

A.A.Galanin<sup>1</sup>, R.N. Kurbanov<sup>2</sup>, G.I. Shaposhnikov<sup>1</sup>, A.N. Vasil'eva<sup>1</sup>, V.M. Lytkin<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Дискуссия о количестве, возрасте и генезисе террас р. Лены продолжается уже более полувека. Традиционно предполагалось, что низкие террасы являются самыми молодыми, а высокие – наиболее древними. С.С. Коржуевым [7] выделено 8 разновозрастных террас в интервале от 3 до 200 м от уреза р. Лены. П.А. Соловьевым [10] – 4 высоких террасы: бестяхская (55–75 м), тунгульонская (65–100 м), абалахская (115–135 м) и маганская (155–175 м). М.С. Иванов [4] выделил пойму и 5 надпойменных террас: якутскую (8–10 м), сергелляхскую (17 м), кердемскую (15-25 м), бестяхскую (45–75 м), тунгульонскую (65–100 м), а также абалахскую денудационно-аккумулятивную равнину (115–135 м).

С.С. Правкин с соавторами [8] указывают, что их морфометрические исследования не подтверждают указанные предшественниками высот и вообще наличие четких границ между тунгулюнской, бестяхской и кердемской террасами. Авторы пришли к выводу об относительной молодости и общности условий происхождения рельефа всей данной поверхности долины р. Лены по сравнению с окружающими территориями.

М.С. Иванов [4] объясняет значительное снижение высоты бестяхской и кердемской террас от устья р. Буотамы до устья р. Алдана результатом тектонического погружения подошвы четвертичных отложений в северном направлении. Действительно, максимальная высота Бестяхской террасы (90–120 м) и мощность слагающих ее песков дьолкуминской свиты (70–80 м) наблюдаются в Усть-Буотамском обнажении в 120 км южнее г. Якутска (рис. 1). В северном направлении около г. Нижний Бестях ее высота снижается до 40–60 м, еще в 100 км севернее (обнажение Песчаная Гора) – до 25 м (кердемская терраса). Еще севернее на 60-километровом участке до устья р. Алдана данная поверхность снижается до высоты 12–18 м и именуется первой надпойменной террасой.

В строении бестяхской и кердемской террас в разном объеме принимают участие 3 основные свиты (бестяхская, мавринская и дьолкуминская). Общей чертой данных террас является то, что их поверхность повсеместно покрыта разновозрастными генерациями закрепленных параболических и копьевидных дюн, сложенных перекрестно слоистыми кварцевыми песками мощностью до 10–15 м. Изредка встречаются и современные (незакрепленные) дюны высотой до 30 м (например, Ленская дюна). Размеры самого большого незакрепленного дюнного массива Саамыс-Кумага, расположенного в южной части бестяхской террасы высотой около 80 м, достигают 1 км в ширину и 3 км в длину.

Наиболее высокие террасы р. Лены (тунгулюнская, табагинская, а также абалахская равнины) имеют принципиально иное строение. В отличие от бестяхской и кердемской террас их поверхность покрыта единым плащом тонкослоистых суглинистых отложений мощностью от 10–15 до 60 м. Причем мощность покровов увеличивается от тальвегов долин в сторону водоразделов. По данным Т.Л. Певе, А. Журно [12] и других исследователей данные образования имеют эоловое и криогенно-эоловое происхождение и разделяются на 2 пачки. Нижняя сложена серыми слабо льдистыми лессами среднеплейстоценового возраста. Верхняя представлена коричневыми лессово-ледовыми отложениями (едомная свита) с массивными полигонально-жильными льдами (ПЖЛ), формировавшиеся на протяжении второй половины позднего неоплейстоцена.

В строении бестяхской и кердемской террас правобережья р. Лены от Ленских столбов до устья р. Алдан участвуют следующие свиты.

**Бестяхская свита** выделена Г.Ф. Лунгерсгаузенем в 1961 г. [5]. Она сложена слабо охристыми гравийно-галечно-песчаными отложениями мощностью 2–5 м и является базальным аллювием, лежащим на коренном докайнозойском цоколе. Кровля свиты выдержана на большом протяжении, приурочена к современному урезу р. Лены. Ее возраст отнесен к тобольскому времени среднего неоплейстоцена (МИС 10-МИС 8) [5]. Абсолютных датировок свиты в настоящее время не имеется. Во всех разрезах кровля бестяхской свиты срезана, маркируется фрагментами палеопочв, песчаными клиньями, цементирующими железисто-карбонатными корками.

**Мавринская свита** среднеплейстоценового возраста выделена в 1966 г. В.В. Колпаковым в низовьях р. Лены, а затем установлена и в ее среднем течении [6, 5]. Она образована монотонным переслаиванием песков, супесей и суглинков с редкими линзами гравия, мелких моллюсков. В Усть-Буотамском, а также расположенном в 12 км южнее обнажением Диринг-Юрях, в отложениях свиты присутствуют прослои мелкой гальки и щебня с признаками ветровой огранки (ветрогранники), а также тонкие линзы гравия с моллюсками. В пределах среднего течения р. Лены мавринская свита повсеместно залегает с размывом на бестяхской свите и в большинстве обнажений перекрыта песками дьолкуминской свиты.

Существуют разногласия по поводу происхождения мавринской свиты. В.В. Колпаковым [6] и рядом других исследователей принято ее озерно-аллювиальное происхождение [9]. Другие считают, что она аналогична перигляциальному аллювию, широко распространенному на Европейской территории России [5]. На основе палеонтологического состава и условий залегания В.В. Колпаков и другие предшественники [5, 6] предполагали формирование свиты от ширтинского до казанцевского времени (МИС 7 – МИС 5). В Усть-Буотамском обнажении (рис. 1) вблизи кровли мавринской свиты авторами настоящей статьи получена запредельная ОСЛ-датировка  $>314$  тыс. л.н. (Risø 208224), указывающая, что данные отложения имеют более древний возраст (МИС 9 и древнее) и, вероятно, формировались на протяжении тобольского времени среднего неоплейстоцена.

**Дьолкуминская свита**, сложенная хорошо сортированными диагонально и перекрестно слоистыми светлыми песками мощностью до 20 м была выделена В.В. Колпаковым [6] и первоначально датирована средним неоплейстоценом. Позднее отложения свиты в большом объеме были установлены в строении во всех разрезах бестяхской террасы на протяжении от Ленских Столбов до устья р. Алдана, а также в нижнем течении р. Вилюй [2]. В настоящее время на основании значительного количества радиоуглеродных и ОСЛ дат возраст дьолкуминской свиты отнесен к сартанскому времени (МИС 2) позднего неоплейстоцена [1, 2, 5]. Недавно установлено, дюнные покровы дьолкуминской свиты имеют двучленное строение и сформировались в ходе 2-х крупных пиков опустынивания. Первый 20–15 тыс. л.н. совпадает с последним термическим минимумом. Второй связан с похолоданием позднего дриаса (12,8–11,8 тыс.л.н.). Отложения данных двух пиков отделены друг от друга дефляционным срезом, маркируемым региональной палеопочвой беллинг-аллередского возраста [3].

Дополнительным признаком молодости дьолкуминской свиты является ее кровля, отчетливо выраженная в современном рельефе бестяхской и кердемской террас р. Лены в виде закрепленных растительностью U-образных и продольных дюн юго-восточной ориентировки. Длина отдельных дюн достигает 2 км, ширина 300–400 м, высота 10–15 м. Важным диагностическим признаком отложений является широкое разнообразие специфических типов слоистости и слойчатости, многие из которых характерны исключительно для эоловых отложений. К ним относятся структуры трансляционной восходящей ряби, перекрестная слоистость и слойчатость подветренных склонов дюн и др. [3]. В нижних пакетах дьолкуминской свиты распространены адгезионные и нивейно-эоловые типы слойчатости, а также множественные денивационные структуры, связанные с периодическим увлажнением, промерзанием и оттаиванием отложений.

Своеобразной чертой дьолкуминской свиты является ее низкая льдистость в целом, и одновременное присутствие полого наклонных залежей пластовых льдов мощностью от нескольких см до 3–4 м и протяженностью более 100 м. Данные льды неясного генезиса не вскрываются в естественных обнажениях, но установлены в пределах бестяхской террасы во многих скважинах.

По данным М.С. Иванова [4] наибольшее количество залежей сосредоточено в песчаных сериях с диагональной и перекрестной слоистостью, характерных для фаций подветренного склона дюн [3]. Ориентация ледяных прослоев в таких залежах повторяет слоистость вмещающих отложений, из чего можно предположить осадочно-метаморфическое происхождение данных льдов путем рекристаллизации снежников, погребенных в дюнных отложениях. Современные подобные образования известны в сухих долинах Антарктиды [3]. На присутствие ископаемых пластовых льдов фирнового происхождения в отложениях едомной свиты Лено-Амгинского междуречья указывают также В.Б. Спектор с соавторами [11]. Их главными признаками их по мнению авторов являются тонкая горизонтальная и волнистая слоистость, легкий изотопный состав ( $\delta^{18}\text{O} = -30,8 \pm 0,9$ ;  $D = -227,9 \pm 6,9$ ), близкий составам зимнего снега и ископаемым ПЖЛ

едомной свиты. Установление истинного генезиса ледяных залежей требует дополнительных исследований.

В некоторых опорных обнажениях (Диринг-Юряхское и Усть-Буотамское) значительные по мощности пакеты дьолкуминской свиты ошибочно были отнесены предшественниками [5] к мавринской свите. Полученные недавно авторами настоящей статьи ОСЛ-даты (рис. 1) свидетельствуют, что основная мощность Усть-Буотамского обнажения (от 40 до 80 м) сложена не мавринской (МИС 7 – МИС 5), а дьолкуминской свитой (МИС-2) [3]. Здесь на протяжении 2,5-километрового обрыва, на бровке которого расположена незакрепленная Ленская дюна (см. рис. 1), мощность мавринской свиты сокращается от 25 м в западной части до 7–8 м в восточной, в этом же направлении высота ее кровли снижается от 25 до 8 м над урезом р. Лены. В этом же направлении мощность дьолкуминской свиты возрастает от 25 м до 65 м.

Распределение датировок по Усть-Буотамскому (см. рис. 1) и другим разрезам [3] показывает, что аккумуляция дюнных отложений произошла за очень короткий период 2–3 тыс. лет. Пик их накопления пришелся на конец последнего термического минимума неоплейстоцена. Такой вывод подтверждается радиоуглеродными датировками современных дюнных массивов всей Центральной Якутии, сформировавшихся на протяжении Малого ледникового периода (МЛП) менее чем за 500–600 лет [3]. Так возраст незакрепленной Ленской дюны мощностью до 30 м не превышает 200–300 лет (см. рис. 1).

В результате доизучения обнажения Песчаная Гора (кердемская терраса), расположенного в 200 км севернее Усть-Буотамского обнажения установлено, что слагающие его в интервале 2–15 м пески с прослоями супесей также были ошибочно отнесены предшественниками к мавринской свите [5]. Фациальный состав и распределение радиоуглеродных дат по данному разрезу показывают, что на кровле bestяхской свиты в интервале высот от 2 до 24 м здесь залегает дьолкуминская свита, а мавринская на данном участке полностью отсутствует [3].

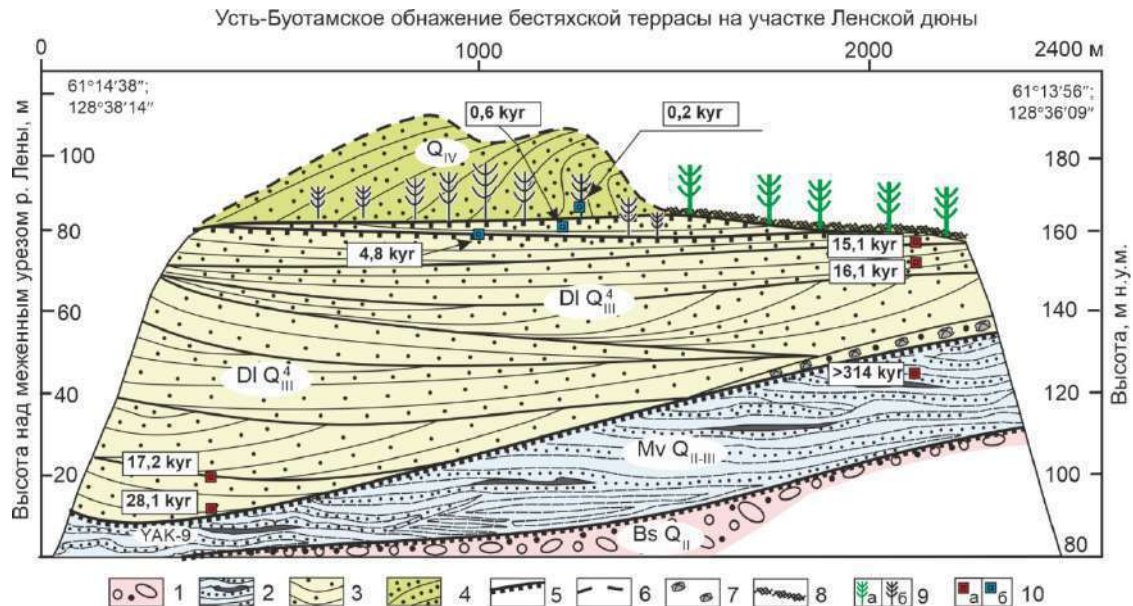


Рис. 1. Взаимоотношение bestяхской, мавринской и дьолкуминской свит в Усть-Буотамском обнажении bestяхской террасы р. Лены (Центральная Якутия). 1 – галечно-гравийно-песчаный аллювий bestяхской свиты; 2 – субгоризонтально- и волнисто-слоистые супеси с прослоями суглинков мавринской свиты; 3 – перекрестно-слоистые кварцевые пески и супеси дьолкуминской свиты; 4 – позднеголоценовые незакрепленные дюны, сложенные кварцевыми песками; 5 – стратиграфические несогласия, включая поверхности дефляции; 6 – современная незакрепленная дюна; 7 – ветрогранники; 8 – современная почва; 9 – стволы деревьев: а – живые, б – погребенные в современных дюнах; 10 – датировки в калиб. тыс. л.н.: а – ОСЛ-датировки; б – <sup>14</sup>C.

Таким образом, необходимо констатировать, что «бестяхская терраса» протягивающаяся на расстоянии более 250 км от Ленских Столбов до устья р. Алдана не является речной террасой в классическом понимании. Это сложная дефляционно-аккумулятивная равнина, формировавшаяся на протяжении среднего и позднего неоплейстоцена при доминирующей роли субэзральных (эоловых) режимов осадконакопления и эрозии. В ее основании лежит ранне-среднеплейстоценовый галечно-гравийный аллювий бестяхской свиты, отлагавшийся в условиях плювиального климата на стадии интенсивного вреза р. Лены и разработки цоколя ее долины. Выдержанная кровля бестяхского аллювия свидетельствует об отсутствии существенных тектонических движений на рассматриваемой территории на протяжении второй половины неоплейстоцена.

Мавринская свита, сложенная переслаивающимися супесями и суглинками, залегает с размывом на бестяхской свите и формировалась в условиях холодного сухого климата и подавленного речного стока. Об этом свидетельствует ее монотонный гранулометрический состав как по латерали, так и по вертикали, отсутствие нормального (циклического) чередования русловых фаций, крайне невыдержанная мощность и неравномерно эродированная кровля, фрагменты палеопочв, дефляционные горизонты с ветрогранниками, вертикальные песчаные клинья и др. Все это свидетельствует о значительной и неравномерной субэзральной (эоловой) переработке мавринской свиты. Последний вывод хорошо согласуется с покровом перекрестно-слоистых песков дьолкуминской свиты, который венчает все разрезы бестяхской террасы и окончательно моделирует ее поверхность как единый геоморфологический элемент.

Более высокие террасы (тунгулинская, абалахская, табагинская и др.) также имеют полигенетическое происхождение. Оформление данных террас как элементов рельефа происходило на протяжении среднего и позднего неоплейстоцена в результате отложения лессов и лессово-ледовых отложений (едомной свиты). Их формирование связано с перевеванием суглинков (ледниковой муки), отлагавшихся в больших объемах в долине Лены и Алдана в периоды деградации горного оледенения [12].

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00054, <https://rscf.ru/project/21-17-00054/>.*

Список литературы:

- [1] Алексеев М.Н., Камалетдинов В.А., Гриненко О.В. Кайнозойские отложения Лены и Алдана // 27-й Международный геологический конгресс. Якутская АССР, Сибирская платформа. Сводный путеводитель экскурсий 052, 053, 054, 055. – Новосибирск, Наука, – 1984. – С. 21–42.
- [2] Галанин А.А., Павлова М.Р. Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) Центральной Якутии (Часть 2) // Криосфера Земли. – 2019. – Т. XXIII. – № 1. - С. 3–16.
- [3] Галанин, А. А. Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение // Криосфера Земли. – 2021. – Т. 25. – № 1. – С. 3–34. DOI 10.15372/KZ20210101.
- [4] Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. – Новосибирск, Наука, – 1984. – 126 с.
- [5] Камалетдинов В. А., Минюк П. С. Строение и характеристика отложений бестяхской террасы Средней Лены // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. АН СССР. – М., Наука, 1991. – № 60. – С. 68–78.
- [6] Колпаков В.В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. АН СССР. – М., Наука, – 1983. – № 52. – С. 123–131.
- [7] Коржуев С.С. Геоморфология долины Средней Лены и прилегающих районов. - Москва: Издательство АН СССР, – 1959. – 152 с.
- [8] Правкин С. А., Большианов Д. Ю., Поморцев О. А., и др. Рельеф, строение и возраст четвертичных отложений долины р. Лены в Якутской излучине // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2018. – № 63 (2). - С. 209–229. <https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2018.206>

[9] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск. 1979 г.). Часть III. Четвертичная система. – Л., – 1983. – 84 с.

[10] Соловьев П. А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. – М., АН СССР, – 1959. – 144 с.

[11] Спектор В.Б., Спектор В.В., Бакулина Н.Т. Погребенные снежники на Лено-Амгинской равнине // Криосфера Земли. – 2011. – Т. 15. – № 4. – С. 18–24. <http://www.izdatgeo.ru>

[12] Pewe T. L., Journaux A. Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, U.S.S.R. // Geological survey. Professional paper 1262.- Washington, United States Government Printing Office, – 1983. – 46 p.

**СТРОЕНИЕ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ  
В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ДЮННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИЛЕНСКОГО ПЛАТО  
(ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)**

**А.А. Галанин, М.Р. Павлова, Г.И. Шапошников, Н.В. Торговкин, Я.В. Тихонравова,  
А.Н. Васильева, В.М. Лыткин**

Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН, Якутск, Россия,  
[agalanin@gmail.com](mailto:agalanin@gmail.com)

**STRUCTURE AND ISOTOPE COMPOSITION OF ICE FORMATION IN LATE  
QUATERNARY DUNE SEDIMENTS OF THE PRILENSKY PLATEAU  
(EASTERN SIBERIA)**

**A.A. Galanin, M.R. Pavlova, G.I. Shaposhnikov, N.V. Torgovkin, Ya.V. Tikhonravova,  
A.N. Vasil'eva, V.M. Lytkin**

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutck, Russia

Ископаемые залежи пластовых льдов весьма широко распространены и хорошо изучены в пределах арктических районов Северной Евразии и Северной Америки [1, 2]. Гораздо меньше имеется данных о закономерностях распространения и строения пластовых льдов континентальных районов Восточной Сибири. Ю.К. Васильчук [3] указывает, что Якутия в этом плане является странным исключением, где на фоне весьма широкого распространения массивных позднеплейстоценовых и голоценовых полигонально-жильных льдов, практически отсутствуют пластовые залежи.

Вместе с тем, в ходе бурения бестяхской террасы р. Лены систематически вскрываются специфические залежи пластовых льдов, закономерности строения и происхождения которых остаются неопределенными. М.С. Иванов [4] указывает, что в песчаных дюнных отложениях дьолкуминской свиты (МИС 2), слагающих кровлю бестяхской террасы, встречаются залежи льда мощностью от нескольких см до 3-4 м и протяженностью до 100 м и более. Причем все они приурочены к пакетам с наклонной и диагональной слоистостью, а слоистость льда полностью повторяет структуру вмещающих отложений [4].

Парадоксально, но льдистость самих вмещающих дюнных песков дьолкуминской свиты, как правило, необычайно низкая (1–5%) в сравнении со всеми другими типами многолетнемерзлых образований региона. Низкая сингенетическая льдистость (влажность) отложений дьолкуминской свиты связана с ее формированием в холодных гипераридных условиях субарального осадконакопления. Поэтому отложения свиты характеризуются преимущественным распространением криотекстур сублимационного генезиса (контактная, тонкошлировая, комковатая и др.) [5–6]. Полигонально-жильные льды также никогда не встречаются в отложениях данной свиты.

В результате бурения в пределах Лено-Амгинского водораздела (тунгулинская терраса, 220–250 м н.у.м.) в 80 км к востоку от г. Якутска под покровными лессово-ледовыми отложениями с массивными ПЖЛ (едомная свита) в интервалах 12–17, 23,3–24,4 и 33,6–39 м от дневной поверхности В.Б. Спектором с соавторами [7] были вскрыты тонкослоистые пластовые льды, изотопный состав которых ( $\delta^{18}\text{O} = -30,8 \pm 0,9\text{‰}$ ;  $\text{D} = -227,9 \pm 6,9\text{‰}$ ) близок к

составу зимних атмосферных осадков Центральной Якутии. Особенности строения и ксеротермический состав пылицы исследованных льдов позволили авторам высказать оригинальную идею об их осадочно-метаморфическом происхождении путем рекристаллизации погребенных снежников [7]. Действительно, широкое распространение прослоев фирна и фирнового льда в современных niveйно-эоловых отложениях сухих долин Антарктиды [6] позволяет допустить возможность захоронения снежников в составе некоторых фаций покровных отложений Центральной Якутии в наиболее холодные интервалы позднего неоплейстоцена, а также последующую их консервацию в составе многолетнемерзлой толщи. Вместе с тем, для подтверждения данного допущения необходимы дополнительные исследования.

Осенью 2019 г. в 2 км к северу от п. Верхний Бестях (100 км от г. Якутска) в карьере (61.3914° с.ш., 128.8644° в.д.) по разработке строительного щебня была вскрыта специфическая залежь пластовых льдов, приуроченная к кровле коренных кембрийских известняков и перекрытая сверху мерзлыми песками и супесями мощностью около 8 м. Их гранулометрический состав, условия залегания и специфические типы слоистости и слойчатости проявляют большое сходство с покровными песчаными отложениями дьолкуминской свиты [6]. Залежь приурочена к верхней части северного борта долины р. Сасабыт, врезанной в пологоволнистую цокольно-аккумулятивную водораздельную поверхность с абсолютными отметками 180–200 м, именуемую некоторыми исследователями Приленским плато [4]. Максимальная мощность залежи достигает 2,5–3 м, а протяженность составляет около 70 м.

На участке исследований в северной части карьера авторами был изучен следующий разрез (сверху-вниз).

0–15 см. Почвенно-растительный слой;

15–120 см. Песок талый светло-палевый мелкозернистый с суглинистыми вкраплениями, слоистость неявная, деформированная склоновыми процессами;

120–820 см. Песок светло-палевый сухо мерзлый с систематическими тонкими волнистыми прослоями темной супеси пылеватой толщиной от 1 мм до 2–3 см, единичными нитевидными корешками, слоистость горизонтальная, местами слабоволнистая niveйно-эоловая, криотекстура преимущественно тонкошлировая или комковатая;

820–900 см. Суглинок темно-серого (до сизого) цвета, мерзлый плотный, интенсивно криотурбирован, местами разбит трещинами, заполненными светлым песком вышележащего пакета, включает линзы тонкодисперсного гумусированного торфа, обломки древесины, остатки мамонтового биома;

900–1200 см. Пластовая залежь, сложенная прозрачным, реже мутным льдом с систематическим горизонтальными и волнистыми прослоями желтого песка, единичными окатышами торфа и растительного детрита;

>1200 см. коренные известняки темно-серого цвета, кровля фрагментирована многочисленными трещинами, криотекстура трещинная.

Изучение образцов с помощью полароида показало, что они представлены преимущественно прозрачным слоистым льдом с рассеянными сферическими и цилиндрическими пузырьками воздуха разного размера, ориентированными перпендикулярно слоистости. Слоистость горизонтальная, местами слабоволнистая, образована защемленными минеральными прослоями (толщиной 0,5–3 мм и более), выражена в текстуре и структуре льда (рис. 1 в, г). Структура льда идиоморфно- и гипидиоморфнозернистая, в вертикальном срезе ее слагают слабо вытянутые кристаллы.

Исследованный разрез и залежь пластовых льдов были опробованы на различные виды анализов (рис. 2). Из пластовой залежи сверху-вниз было отобрано 13 образцов льда, осредненный изотопный состав которых ( $\delta^{18}\text{O} = -31,1 \pm 1,1$ ;  $\delta \text{D} = -241,2 \pm 9,4$ ;  $\text{dex} = 7,8 \pm 1,0$ ) свидетельствуют о стабильном крайне легком изотопном составе исследованной пластовой залежи. Положение исследованных составов пластовой залежи на диаграмме  $\delta^{18}\text{O} / \delta \text{D}$  указывает на их сходство с зимними атмосферными осадками, а также древними полигонально-жильными льдами, широко распространенными в пределах Приленского плато [8]. Это также подтверждается близкими угловыми коэффициентами линейных регрессий (рис. 2б).





Рис. 1. Вскрытая карьером залежь пластовых льдов в 2 км от п. Верхний Бестях. Приленское плато: а – общий вид исследованного участка карьера; б – горизонтальные прослои крупного песка в пластовом льду; в – текстура льда с пузырьками, ориентированными перпендикулярно слоистости; г – кристаллическая структура льда в поляризованном свете.

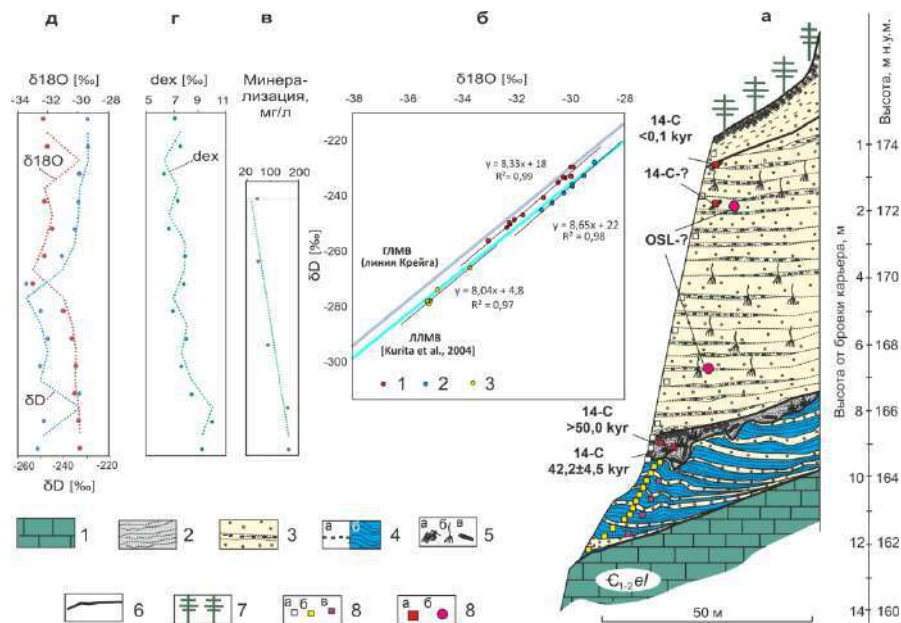


Рис. 2. Строение (а) и состав стабильных изотопов (б-д) залежи пластовых льдов. а – криостратиграфический разрез: 1 – коренные известняки нижнего кембрия (еланская свита); 2 – мерзлые интенсивно криотурбированные сизые суглинки с линзами гумуса, торфа, обломками древесины и костными остатками мамонтовой фауны; 3 – светло-палевые мелкие пески с систематическими темно серыми прослоями песков пылеватых, сухо-мерзлые, с преобладанием сублимационных криотекстур; 4а – тонкие прослои (0,5 мм) и мелкие миндалины сублимационного льда; 4б – горизонтально-слоистая залежь льда с волнистой слойчатостью; 5 – органические включения: а – тонкодисперсных торф, б – нитевидные корешки, в обломки древесины; 6 – резкие фациальные границы и несогласия; 7 – современная растительность; 8 – точки отбора проб на следующие виды анализов: а – гранулометрический и минералогический, б – состав стабильных изотопов, в – химический анализ; 8 – точки абсолютных датировок (в т.ч. ожидаемых): а – радиоуглеродные, б – ОСЛ. Изотопный состав: б–сравнение отношения  $\delta^{18}O/Dв$  пластовой залежи и полигонально-жилых льдах: 1 – пластовая залежь, 2, 3 – полигонально-жилые (2) и пластовые (3) льды в окрестностях п. Тит-Ары (Приленское плато); в – вариация минерализации поперек залежи; г-д – вариации величин  $\delta^{18}O$  (д) D (д) и dex (г).

В исследованной пластовой залежи величина  $\delta^{18}\text{O}$  слабо варьирует по разрезу, незначительно повышаясь от кровли к подошве залежи на 2–2,5‰. В том же направлении величина D снижается на 5–6‰, а дейтериевый эксцесс возрастает сверху вниз от 7 до 9‰. Данное поведение изотопных характеристик может свидетельствовать о криогенном изотопном фракционировании грунтовых вод в результате промерзания обводненного слоя сверху-вниз в условиях замкнутой или полужамкнутой системы. Химический состав исследованных пластовых льдов (5 проб) характеризуется нейтральной окислительной реакцией ( $\text{pH} = 6,89\text{--}7,10$ ;  $\text{Eh} = 341\text{--}385$ ). Расплав льдов имеет гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав. По показателю общей жесткости определяются как мягкие (1,028–2,371 мг-экв/л), по величине общей минерализации – как умеренно пресные (0,1379–0,3872 г/дм<sup>3</sup>). От кровли к подошве ледяной залежи (сверху-вниз) наблюдается закономерное увеличение минерализации (от 56 до 160 мг/л), что подтверждает инфильтрационно-сегрегационное внутригрунтовое происхождение данных льдов [2]. В то же время, исключительно легкий изотопный состав (легче, чем составы ископаемых полигонально-жильных льдов МИС 3), высокий дейтериевый эксцесс и угловой коэффициент линейной регрессии указывают на атмосферное происхождение. По-видимому, для более ясного понимания условий образования подобных льдов необходимы дальнейшие исследования.

В настоящее время для исследованного разреза имеется три радиоуглеродные даты. Две из них (>50,0 и 42,2±4,4 тыс. л.н.) получены по обломкам древесины из перекрывающих ледяную залежь слоя темных суглинков (см. рис. 2). Это свидетельствует о каргинском (МИС 3) или более древнем возрасте пластовой залежи. Радиоуглеродная дата, отобранная в 1,5 м от кровли песчаного пакета, показала современный возраст. Еще два образца были отобраны на ОСЛ-анализ (результаты ожидаются) из песчаной пачки с глубины 2 и 7 м, что, возможно прояснит возраст перекрывающих пластовую залежь пакета песчаных niveйно-оловых отложений.

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00054, <https://rscf.ru/project/21-17-00054/>.*

#### Список литературы:

- [1] Белова Н.Г. Погребённые и внутригрунтовые пластовые льды на западном побережье Байдарацкой губы Карского моря. – Лёд и Снег. – 2015. – № 55(2). – С. 93–102.
- [2] Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н. Пластовые льды в голоценовых отложениях севера Западной Сибири // Криосфера Земли. – 2016. – Т. XX. – № 1. – С. 36–50.
- [3] Васильчук Ю.К. Некоторые очевидные свидетельства внутригрунтового генезиса пластовых льдов на севере Евразии // Арктика и Антарктика. – 2020. – № 1. – С. 23–34.
- [4] Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. – Новосибирск, Наука, – 1984. – 126 с.
- [5] Галанин А.А., Павлова М.Р. Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) Центральной Якутии (Часть 2) // Криосфера Земли. – 2019. – Т. XXIII. – № 1. – С. 3–16.
- [6] Галанин, А. А. Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение // Криосфера Земли. – 2021. – Т. 25. – № 1. – С. 3–34.
- [7] Спектор В.Б., Спектор В.В., Бакулина Н.Т. Погребенные снежники на Лено-Амгинской равнине // Криосфера Земли. – 2011. – Т. 15. – № 4. – С. 18–24.
- [8] Галанин А.А., Павлова М.Р., Папина Т.С., Эйрих А.Н., Павлова Н.А. Стабильные изотопы <sup>18</sup>O и D в ключевых компонентах водного стока и криолитозоны Центральной Якутии (Восточная Сибирь) // Лёд и Снег. – 2019. – № 59(3). – С. 333–354.

**РЕЛИКТОВАЯ КРИОГЕННАЯ МОРФОСКУЛЬПТУРА  
В РАЗРЕЗАХ И РЕЛЬЕФЕ БОРИСОГЛЕБСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ**

**Е.В. Гаранкина<sup>1,2</sup>, В.А. Лобков<sup>1</sup>, И.Г. Шоркунов<sup>1</sup>, В.Р. Беляев<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, evgarankina@gmail.com

<sup>2</sup> Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

**RELICT PERMAFROST FEATURES  
IN DEPOSITS AND LANDSCAPE OF THE BORISOGLEBSK UPLAND**

**E.V. Garankina<sup>1,2</sup>, V.A. Lobkov<sup>1</sup>, I.G. Shorkunov<sup>1</sup>, V.R. Belyaev<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Faculty of Geography Lomonosov MSU, Moscow, Russia

Возвышенности краевой зоны московского оледенения в перегляциальных условиях позднего плейстоцена длительно подвергались сезонному и многолетнему промерзанию [9, 17]. Об этом свидетельствует ряд реликтовых криогенных признаков и форм, сохранившихся в покровных отложениях междуречий [1, 2, 3]. Наиболее яркими следами позднеплейстоценового криогенеза являются разномасштабные полигональные сети псевдоморфоз по ледяным и ледогрунтовым клиньям и изначально грунтовых жил [6, 13]. Они отражают различия условий как возникновения самих мерзлотных ландшафтов, так и их последующей трансформации при вытаивании подземных льдов. Несколько осцилляций валдайского ледникового покрова спровоцировали наложение друг на друга разновозрастных криогенных признаков, которые как правило относят к трем криогенным горизонтам: смоленскому (ранневалдайскому), владимирскому (средневалдайскому) и ярославскому (поздневалдайскому) [3, 17]. Однако возможность их выявления и стратиграфического расчленения в разрезах и роль в современном ландшафте контролируются не только и не столько степенью изначально криогенной переработки, сколько временным соотношением с процессами аккумуляции и денудации вещества.

Полигональная реликтовая криогенная морфоскульптура (РКМ) проявляется на распахиваемых полях в виде более или менее упорядоченных сетей, состоящих из многоугольных или округлых ячеек различного размера. В ландшафтной структуре они обычно подчеркнуты характером почвенного и растительного покровов, что отражается в различиях фототона на аэрокосмических изображениях [3, 8, 12]. В то же время в рельефе РКМ выражена не всегда, зачастую будучи полностью погребена или, напротив, значительно срезана. На склонах эрозия, наоборот, может подчеркивать РКМ, используя преимущественно полигональные понижения, наследующие мерзлотные жилы [3]. Более активно этот процесс идет по ложбинам, падающим по общему уклону, в результате чего могут формироваться делли [2, 11].

Борисоглебская возвышенность – одна из крупных позднемосковских форм рельефа – сформирована в условиях разрушения пассивного ледникового покрова. Ее волнистые и ступенчатые междуречья образованы преимущественно в результате озерно-ледникового осадконакопления при участии глыб мертвого льда [4, 16]. Обилие замкнутых понижений инверсионного рельефа обеспечило широкое развитие постледниковой мелководной седиментации [14]. Это отличает возвышенность от типичных конечно-моренных образований и обусловило достаточно высокую динамику трансформации ее рельефа на постледниковом этапе. Распаханные участки междуречий здесь покрыты нерегулярными сетями полигонов и пятен довольно неправильных очертаний. Топографически РКМ здесь практически не выражена в отличие от соседнего Владимирского ополья [1, 3], однако, в строении чехла рыхлых отложений ей отвечают контрастные латеральные неоднородности. Поэтому основными задачами исследования было выявить типы погребенных криоструктур и степень их сохранности, а также установить наличие и характер связи между ними и современной ландшафтной организацией.



Рис. 1. а) Обзорная схема расположения района исследования. б) Положение (космоснимок GeoEye-1, 10.05.2019) и топография (карта землеустройства, 1:10 000, горизонтали через 1 м) ключевого участка. в) Общий вид центральной части ключевого участка. г) Результаты дешифрирования РКМ на БПЛА-ортофотопланах дниц строительных котлованов.

В период карантина 2020 года мы детально исследовали небольшой участок СВ макросклона Борисоглебской возвышенности (рис. 1), где начались масштабные земельные работы при строительстве животноводческого комплекса. Занимая междуречье двух небольших овражных систем Пужбола и Максимовиц, постепенно расширявшиеся котлованы позволили изучить литологическое строение в серии перпендикулярных вертикальных и горизонтальных срезов. Детально описаны более 20 разрезов глубиной от 1,5 до 3,5 м, выполнена их макросъемка, измерения кажущейся магнитной восприимчивости с регулярным шагом 10–50 см. Отобраны 20 монолитов для мезоморфологического анализа, а также более 400 образцов на комплексный литологический анализ, в т.ч. 30 – для радиоуглеродного датирования. Выявленные в разрезах пачки и вертикальные литоструктуры были прослежены в стенках котлованов общей длиной более 1 пог. км и их днищах площадью около 3 га. Для этого весной-летом 2020 г. было выполнено 5 одновременных съемок участка с БПЛА с наземным геодезическим контролем. Полученные аэрофотопланы, космические снимки высокого разрешения из открытого доступа, а также архивные данные ДЗЗ были проанализированы для выявления полигональных закономерностей в строении отложений, а также почвенного и растительного покрова.

В результате проведенных комплексных исследований литологических, криогенных и педогенных признаков в разрезах установлена стратиграфическая последовательность вмещающих суглинистых пачек (рис. 2), лежащих на супесчаном цоколе позднемосковских водно-ледниковых отложений (I). Неровности ледниковой кровли выполняют светло-серые озерные суглинки (II) [14] относительно небольшой мощности. Выше их сменяет серия контрастных склоновых линзовидно-слоистых пачек с эрозийными контактами: желтовато-

серых суглинков (III), буровато-серых до розовато-бурых иловатых суглинков (IV), желтовато-бурых иловато-пылеватых суглинков (V) и красновато-бурых пылеватых суглинков (VI). Каждая из литологических пачек несет в себе и собственный набор педо- и криогенных признаков, указывая на различия в обстановках отложения и стабильного экспонирования материала. В понижениях современного рельефа поверхность наиболее молодой склоновой пачки (VI) фиксируется так называемым вторым гумусовым горизонтом (ВГГ). Его темно-серые насыщенные органическим веществом линзы с осветлением в основании (VII) лучше всего сохраняются под мощными агроделювиальными выполнениями крупных ложбин (VIII).

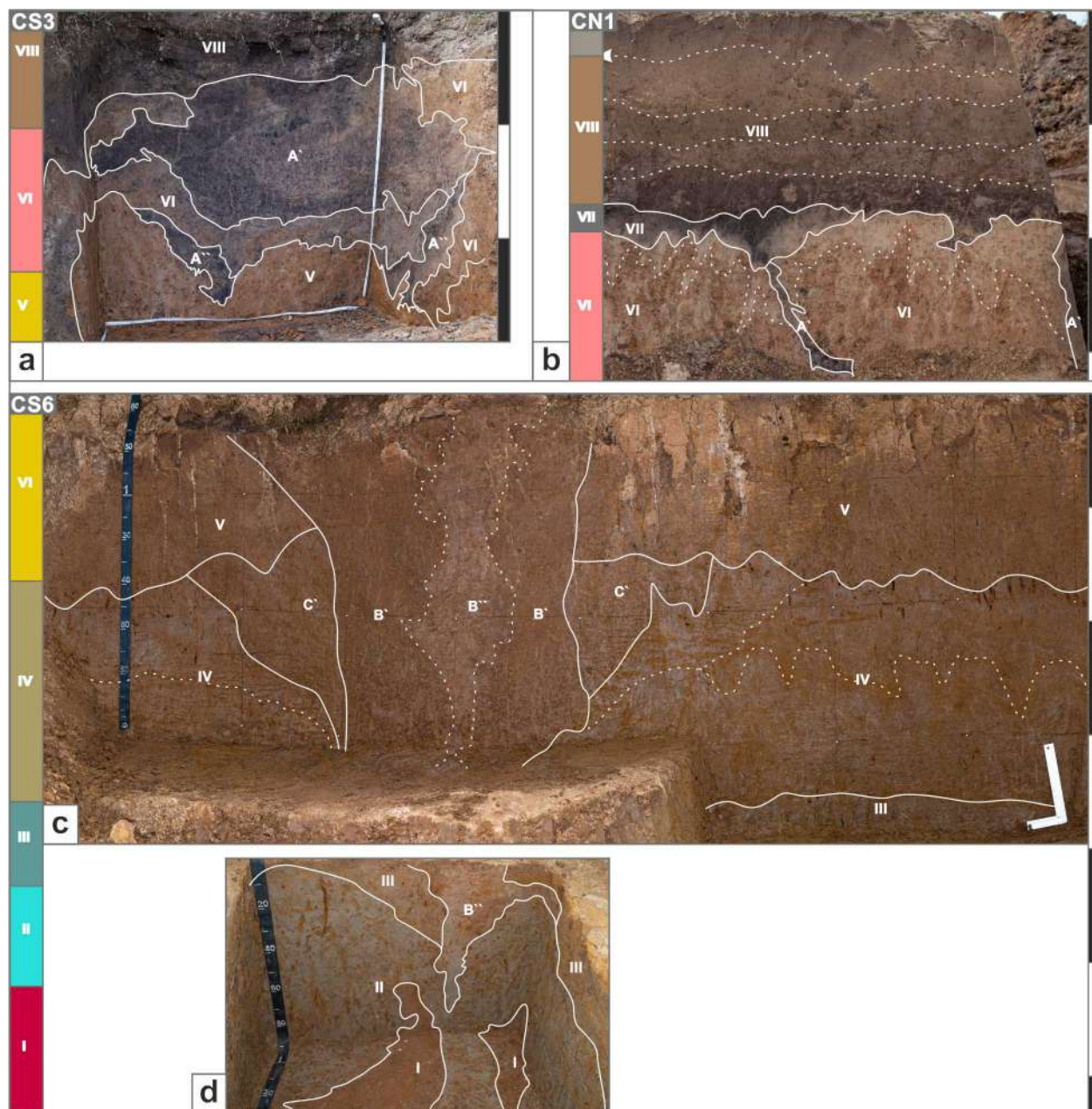


Рис. 2. Разрезы трех генераций клиновидных псевдоморфоз в осадочных пачках (см. текст для пояснений). а) Темноцветные клинья (A''), в верхней части переотложенные с включениями углей (A'). б) Агроделювий (VIII) и ВГГ (VII). в) Жильная структура (B) пронизывает желто-бурый делювий (V), наследуя более древнюю клиновидную структуру (C), которая развивается из-подпачки (V). д) Апофиз структуры (B) проникает в озерные осадки (II) и деформирует водно-ледниковый цоколь (I).

Описанную слоистую толщу пронизывают, как минимум, 4 генерации погребенных вертикальных структур, контрастно отличающихся от вмещающихся пачек по цвету, составу и текстурам. Большая их часть более или менее V-образной формы сопоставляется псевдоморфозам по жильным структурам с различным изначальным содержанием льда. Так, наиболее древние структуры (С) шириной до 2 м развиты с поверхности пачки (IV); на контакте вмещающие отложения сильно деформированы и затянuty вниз, характерны постшлировые наклонные текстуры, подчеркнутые ожелезнением. Их наследуют более молодые и наиболее выраженные жильные структуры (В), внедряющиеся с поверхности пачки (V) зачастую непосредственно в ледниковый цоколь. Они выполнены пылеватым суглинком до алеврита характерного крупнолинзовидного облика с резкими часто почти вертикальными контактами. Наиболее молодые клиновидные структуры (А) меньших размеров развиты также с поверхности пачки (V), но не проявляют четкой унаследованности по отношению к предыдущим генерациям. Клинья (А) выполнены наклонно до вертикально линзовидно-слоистым темно-серым органоминеральным веществом и имеют резкие остроугольные контакты. В верхней части их материал приобретает флювиальные пологовогнутые линзовидные текстуры, будучи переотложен в ходе накопления перекрывающей пачки (VI).

Отдельного внимания заслуживают диапироподобные, или луковицеобразные [15] структуры (D), расширяющиеся книзу и обычно ассоциированные с осевыми частями жильных псевдоморфоз (В) и (С). Своими корнями они постепенно уходят в озерные отложения (II), а все вышележащие слои и структуры пронизывают вплоть до приповерхностной пачки (VI). Выполнение этих структур как правило алевритистое, с нарастанием доли ила книзу.

Почти все охарактеризованные структуры контрастно выделяются на фоне вмещающих отложений по повышенным значениям кажущейся магнитной восприимчивости. Лишь темноцветные молодые клинья (А), напротив, обладают наиболее низкими показателями, сравнимыми здесь лишь с также органосодержащим ВГГ. В то же время значения  $\chi$  переотложенного материала клиньев (А') уже существенно выше и сопоставимы с вмещающими. Исследования во Владимирском ополье [5] показывают, напротив, повышенные значения магнитной восприимчивости для ВГГ, что отражает региональные особенности почвообразования [1].

Таким образом, в истории развития ключевого участка Борисоглебской возвышенности выявлено как минимум три периода формирования жильных мерзлотных структур с различной степенью их последующей переработки. Гетерогенная структура заполнений клиньев, их различный размер, форма и глубина распространения указывает на несколько перестроек в динамике аградации и деградации мерзлоты в течение позднего плейстоцена и раннего голоцена, разделенных интенсивным накоплением склоновых отложений. Пока в отсутствии данных абсолютной геохронологии, это хорошо коррелирует с предложенным А.А. Величко [3, 17] палеокриогенными горизонтами для Русской равнины. Верхние клинья (А и В) могут быть отнесены к ярославскому криогенному горизонту. Более древние псевдоморфозы (В) наследуют крупные ледогрунтовые жилы максимума последнего оледенения. Более молодые темноцветные псевдоморфозы (А) можно отнести к криогенной полигональной сети позднего дриаса, отличавшейся меньшей глубиной, частотой и размером. Вероятно, она отвечала более засушливым условиям позднеледниковья и формировалась по изначальнo-грунтовому типу без существенного участия льда в клиньях. В пользу этого говорит высокое содержание углерода органических соединений в материале заполнения и сохранность остроугольных контактов с вмещающими (VI). Одновременные почвообразование, интенсивный склоновый снос и криогенез могли быть спровоцированы кратковременным наступанием зоны многолетнего или сезонного промерзания [6]. Наиболее древний уровень клиновидных структур (С), отличающийся большей шириной и иловатостью заполнения, соотносится с владимирским палеокриогенным горизонтом, сформировавшимся либо на завершающих стадиях брянского интерстадиала, либо в начале

последнего оледенения [3, 17]. В пользу этого говорит постшлировая текстура и деформации вмещающих толщ (III-IV) по контакту с этими предположительно допоздневалдайскими клиньями (С), подтверждая, что они были сформированы при участии жильного льда в более влажных условиях.

Красновато-бурые суглинки (VI) перекрывают наиболее молодую генерацию клиньев позднеледниковья (А) и выступают в качестве материнской породы для многократно датированных в исследуемом и соседних районах средним голоценом погребенных темноцветных ВГГ либо подстилают их педолитоседименты [10, 14]. Это позволяет трактовать их как позднеледниково-раннеголоценовые, а само образование небольших клиньев с угловатыми границами относить к одному из резких и суровых, но кратковременных событий позднеледниковья (раннего или позднего дриаса).

Механизм и причины возникновения структур (D) пока не установлены. В Польше для подобных луковицеобразных структур [15] предположили вторичное заполнения ледяных клиньев в мерзлоте при развитии глубокого сезонно-талого слоя. Однако, этот механизм не отвечает литологическому составу исследуемых нами структур. Он имеет явное сродство не к перекрывающим склоновым пачкам, а к подстилающим озерным осадкам, предполагая их внедрение в вышележащие слои. Поэтому диапироподобные структуры (D) следует рассматривать как наиболее молодые образования, несогласно прорывающие вышележащие толщи (включая клинья В и С), вплоть до относительно молодых позднеледниково-раннеголоценовых красно-бурых суглинков (VI). Подобный характер может свидетельствовать в пользу их внутригрунтового происхождения в условиях интенсивной деградации мерзлоты. Они могли быть ассоциированы с узловыми сочленениями криогенной полигональной сети, где отмечается наиболее активное протекание термокарста [13]. Альтернативной гипотезой их возникновения может служить повторно-инъекционный механизм, предложенный для формирования ледяных диапиров в центральных частях полигонов зоны современной многолетней мерзлоты п-ова Ямал [7]. Однако оба эти варианта плохо согласуются с прослеженной линейной протяженностью структур (D) в днищах котлованов.

На Борисоглебской возвышенности связь между первичными мерзлотными формами и современным ландшафтом гораздо более сложная, нежели предполагается для более южных регионов центра Русской равнины [1, 3]. Во-первых, хорошая сохранность клиновидных структур не согласуется со сглаженной микротопографией. Отсутствуют значимые высотные амплитуды между блоками и межблочьями, отражаемыми в вариациях фототона почвенно-растительного покрова или соответствующими клиновидным структурам во вмещающих отложениях. Лишь единичны случаи проявления субметровых перепадов в пределах полигонов крупного порядка (диаметром 70-100 м). Выраженные в современной микротопографии ложбины на самом деле имеют очень молодой возраст (вероятно, несколько десятилетий или первые столетия), врезаюсь в агроделювиальную толщу, начало накопления которой на близлежащих междуречьях определено по датировкам древесных углей в ее подошве не ранее VI-XI века н.э. [10]. Некоторые из них наследуют и более древние и крупные ложбины, часть из которых прослеживается в кровле озерных отложений и их дериватов. Однако определенной зависимости этих ложбин от РКМ обнаружить не удалось, скорее можно говорить об обратной связи развития РКМ в условиях существующего ложбинного микрорельефа. Таким образом, длительная история склонового переотложения материала, как минимум, со средневалдайского времени привела к хорошей консервации РКМ в осадочном чехле, но практически стерла ее в современном рельефе, сохранив лишь унаследованность характеристик почвенно-растительного покрова от подстилающей полигональной литологической неоднородности, сформированной в максимум последнего оледенения и позднеледниковье.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект 19-77-10061).*

Список литературы:

- [1] Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. – Пушино, ОНТИ ПНЦ РАН, – 1995. – 318 с.
- [2] Антонов С.И., Болысов С.И., Мысливец В.И. Криогенные реликты в рельефе и рыхлых отложениях бассейна Средней Протвы // Геоморфология. – 1992. – №1. – С. 41-49.
- [3] Величко А.А. и др. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. – Москва, Наука, – 1996. – 150 с.
- [4] Гаранкина Е.В. Рельеф междуречий Борисоглебской возвышенности: ледниковое наследие вспостгляциальные метаморфозы // VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова Москва, 2020. – С. 286-292.
- [5] Коснырева М.В. Разработка комплекса геофизических методов для решения прикладных задач почвенного картирования. Дисс. к.г.-м.н., МГУ. – 2007.
- [6] Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жилых структур. – Новосибирск, Наука, – 1977. – 212 с.
- [7] Слагода Е.А. и др. Строение и генезис подземных льдов в верхнеплейстоценово-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли. – 2012. – Т.16. – №2. – С. 9-22.
- [8] Andrieux E. et al. Database of Pleistocene periglacial features in France: description of the online version // Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire. – 2016. – V.27. – №4. – С. 329-339., <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7717>
- [9] Astakhov V. et al. Glaciomorphological map of the Russian Federation // Quaternary International. – 2016. – V.420. – P.4-14. doi:10.1016/j.quaint.2015.09.024
- [10] Belyaev V.R. et al. Holocene erosion and deposition within a small catchment of the northeastern Borisoglebsk Upland (Central European Russia) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – IOP Publishing, 2020. – V.438. – №1. – P. 012002. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/438/1/012002>
- [11] Czudek T. Pleistocene periglacial structures and landforms in Western Czechoslovakia // Permafrost and Periglacial Processes. – 1993. – V.4. – №1. – С. 65-75.
- [12] Ewertowski M. W. et al. Low-altitude remote sensing and GIS-based analysis of cropmarks: classification of past thermal-contraction-crack polygons in central western Poland // Geomorphology. – 2017. – V.293. – P. 418-432. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.07.022>
- [13] French H. (ed). The Periglacial Environment, 3rd ed. – Wiley, – 2007. – 480 p.
- [14] Garankina E. V. et al. Lake sedimentation as an agent of postglacial transformation of interfluvial and fluvial landscapes of the Borisoglebsk Upland, Central European Russia // Proceedings of the IAHS. – 2019. – V.381. – P. 13-20. <https://doi.org/10.5194/piahs-381-13-2019>
- [15] Murton J., Worsley P., Gozdzik J. Sand veins and wedges in cold aeolian environments // Quaternary Science Reviews. – 2000. – V.19. – №9. – С. 899-922. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00045-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00045-1)
- [16] Shishkina Y.V. et al. Postglacial incision-infill cycles at the Borisoglebsk Upland: Correlations between interfluvial headwaters and fluvial network // International Soil and Water Conservation Research. – 2019. – V.7. – №2. – P. 184-195. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.02.001>
- [17] Velichko A.A. et al. Glaciations of the East European Plain: distribution and chronology // Developments in Quaternary Sciences. – Elsevier, 2011. – V.15. – P. 337-359. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00026-X>



**РАЗВИТИЕ МАЛЫХ ОЗЕР В ДОЛИНЕ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. КУИ  
(СЕВЕРО-ЗАПАД БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ)****Ю.В. Голубева, Т.И. Марченко-Вагапова**Институт геологии имени академика Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия,  
yvgolubeva@geo.komisc.ru, timarchenko@mail.ru**SMALL LAKES DEVELOPMENT IN THE LOWER KUYA RIVER VALLEY  
(THE NORTH-EAST OF THE BOLSHEZEMELSKAYA TUNDRA )****Yu.V. Golubeva, T.I. Marchenko-Vagapova**

Institute of Geology of Komi SC of RAS

Реконструкция палеогеографических условий голоцена в долине нижнего течения р. Куи проводилась с помощью палинологического и диатомового методов. На основе спорово-пыльцевых спектров выявлены общие закономерности динамики природной обстановки. Диатомеи являются одной из наиболее распространенных групп водорослей, которые хорошо сохраняются в осадках и тонко отражают особенности местообитания (характер водоема: его глубину, соленость, температурные условия), что позволило использовать их при восстановлении палеогеографических обстановок осадконакопления.

Были изучены три береговых обнажения озерных осадков разного генезиса [1]: старичных озер в обн. К-11, К-5 и вторичных водоемов поймы в обн. К-12. Река протекает по северо-западной окраине Большеземельской тундры и впадает в р. Печору севернее Нарьян-Мара. Здесь развиты лесотундровые и тундровые растительные сообщества. Наряду с преобладающими в растительном покрове кустарниками (карликовой березки, багульника, кустарниковой ольхи, ивы и др.) встречаются участки березово-еловых редколесий, пойменных лугов и болот. Для района характерен континентальный климат с длительной холодной зимой и прохладным коротким летом [5].

Возрастная принадлежность осадков установлена результатами их радиоуглеродного датирования в Институте географии РАН. Получены датировки  $3360 \pm 70$  л. н. и  $1760 \pm 70$  л. н. (обн. К-5),  $1000 \pm 70$  л. н. (обн. К-11) и  $750 \pm 80$  л. н. (обн. К-12) [2]. Основой периодизации служили модели Л.Д. Никифоровой [4] и Н.А. Хотинского [6].

Обн. К-5. В обнажении вскрыты осадки средне- и поздне-суббореального, а также субатлантического периодов голоцена. Спорово-пыльцевые спектры указывают на распространение в середине суббореального периода таежных лесов (фаза SB-2). По долине единично проникал вяз. Растительная фаза, соответствующая концу суббореального периода (SB-3), отличается увеличением участия кустарниковых зарослей и выпадением из состава древесной растительности широколиственных пород, что было вызвано похолоданием, последовавшим за среднесуббореальным термическим максимумом. Продолжавшееся похолодание в субатлантике способствовало дальнейшему распространению кустарниковых сообществ из карликовых березок, ольховника и ив.

Обн. К-11. По палинологическим данным, установлены фазы растительности, соотнесенные с субатлантическим (SA) периодом голоцена. Растительная фаза начала периода (SA-1; 2500 (2300) – 1800 л.н.) отражает распространение редколесий из березы и ели. В кустарниковом ярусе развивались сфагново-ерниковые сообщества – заросли кустарниковых берез, ив, ольховника с напочвенным покровом из сфагновых мхов. Открытые участки занимали луга и папоротники. Растительная фаза (SA-2; 1800–800 л.н.) выделена по возрастанию пыльцы древесных пород. Произошло распространение таежных лесов с господством березы, значительным участием ели, сосны и примесью ольхи. В составе лесных сообществ единично принимали участие широколиственные вяз, липа, в напочвенном покрове получили распространение зеленые мхи. Отложения на этом уровне датированы  $1000 \pm 70$  л.н. (IGAN-5640). Фаза (SA-3; 800-200 л.н. – настоящее время), соответствующая концу субатлантика, отражает распространение елово-сосновых, елово-березовых, березовых редколесий.

Данные диатомового анализа указывают на достаточно комфортные климатические условия в течение всего периода формирования отложений, что фиксируется доминированием бореальных форм. По всему разрезу наблюдается монотонный состав диатомей: значительное количество экземпляров ацидофильных форм диатомей и доминирование пресноводных, донных видов. Диатомовые комплексы отражают условия заболоченной старицы.

Обн. К-12. Результаты палинологического анализа позволили охарактеризовать четыре фазы развития растительности на протяжении субатлантического периода голоцена [3]. В начале периода (SA-1; 2500 (2300) – 1800 л.н.) господствовали сообщества моховой кустарниковой тундры. В травяном покрове доминировали злаковые и разнотравье, встречались также осоки, вересковые, полыни, маревые и др. Для этого временного интервала зафиксированы наиболее холодные условия. В середине субатлантического периода (SA-2; 1800-1200 (800) л.н.) по резкому увеличению в спектрах содержания пыльцы группы деревьев и кустарников выделены фаза лесотундровой растительности и потепление. Произрастали редкостойные березово-еловые леса с кустарниковыми березками, ивами и ольховником в подлеске. Затем похолодание в конце субатлантического периода (SA-3; 1200 (800) -200 л.н. – настоящее время) вызвало вытеснение лесной растительности травяно-кустарниковыми сообществами из карликовых березок, ольховника, осок, злаков, вересковых, полыней, разнотравья. Отложения этого возраста датированы 750±80 л.н. (IGAN-5639). В условиях последовавшего потепления получили развитие современные лесотундровые и южнотундровые ценозы. Наряду с доминирующими в растительном покрове кустарниками (карликовой березки, багульника, кустарниковой ольхи, ивы и др.) встречаются участки березово-еловых редколесий, пойменных лугов и болот.

Диатомовые комплексы отражают схожие экологические условия с условиями из обн. К-11.

Таким образом, проведенное комплексное изучение современного пойменного сегмента в долине нижнего течения р. Куи указывает на то, что формирование пойменного массива началось в среднем суббореальном периоде голоцена. Палинологические данные указывают на смену следующих ландшафтно-климатических этапов: 1. Распространение таежных лесов во время среднесуббореального потепления. 2. Сокращение участков с лесной растительностью и увеличение участия кустарниковых зарослей в период похолодания конца суббореала. 3. Развитие моховой кустарниковой тундры и редколесий из берёзы и ели в холодных климатических условиях раннего субатлантика. 4. Распространение таежных лесов в период потепления среднего субатлантика. 5. Сокращение площади, занимаемой лесами, за счет распространения травяно-кустарниковых сообществ во время похолодания конца субатлантика. Последовавшее затем потепление вызвало развитие современных ценозов.

Диатомовые водоросли указывают на достаточно стабильные экологические условия времени формирования комплексов и отражают условия заболоченной старицы.

Список литературы:

[1] Буравская М.Н., Голубева Ю. В. Развитие озер и растительности в долине р. Куи в голоцене // Мат. V Всерос. науч. конф. (с международным участием) «Динамика экосистем в голоцене» (к 100-летию Л.Г. Динесмана). – М.: Медиа-ПРЕСС. – 2019. – С. 57–59.

[2] Голубева Ю. В., Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т. И. Хронология палеогеографических событий голоцена в долине нижнего течения р. Куи (северо-запад Большеземельской тундры) // Сб. тез. Всерос. науч. конф. (с международным участием) к 90-летию со дня рождения Л.Д. Сулержицкого «Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений». – 2019. – С. 28.

[3] Голубева Ю.В., Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т.И. Палеогеография голоцена долины нижнего течения р. Куи (северо-запад Большеземельской тундры) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2019. – № 16. – С. 92–96.

[4] Никифорова Л. Д. Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке Европейской части СССР: Автореф. дис. канд. геогр. наук. – М., 1980. – 25 с.

[5] Физико-географическое районирование СССР. Характеристика региональных единиц / М.: Изд-во Московского университета. – 1968. – С. 60–61.

[6] Хотинский Н. А. Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. – М., 1987. – С. 39–45.

## РОЛЬ ГЛОБАЛЬНОЙ ДЕНУДАЦИИ В ИЗМЕНЕНИЯХ АТМОСФЕРНОГО CO<sub>2</sub> И ПРОБЛЕМА ЕЕ РЕКОНСТРУКЦИИ НА ДЛИТЕЛЬНОЙ ВРЕМЕННОЙ ШКАЛЕ

А.М. Грачев<sup>1</sup>, В.Н. Голосов<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, almgrachev@yandex.ru

<sup>2</sup>Географический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова

## THE ROLE OF GLOBAL DENUDATION IN THE ATMOSPHERIC CO<sub>2</sub> CHANGES AND THE PROBLEM OF ITS RECONSTRUCTION ON A LONG TIMESCALE

A.M. Grachev<sup>1</sup>, V.N. Golosov<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

В докладе рассматривается комплекс взаимосвязанных процессов: формирование горного рельефа, денудация, изменения атмосферного CO<sub>2</sub> и постепенное похолодание климата на длительной временной шкале. Продолжают накапливаться свидетельства в пользу целого ряда положений гипотезы Раймо-Руддимана, сформулированной в 1992 году [1], заключающейся в том, что существенное в глобальном масштабе формирование горного рельефа обуславливает интенсификацию процессов денудации и связывание атмосферного CO<sub>2</sub> в виде карбоната. Это, в свою очередь, влияет на глобальный климат. В последнее время существенное развитие получили методы и подходы, позволяющие на количественной основе судить об интенсивности отдельных экзогенных процессов и темпах денудации в целом. Контрастность рельефа является ключевым параметром, определяющим темпы природной денудации, что подчеркивается значительным вкладом горных районов, прежде всего, альпийской складчатости, в глобальную денудацию. В то время как имеются летописи высокого качества для температуры и атмосферного CO<sub>2</sub> на длительной временной шкале, попытки соответствующих реконструкций денудации нельзя назвать вполне удачными [2, 3]. В докладе приводятся основные подходы, которые применялись для реконструкции палеоденудации и обозначены некоторые проблемы. Делается вывод о том, что на данный момент наиболее слабым звеном гипотезы является реальная картина изменений денудации, о которой делаются предположения, но которая по-прежнему остается неясной.

*Систематизация данных по денудации, обобщение литературных данных на основе палеореконокструкций выполнены при поддержке РФФ (грант №19–17–00181).*

Список литературы:

[1] Raymo, M.E., Ruddiman, W.F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature. – 1992. – Vol. 359. – P. 117–122.

[2] Willenbring, J. K., Von Blanckenburg, F. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling. Nature. – 2010. – Vol. 465(7295). – P. 211–214.

[3] Rugenstein, J. K. C., Ibarra, D. E., von Blanckenburg, F. Neogene cooling driven by land surface reactivity rather than increased weathering fluxes. Nature. – 2019. – Vol.571 (7763). – P. 99–102.

**ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ  
В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ ОЛЕДЕНЕНИЙ ГОРНЫХ  
МАССИВОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ**

**Е.С. Деркач<sup>1,2</sup>, Д.А. Ганюшкин<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,  
ganushkinspbgu@mail.ru

<sup>2</sup> Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, Россия, katya.d96@bk.ru

**APPLICATION OF REMOTE SENSING DATA IN THE PALEOGEOGRAPHIC  
RECONSTRUCTION OF THE MOUNTAIN GLACIATIONS (SOUTH-EASTERN  
RUSSIAN ALTAI)**

**E.S. Derkach<sup>1,2</sup>, D.A. Ganyushkin<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> St. Petersburg University, Saint Petersburg, Russia

<sup>2</sup> Komarov Botanical Institute RAS, Saint Petersburg, Russia

В данной работе рассматривается применение данных дистанционного зондирования Земли (далее ДЗЗ) в исследовании структуры и динамики нивально-гляциальных систем Юго-Восточного Алтая, и автоматизации этого процесса.

Нивально-гляциальная система (далее НГС) – это «...природная система с ведущей ролью снежного покрова и льда в ее вещественном составе и процессах, определяющих развитие системы и ее взаимодействие с окружающей средой» [3]. На данный момент большинство исследований НГС Юго-Восточного Алтая производится с помощью визуального дешифрирования по космическим снимкам, и автоматизация дешифрирования НГС позволит ускорить процессы выделения разновременных НГС путем анализа входных данных в специализированном программном обеспечении.

К Юго-Восточному Алтаю относится горный массив Монгун-Тайга с развитым современным оледенением и следами разновременных оледенений плейстоцена и голоцена. Для массива Монгун-Тайга характерно сочетание альпинотипных высокогорных форм рельефа с разновысотными поверхностями выравнивания, формирующими платообразные и куполовидные участки. Площадь современного оледенения массива Монгун-Тайга, состоящего из 30 ледников различной площади и экспозиции, составляет примерно 20 км<sup>2</sup>. Снеговая линия проходит на высоте 3390 м н.у.м. [2].

Целью данной работы является автоматизация процесса дешифрирования НГС малого ледникового периода горного массива Монгун-Тайга по материалам ДДЗ.

В работе использованы мультиспектральные космические снимки спутника ДЗЗ Sentinel-2 и глобальная цифровая модель рельефа (далее ЦМР) – ASTER GDEM version 2, находящиеся в открытом доступе. Работа выполнялась в программном обеспечении ArcGIS 10.2.

Морены малого ледникового периода (далее МЛП) (XV–XIX вв.), образовавшиеся вследствие деградации ледников МЛП, как и современные морены, представляют собой незадернованные каменистые отложения характерного сероватого цвета с выраженными конечноморенными валами, преимущественно приуроченные к концам ледников в верховьях троговых долин. Для них характерны: сравнительно небольшая крутизна поверхности при одновременно большой крутизне фронтального уступа, однородность поверхности современной морены и морены МЛП, расположение ниже современной снеговой линии [1, 2]. Поэтому при выделении морен МЛП и более молодых морен, необходимо учитывать как отсутствие задернованности на искомым участках, так и определенную совокупность морфометрических параметров, которым должны удовлетворять данные территории.

Для совместного рассмотрения этих параметров вычислялся критерий, названный нами вегетационно-морфометрическим признаком. Для нахождения этого признака был проанализирован исходный космический снимок, индексное изображение NDVI и ЦМР.

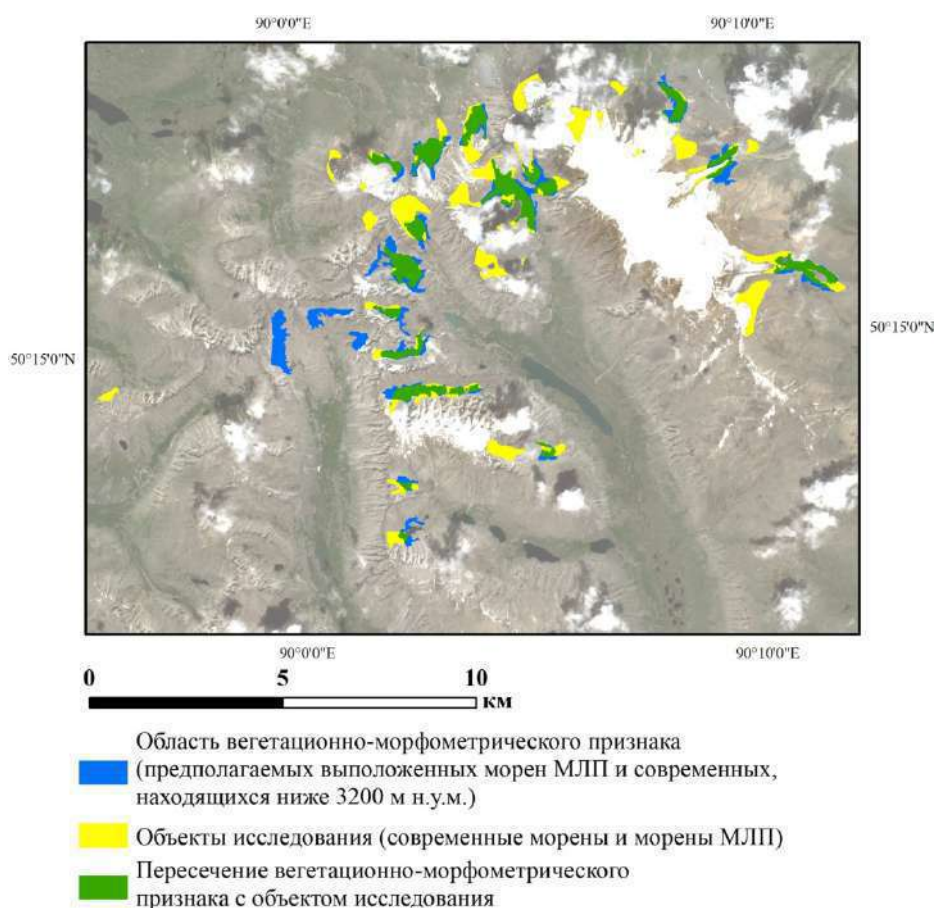


Рис. 1. Результаты сопоставления полученного вегетационно-морфометрического признака с объектами исследования.

NDVI – это вегетационный нормализованный относительный индекс растительности, дающий количественную оценку фотосинтетически активной биомассы, при этом близкие к нулю значения этого индекса соответствуют участкам без растительности, каменистым пустошам, осыпям и склонам [4].

Для определения морфометрических характеристик рельефа была построена карта уклонов на основе исходной ЦМР. Согласно проведенному анализу и опубликованным данным, морены МЛП в данном регионе приурочены к участкам долин с продольным уклоном менее  $25^\circ$ . Кроме того, исключение из рассмотрения крутых склонов позволяет исключить каменистые склоны гравитационного сноса, также лишенные растительности. Кроме того, из исследования была исключена часть территории, расположенная выше 3200 м н.у.м., в которую входят зона выше снеговой линии и высокогорные поверхности выравнивания, а также пологие и среднекрутые денудационные склоны, не имеющие следов морен древних НГС, но из-за аридного климата характеризующиеся отсутствием растительности.

Таким образом, для выделения вегетационно-морфометрического признака необходимо было соблюсти следующие условия (критерии):

- 1) значения NDVI в диапазоне от  $-1$  до  $10$ ;
- 2) приуроченность к участкам долин с продольным уклоном менее  $25^\circ$ ;
- 3) расположение на высотах менее 3200 м н.у.м.

Полученный в результате анализа вегетационно-морфометрический признак сравнивался с непосредственным объектом исследования – контурами морен каровых, долинных и карово-долинных ледников массива Монгун-Тайга. На рисунке показаны результаты сопоставления полученного вегетационно-морфометрического признака, то есть предполагаемых контуров современных морен и морен МЛП, с результатами визуального дешифрирования снимков.

Оценка прогностической значимости вегетационно-морфометрического признака приведена в таблице.

Таблица 1. Оценка прогностической значимости вегетационно-морфометрического признака.

Отношение*	Величина отношения	Характеристика	Критерий $\chi^2$	Величина для уровня значимости 0,999
SM/M (SM/M')	0,5 (0,8)	надежность	2946	10,827
S/A	0,005		(4729)	
SM/S	0,6	специфичность	3151	
M/A (M'/A)	0,006 (0,004)		(4213)	

\* А – площадь исследуемого региона, не покрытая облаками (генеральная совокупность);  
 М – площадь морен МЛП и современных (объектов исследования);  
 М' – то же, с учетом морфометрических критериев;  
 S – площадь вегетационно-морфометрического признака (предполагаемых контуров морен МЛП и современных);  
 SM – площадь совпадения объекта с признаком.

При расчете М' учитывались перечисленные выше морфометрические критерии – крутизна склонов и абсолютная высота. Участки морен, выходящие за пределы установленных критериев, как правило, соответствуют крутым стенкам в привершинных частях каров.

Исходя из данных таблицы, нуль-гипотеза о независимости построенного признака и индицируемого объекта отвергается на уровне значимости 0,999 как для специфичности, так и для надежности.

Более 50% площади как выделенного признака, так и исходного объекта покрывается площадью совпадения объекта с признаком, что делает возможным попытки автоматизировать дешифрирование современных морен и морен МЛП. Участки объектов исследования и вегетационно-морфометрического признака, находящиеся вне зоны пересечения, могут быть проанализированы по-разному и требуют индивидуального подхода. Одной из причин может быть расхождение в точках зрения разных исследователей касательно происхождения тех или иных участков массива. Среди других причин можно назвать возможные ошибки визуального дешифрирования, а также расположение некоторых верхних участков морен за пределами установленного морфометрического критерия.

Таким образом, в работе предложен вегетационно-морфометрический признак на основе NDVI, ЦМР и производных полей для дешифрирования НГС МЛП и современных моренных комплексов. Несмотря на то, что результаты проведенных исследований недостаточно точны для полного исключения визуального дешифрирования, комбинирование автоматизированных методов дешифрирования с визуальным дешифрированием с последующей ручной коррекцией и доработкой являются перспективным направлением в исследовании НГС.

#### Список литературы:

- [1] Агатова А.Р., Назаров А.Н., Непоп Р.К., Орлова Л.А. Радиоуглеродная хронология гляциальных и климатических событий голоцена Юго-Восточного Алтая (Центральная Азия) // Геология и геофизика. – 2012. – Том 53. – № 6. – С. 712–737.
- [2] Ганюшкин Д.А., Кунаева Е.П., Чистяков К.В., Волков И.В. Дешифрирование гляциогенных комплексов по космическим снимкам горного массива Монгун-Тайга // География и природные ресурсы. – 2018. – № 1. – С. 167–177.
- [3] Гляциологический словарь / под ред. В.М. Котлякова. – Л.: Гидрометеиздат. – 1984. – 527 с.
- [4] Шарый П.А., Шарая Л.С. Изменение NDVI лесных экосистем северного Кавказа как функция рельефа и климата // Лесоведение. – 2014. – № 5. – С. 83–90.

**МИКРОБИОМОРФНЫЙ АНАЛИЗ КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ДИНАМИКИ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ И УРОВНЯ ВОДЫ КУРШСКОГО ЗАЛИВА В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ**

**О.А. Дружинина<sup>1,2</sup>, А.А. Гольева<sup>3</sup>, Т.В. Напреенко-Дорохова<sup>1,4</sup>, М.Г. Напреенко<sup>1</sup>, И.А. Соснина<sup>1,4</sup>**

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия, olga.alex.druzhinina@gmail.com

<sup>2</sup>РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>4</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

**MICROBIOMORPHIC ANALYSIS AS A METHOD FOR STUDYING THE DYNAMICS OF NATURAL CONDITIONS AND WATER LEVEL OF THE CURONIAN LAGOON IN THE MIDDLE AND LATE HOLOCENE**

**O.A. Druzhinina<sup>1,2</sup>, A.A. Golyeva<sup>3</sup>, T.V. Napreenko-Dorokhova<sup>1,4</sup>, M.G. Napreenko<sup>1</sup>, I.A. Sosnina<sup>1,4</sup>**

<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia,

<sup>2</sup>Herzen University, Saint-Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>4</sup>I. Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia

В 2018 – 2021 гг. в рамках исследований динамики природных условий Куршского залива (Калининградская область РФ) был проведен микробиоморфный анализ лагунных осадков. Колонка донных отложений мощностью 90 см получена в результате бурения в юго-западной части залива (54° 57' 55,6" с.ш., 20° 32' 50,00" в.д.). Для целей анализа обработано и проанализировано 15 образцов с интервалом отбора 2–4 см в зависимости от особенностей литостратиграфии колонки. Согласно методике микробиоморфного анализа [1], в пробе подсчитывался и анализировался весь комплекс выявленных микробиоморф (фитолиты, остатки растительного детрита, диатомовые водоросли, спикулы губок и т.п.), что значительно расширило объем полученной палеоэкологической информации.

Основное внимание было уделено фитолитному анализу, который в данном исследовании выступал как метод детализации результатов диатомового и палинологического анализа. Для последнего фитолитный анализ является также и локализирующим фактором, поскольку палинологические исследования предоставляют данные преимущественно о региональных особенностях развития растительности, в то время как фитолитные комплексы – о локальных растительных сообществах.

Микроскопный анализ позволил выделить следующие категории микробиоморф: фитолиты хвойных пород деревьев, луговых травяных сообществ, культурных злаков, мхов; растительный детрит; кутикулярные слепки растительных клеток; гифы почвенных грибов; копролиты почвенной фауны; панцири диатомовых водорослей; спикулы губок. Сравнение состава микробиоморфной фракции (СМФ) различных горизонтов лагунных осадков позволяет предположить чередование субаквальных и субаэральных условий в районе исследований в течение последних 7 тысяч лет. Дополненные данными палинологического, диатомового и геохронологического анализов, полученные результаты дают возможность сделать предварительные выводы о динамике природных условий и изменениях уровня воды в юго-западной части Куршской лагуны в среднем и позднем голоцене и выделить следующие этапы:

1. 6900 – 6800 кал.л.н.; глубина 90 – 85 см; субаэральные условия. СМФ, представленный крупным детритом, среди которого можно определить древесину хвойных пород, значительным количеством гиф почвенных грибов, фитолитами луговых злаков, корнями и пылью растений, характерен для влажных лесных подстилок и, вероятно, указывает на существование в этот период лесного массива с травяным нижним ярусом в

береговой зоне водоема. Изменение СМФ на глубинах 87-85 см свидетельствует о возможном периодическом подтоплении и начавшемся затем подъеме уровня воды, который, согласно данным диатомового анализа, к 6600 л.н. мог достигнуть отметки 1.5 – 2.0 м. В палиноспектре данного периода также многократно возрастает содержание пыльцы и спор (*in situ*) некоторых групп прибрежно-водных гигрофитов, таких как тростник (*Phragmites*) и болотный папоротник (*Thelypteris*), что также свидетельствует о начавшемся процессе обводнения исследуемой территории и переходе от аэральным к субаквальным условиям.

2. 6800 - 2800 кал.л.н.; глубина 85 – 45 см; субаквальные условия. Признаки почвообразовательных процессов не выявлены. Временной рубеж 5900 кал.л.н. (глубина 50 см), по-видимому, является важнейшим в истории развития Куршской лагуны как водоема. В этот период происходит переход от водоема болотно-озерного типа к лагунному, выразившийся в смене типа донных осадков, кардинальных изменениях в концентрации диатомовых и других параметрах.

3. 2800 – 1400 кал.л.н.; глубина 45 – 38 см; субаэральные условия. На глубинах, соответствующих данному временному интервалу, фиксируются изменения СМФ в образцах, свидетельствующие о понижении уровня воды, осушении исследуемого участка и начавшихся почвообразовательных процессах: появляются гифы почвенных грибов, копролиты почвенной фауны, присутствует большое количество фитоцитов, пыльцы и спор. Эта тенденция, вероятно, отражена и в низкой концентрации диатомовых, численность которых снижается до 89 млн/г. с минимумом в 15 млн/г в горизонте 38-40 см. Данный временной интервал также четко выделяется на полученной спорово-пыльцевой диаграмме: сокращается доля *Picea* и увеличивается *Quercus* и *Corylus*. Поскольку смена растительности, вероятно, указывает на аридизацию климатических условий, с этим же может быть связано и наблюдаемое падение уровня воды в Куршской лагуне в рассматриваемый период. В то же время, наличие целых (неповрежденных) панцирей диатомовых водорослей, спикул губок в образце на глубине 42-40 см и несколько повышенное значение концентрации диатомовых (118 млн/г.) в данном горизонте может указывать на периодическое обводнение территории.

4. 1400 – 500 кал.л.н.; глубина 38 – 27 см; субаквальные условия. Признаки почвообразовательных процессов не выявлены. Судя по изменению СМФ с глубины 38 см, а также по резкому возрастанию процентного содержания планктонных диатомей, наблюдался достаточно быстрый подъем уровня воды. Корреляция увеличения количества планктонных организмов с появлением и ростом процентного содержания солоноватоводных диатомей дает основание считать, что подъем уровня воды в лагуне был связан с возросшим притоком морской воды в рассматриваемый период.

Таким образом, проведенная предварительная корреляция данных микробиоморфного анализа с полученными результатами палинологических, диатомовых и геохронологических исследований Куршского залива способствует более глубокому пониманию сложной динамики прибрежных и водных экосистем.

*Аналитические работы выполнены в рамках госзадания ИО РАН № 0128-2021-0012, а также госзадания № FSZN– 2020 – 0016.*

Список литературы:

[1] Гольева А.А. Микробиоморфные комплексы природных и антропогенных ландшафтов: генезис, география, информационная роль – М.: Издательство ЛКИ – 2008. – 240 с.



## КЛЮЧЕВЫЕ СОБЫТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПРИНЕВЬЯ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

В.И. Дуданова<sup>1,2</sup>, М.В. Шитов<sup>2</sup>, Ю.С. Бискэ<sup>3</sup>, Р.С. Шухвостов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
varyanich1212@gmail.com

<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

## KEY EVENTS IN GEOLOGICAL HISTORY OF THE NEVA REGION IN THE LATE QUATERNARY

V.I. Dudanova<sup>1,2</sup>, M.V. Sheetov<sup>2</sup>, Yu.S. Biske<sup>3</sup>, R.S. Shukhvostov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

**Введение.** Приневская низменность – регион, на изучении которого сформировались основные представления о закономерностях развития четвертичных палеобассейнов северо-запада России, в том числе – о времени и механизме возникновения стока из Ладожского озера. Во второй половине XX в. при геологосъемочных работах с бурением скважин в Приневье было установлено, что существование древних систем стока из Ладожского палеобассейна в пра-Балтику фиксируется, по крайней мере, уже со среднего неоплейстоцена. Тем не менее, главные палеогеологические события на территории Приневской низменности – время и амплитуда изменения уровня палеобассейнов, а также возникновение и развитие флювиальных (поточковых) систем стока в плейстоцене–голоцене до сих пор остаются дискуссионными и недостаточно изученными.

Таблица 1. Ключевые геохронологические данные из разрезов Приневья

№	Мест-е разреза	Материал	Высота, м абс.	Лаб. номер	Возраст, <sup>14</sup> C лет	Возраст, кал. лет	Ссылка
1	Невский Пятачок	Торф, подошва	7,0	ЛУ-9964	10120±150	11750±300	авторы
2	Там же	Торф, кровля	8,5	ЛУ-9965	3230±80	3460±90	авторы
3	Келколово	Торф, подошва	30,0	ЛУ-2723	11250±80	13160±70	[5]
4	Там же	Торф, кровля	30,2	ЛУ-2720	10850±70	12800±60	[5]
5	Кирсино	Древесина из ленточных глин	30,0	ЛУ-9007	10480±130	12350±220	авторы
6	Кузьминки	Раст. детрит из подошвы алевритов	8,0	ЛУ-9625	10260±200	12010±360	авторы
7	Там же	Почва, кровля	8,5	ЛУ-9008	2180±70	2180±100	авторы
8	Там же	Раст. детрит из подошвы песков	8,5	ЛУ-9624	3070±60	3270±80	авторы

**Материалы и методы.** В ходе полевых работ 2019–2021 гг. на территории Приневья описано более 20 разрезов позднеледниковых–голоценовых отложений на 6 опорных местонахождениях (рис. 1). В результате установлены строение осадочных последовательностей, структурно-текстурные особенности отложений, форма и взаимоотношение геологических тел, их связь с современным и погребенным рельефом. По органическим материалам в 2-х опорных разрезах в Лаборатории им. В. Кёппена СПбГУ получено 5 новых <sup>14</sup>C-датировок (табл. 1). Календарный возраст радиоуглеродных данных рассчитывался на основе калибровочной программы «OxCal 4.4» (калибровочная кривая «IntCal 20», С.В. Ramsey, <https://c14.arch.ox.ac.uk>). Для установления генезиса проблематичных позднеледниковых отложений применялся гранулометрический анализ и

морфоскопический метод при помощи сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). В результате ревизии опубликованных, фондовых и архивных материалов С.А. Яковлева, К.К. Маркова, И.И. Краснова, И.С. Недригайловой и В.Г. Ауслендера, дешифрирования аэро- и космических снимков, анализа топографических карт различного масштаба с применением комплекса методов, описанных выше, были составлены: карта четвертичных отложений (рис. 1) и схема взаимоотношения разновозрастных береговых линий Приневья (рис. 2).

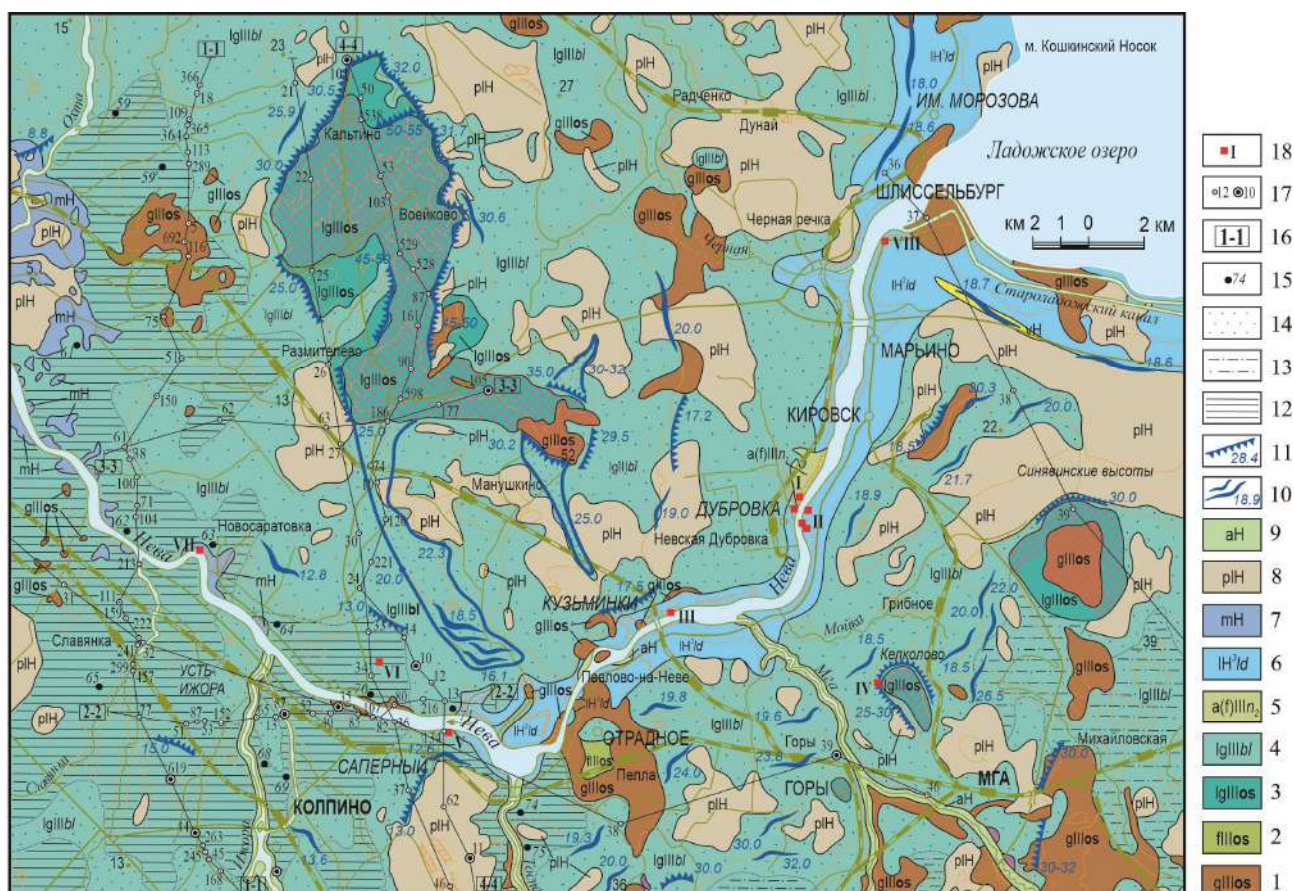


Рис. 1. Карта четвертичных отложений Приневья (согласно И.И. Краснову, Д.Б. Малаховскому, Э.Ю. Саммету, В.Г. Ауслендеру, И.С. Недригайловой, К.К. Маркову, С.А. Яковлеву; с изменениями и дополнениями).

*Стратиграфо-генетические подразделения:* 1 – тилл ошашковский; 2 – гляциофлювиал ошашковский; 3 – гляциолимний ошашковский; 4 – гляциолимний Балтийского ледникового озера; 5 – аллювий (гляциофлювиал) невский; 6 – лимний ладожский; 7 – мариний голоценовый; 8 – палиострий голоценовый; 9 – аллювий голоценовый;

*Условные знаки:* 10 – береговые валы; 11 – абразионные уступы; *литология:* 12 – ленточные глины; 13 – алевроиты; 14 – пески; 15 – места варвохронологических замеров (по К.К. Маркову); 16 – линии профилей буровых скважин (согласно В.Г. Ауслендеру); 17 – номера скважин; 18 – местоположение опорных разрезов позднеледниковых–голоценовых отложений: I – Невская Дубровка; II – Невский Пятачок; III – Кузьминки; IV – Келколово [5]; V – Усть-Тосно; VI – завод им. Свердлова; VII – Невский Лесопарк [6]; VIII– Преображенская гора, г. Шлиссельбург [1]; IX X XI XII XIII XIV.

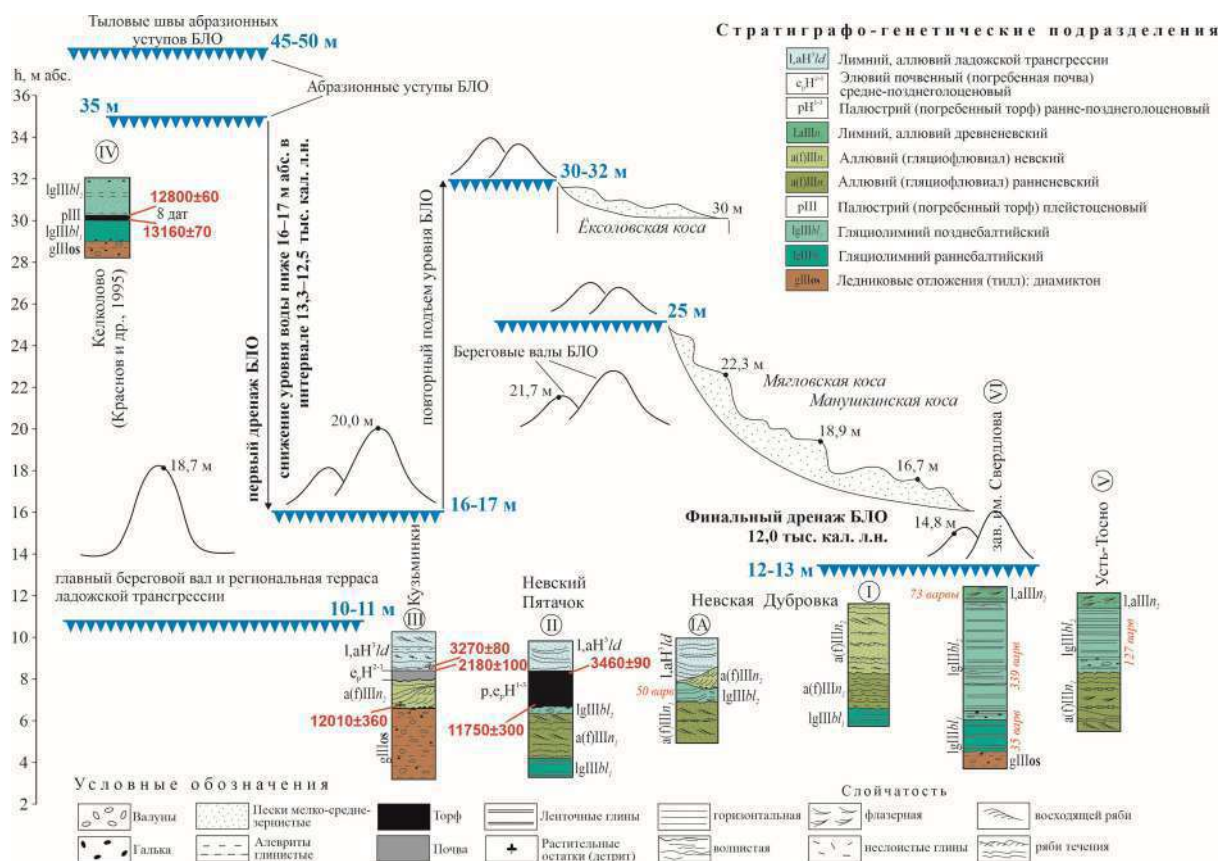


Рис. 2. Схема взаимоотношений древних береговых линий и корреляции опорных разрезов позднеледниковых–голоценовых отложений Приневья.

**Основные результаты и их обсуждение.** В основании четвертичной толщи Приневья на сильно расчлененной эрозионными врезами поверхности коренных пород залегают отложения вологодского (днепровского) возраста. Ледниковые, озерно- и водно-ледниковые образования мощностью от 10 до 50 м почти полностью компенсируют рельеф древних палеодолин и на высотных отметках от –25 до –55 м абс. формируют поверхность домосковского яруса палеорельефа. Вероятно, именно низкое положение базиса эрозии и более высокие, по сравнению с современными, гипсометрические отметки дневной поверхности в довологодское время обусловили возникновение речных систем стока субширотной ориентировки к северу от Балтийско-Ладожского Глинта из пра-Ладожского палеобассейна в пра-Балтику по глубоким каньонообразным палеодолинам; этим объясняется и отсутствие следов ингрессии морского бассейна на территорию Приневской низменности в горкинское межледниковье. Тем не менее, уже в конце среднего неоплейстоцена на территории Приневья проявляются нисходящие движения и происходит возникновение пространства аккомодации, что привело к формированию, а затем и сохранению толщи отложений московского времени на высотных отметках от –5 до –40 м абс.

Отложения мгинского (эемского) моря вместе с ранне- и средневалдайским лимнием и лимноаллювием формируют доосташковский ярус погребенного рельефа и своим распространением оконтуривают широкий морской пролив, занимавший в микулинское время территорию Приневской низменности. К настоящему времени в Приневье известен ряд хорошо изученных полных разрезов [7], обеспеченных надежными данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов, в которых фиксируются все зоны микулинского межледниковья (M<sub>1</sub>–M<sub>8</sub>), согласно В.П. Гричуку [3], что доказывает отсутствие эрозии и размыва их кровли в пост-микулинское время. Установлено, что по кровле мгинских отложений в долине р. Нева выявляется область устойчивых опусканий, не

компенсированная полностью морскими осадками, амплитуда которых с начала позднего неоплейстоцена составила не менее 15–25 м. После регрессии мгинского моря, в раннем и среднем валдае в Приневской низменности распространяются локальные озерные системы [2].

Формирование современного рельефа Приневской низменности связано, главным образом, с аккумулятивными и абразионными процессами в условиях трансгрессивно-регрессивных перемещений береговой линии позднеледникового палеобассейна – Балтийского ледникового озера (БЛО), и, в меньшей степени – с распространением позднеголоценовой ладожской трансгрессии в верхнем и среднем течении Невы (рис. 1).

Установлено, что в период 13,3–12,5 тыс. кал.л.н. происходит первый дренаж БЛО – снижение уровня воды ниже 16–17 м абс., что в рельефе выражается серией регионально распространенных абразионных уступов с отметками тыловых швов 15–17 м абс. и береговых валов с высотой гребня до 18–22 м абс. (рис. 2). В разрезах Приневья и юго-восточного Приладожья это палеогидрологическое событие фиксируется по регрессивным контактам в карьере Келколово (рис. 2, № IV) и на р. Паша соответственно. В долине Невы оно выражается тем, что ленточные глины первой стадии БЛО с размывом перекрыты аллювиальными (флювиальными) песками с текстурами восходящей ряби смещенного типа с наклоном слойков по направлению современного течения Невы (разрезы № I, IA, II, V). Образование этих отложений связано с усилением стока при первом дренаже БЛО и установлением потоковых условий осадконакопления на месте широкого пролива, соединявшего Ладожский плес БЛО и само Балтийское ледниковое озеро. Таким образом, возникает речная (флювиальная) система на месте современной Приневской низменности – пра-Нева.

Около 12,5 тыс. кал.л.н. – повышение уровня воды в позднеледниковом палеобассейне, по крайней мере, до высоты 30–32 м абс. – вторая стадия развития БЛО (рис. 2). В наиболее полных разрезах в озерно-ледниковых отложениях насчитывается от 120 до 340 годовых варв; на продолжительность этой стадии указывает и датировка  $12350 \pm 220$  кал. лет (ЛУ-9007), полученная по древесине из ленточных глин на высоте около 30 м абс. в Кирсинском карьере в 25 км к юго-востоку от района исследования (табл. 1). Начало финальной регрессии БЛО в рельефе Приневской низменности выражается образованием трех уровней террас (24–25 м; 20–22 м; 12–13 м абс.), кос и береговых валов, а его окончательный спуск и восстановление стока по Неве около 12,0 тыс. кал.л.н. определяется по растительному детриту из косослоистых аллювиальных песков в разрезе Кузьминки (рис. 2; № III); после этого времени сток по Неве не прерывался [4].

В позднем голоцене развитие погребенных почв и торфяников на высотах ниже 14 м абс. прерывается накоплением отложений ладожской трансгрессии, образованием береговых валов (в истоках Невы) и формированием вложенных озерно-аллювиальных террас с отметкой площадки 10–11 м абс. По высотным отметкам трансгрессивных и регрессивных контактов, связанных с ладожской трансгрессией, удастся определить направления, амплитуды и скорости дифференцированных движений на территории Приневья в позднем голоцене. Установлено, что со времени максимума ладожской трансгрессии (3,2–3,5 тыс. кал. лет) район верхнего и среднего течения Невы испытал опускание не менее, чем на 5,5–6,5 м

**Выводы.** Реликты существования древних флювиальных систем стока субширотной ориентировки на территории Приневья фиксируются, по крайней мере, уже со среднего неоплейстоцена (довологодского времени). Заложение этих систем имеет унаследованный характер и происходит в результате возникновения пространства аккомодации под действием знакопеременных дифференцированных движений, которые и контролировали распространение морских и озерных бассейнов, а также систему стока на месте современной

Невы в средне–позднечетвертичное время. Амплитуда локальных опусканий за постмикулинское время составляет не менее 15–25 м.

Речная (флювиальная) система стока на месте современной Приневской низменности возникла уже при первом дренаже и снижении уровня Балтийского ледникового озера в период 13,3–12,5 тыс. кал. л.н. После финального дренажа Балтийского ледникового озера около 12,0 тыс. кал. л.н. и до настоящего времени сток по Неве не прерывался.

Развитие позднеголоценовой ладожской трансгрессии и ее завершение контролировалось сочетанием эрозионных процессов в русле Невы и локальными знакопеременными движениями в районе среднего течения Невы – сперва восходящими, а затем – нисходящими, амплитуда которых за последние 3,2–3,5 тыс. кал. лет составила не менее 5,5–6,5 м.

Список литературы:

[1] Арсланов Х.А., Гей Н.А., Давыдова Н.Н., Джиноридзе Р.Н., Кошечкин Б.И., Пушенко М.Я., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А., Субетто Д.А., Хомутова В.И. Новые данные по позднеплейстоценовой и голоценовой истории Ладожского озера // Известия Русского географического общества – 1996. – Т. 128. – Вып. 2. – С. 12–21.

[2] Ауслендер В.Г., Плешивцева Э.С. Современные представления о строении толщи квартера суши г. Санкт-Петербург и его окрестностей // Сборник статей сотрудников ФГУП «Петербургская комплексная геологическая экспедиция» – СПб., – 2011. – С. 82–87.

[3] Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, – 1961. – С. 25–71.

[4] Дуданова В.И., Шитов М.В., Бискэ Ю.С. Новые данные по истории Невы // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена. Мат. Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения 2020 года» – 2020. – С. 117–122.

[5] Краснов И.И., Арсланов Х.А., Казарцева Т.И., Тертычная Т.В., Чернов С.Б. Опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений в Приневской низменности в карьере Келколово // Региональная геология и металлогения – 1995. – № 4. – С. 88–99.

[6] Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Джиноридзе Р.Н. Новые данные по возникновению Невы // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера, – 1993. – С. 74–84.

[7] Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Плешивцева Э.С., Сумарева И.В., Ядута В.А. Постмикулинская тектоника Приладожья // Проблемы тектоники и геодинамики Земной коры и мантии. Мат. I Тектонического совещания, – 2018. – Т. 2. – С. 341–345.

---

**МНОГООБРАЗИЕ КОМПОНЕНТОВ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА БЕЛАРУСИ В ЦЕЛЯХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ НА ОСНОВЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

**Я.К. Еловичева**

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь, yelovicheva@yandex.ru

**VARIETY OF NATURAL ENVIRONMENTAL PLEISTOCENE AND HOLOCENE IN BELARUS FOR PALEO GEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS BASED ON PALYNOLOGICAL STUDIES**

**Ya.K. Yelovicheva**

Belarusian State University, Minsk, Belarus

Палеогеография (от др.-греч. *παλαιός* – древний + география) — наука, изучающая географическую оболочку Земли в геологическом прошлом, и важнейшая учебная дисциплина, формирующая научное мировоззрение естествоиспытателей о физико-географической обстановке прошлого в истории Земли как ключе к пониманию современных особенностей ландшафтообразующих процессов в эволюции компонентов природной среды – основе прогноза в будущем. Палеогеография является частью исторической геологии и общей физической географии и использует достижения ряда научных методов (учение о фациях, литология, стратиграфия, тектоника, геохимия, геоморфология и др.), из которых материалы палинологического метода исследований межледниковых и ледниковых образований имеют применение в реконструкции важных палеогеографических аспектов:

1) тип палеоландшафта — закрытый/лесной и открытый/нелесной по соотношению состава растительности древесного, кустарникового, травянистого (наземного и водно-болотного) и напочвенного ярусов;

2) типы (неогеновая – N – субтропическая и плейстоценовая – Q – умеренная) и группы (пранеморальная Q<sub>1</sub> – ранний → протонеморальная Q<sub>2</sub> – средний) → неморальная и бореальная – Q<sub>3</sub> – поздний плейстоцен и Q<sub>4</sub> – голоцен) лесной флоры позднего кайнозоя);

3) общий состав палинофлоры плейстоцена (на Беларуси установлено 327 таксонов растений, относящихся к 180 видам, 124 родам из 95 семейств, 6 классов) позволяет включить ее территорию в Центрально-Русский историко-флористический регион Восточно-Европейской равнины с господством полидоминантных хвойно-широколиственных (Q<sub>1</sub> и Q<sub>2</sub>) и олигодоминантных широколиственных (Q<sub>3</sub>) лесов; нынешнему этапу (Q<sub>3</sub>) свойственно становление современного европейского доминиона широколиственно-лесной флоры и выработке его характерных лесных формаций;

4) состав показательных (экзотических) видов — свидетельство богатства и большого разнообразия межледниковой флоры и присутствия аркто-бореальной во время оледенений; закономерность в снижении их числа от неогена к голоцену устанавливает положение ископаемой палинофлоры в возрастном ряду палеофитоценозов последних 800 тыс. лет в виде 9-ти межледниковий (брестского MIS-19 – 700–800 тыс.л.н., корчевского MIS-17 – 610–670, беловежского MIS-15 – 480–550, ишкольдского MIS-13 – 400–470, александрийского MIS-11 – 340–380, смоленского MIS-9 – 240–280, шкловского MIS-7 – 125–180, муравинского MIS-5 – 80–110, голоценового MIS-1 – совр. – 10,3 тыс.л.н., которые разделены 8-ю оледенениями (наревским MIS-18 – 670–700 тыс. л.н., сервечским MIS-16 – 550–610, березинским MIS-14 – 470–480, еселевским MIS-12 – 380–400, яхнинским MIS-10 – 280–340, днепровским MIS-8 – 180–240, сожским MIS-6 – 110–125, поозерским MIS-2-4 – 10300–80 тыс. л.н.), которые отвечают самостоятельным изотопным стадиям/ярусам (поозерская эпоха – трем), а последние – горизонтам в стратиграфических схемах плейстоцена и голоцена.

5) состав и соотношение географических элементов флоры (восточноазиатских, азиатских, американо-средиземно-азиатских, американо-евроазиатских, американо-восточно-азиатских, североамериканских, евроазиатских, европейских, тропических и субтропических, панголарктических) — характеризуют важные этапы ее дифференциации: неогеновый, ранне- (брестский, корчевский, беловежский), средне- (ишкольдский, александрийский,

смоленский, шкловский) и позднеплейстоценовый (муравинский, голоценовый); за последние 2,5 тыс. лет современная флора региона обогатилась синантропическими растениями (в т. ч. хлебными злаками); заслуживают внимания редко встречаемые растения – как реликтовые с эпох оледенений и охраняемые. Особый перигляциальный тип растительности поздне- и раннеледниковья объединял представителей лесной, тундровой и степной флор, произрастающими к северу и югу от территории Беларуси, в горных частях Европы, Дальнего Востока, Японии и Китая.

6) положение района современной концентрации видов ископаемой флоры — определяется наложением карт современных ареалов видов растений для установления территории с наибольшим числом совместно произрастающих видов (район концентрации); направленное смещение этих центров от Атлантики к востоку и северо-востоку Европейской равнины по мере ее омоложения отражает повышение континентальности климата межледниковий при снижении богатства и разнообразия за счет уменьшения экзотичности.

7) миграция лесообразующих пород — в виде путей распространения ископаемой палинофлоры по мере наступания ледников на территорию Беларуси и сильного обеднения теплолюбивой флоры (сохранялась в южных рефугиумах) и обогащения ее бореальными видами, которые формировали лесную флору за счёт бетулярного (*Betula*) и хвойного (*Larix* и др.) ценоэлемента; при таянии ледников – теплолюбивая лесная флора межледниковий складывалась в результате слияния южного потока кверцетального (*Quercus robur*, *Acer tataricum* и др.) ценоэлемента (из Средиземноморья), западноевропейского (из Центральной и отчасти Южной Европы) и южноуральского потоков неморального (теневого, умеренно-тепло- и влаголюбивого) ценоэлемента (*Carpinus*, *Fagus*, *Tilia*, *Quercus*, *Acer*, *Ulmus* и др.). Постоптимальный этап представлял поток флоры хвойных лесов, а затем – бетулярной приледниковой. В будущем при развитии климата нового ледниковья ожидаема миграция в регион с севера, северо-востока хвойного и бетулярного ценоэлементов.

8) макросукцессия палеофитоценозов — в виде смены максимумов древесных пород на диаграммах: позднеледниковье (NAP с аркто-бореальными, степными и пустынными элементами, *Betula–Pinus*–нередко *Larix*, *Hippophaë*) → межледниковье с 1-3 оптимумами и похолоданиями: раннемежледниковье с *Betula–Picea–Pinus+Abies* → климатический оптимум полным сукцессионным рядом *Quercus+Ulmus–Alnus+Corylus–Tilia–Carpinus+Fagus*) и неполным при отсутствии граба → поздне-межледниковье с *Picea+Abies–Pinus–Betula*) → раннеледниковье (с *Picea–Pinus–Betula+NAP*, реже *Larix*, аркто-бореальными и степными видами);

9) незавершенность молодого голоценового межледниковья — установлена сравнением макросукцессий межледниковий и голоцена, в котором отсутствуют еще фазы *Picea* и *Betula*;

10) ритмичность макросукцессий растительных сообществ — в виде тренда мощных ранних оптимумов межледниковий с самыми теплыми показателями и высоким участием мезо- и термофильных пород, а затем постепенным их снижением и переходом к температурному минимуму оледенения;

11) длительность межледниковых эпох — зависит от полноты макросукцессионного ряда палеофитоценозов, числа слагающих её оптимумов и похолоданий между ними. С учетом длительности каждого максимума древесной породы в голоцене по 1 тыс. лет, на всю сукцессию однооптимального межледниковья с учетом поздне- и раннеледниковья приходилось до 20 тыс. лет, двухоптимального ≈ 40 тыс. лет, трёхоптимальные ≈ 60 тыс. лет.

12) природная зона — реконструируется по аналогии состава субфоссильных пыльцы и спор с поверхности почвы и торфяников как спектров нынешних растительных зон с палинокомплексами на диаграммах; перигляциальная зона не имеет аналогов ныне;

13) динамика природных зон и миграционный характер лесных флор — связаны с климатической ритмичностью плейстоцен-голоцена (холод → тепло → холод в ранге gl → igl → gl) согласно периодическому закону географической зональности в равнинной Европе: движение из Скандинавии материковых льдов на юго-восток, юг и юго-запад приводило к миграции имевшихся природных зон с сужением их ширины и занимаемой

площади. Теплые межледниковые условия и таяния ледников вызывали возвратную миграцию зон на северо-запад и север Европейской равнины с их последовательностью: арктическая → перигляциальная → тундровая → лесотундровая → таежная → смешанная → широколиственная → лесостепная → степная зоны, вновь расширявшие свои площади и обогащавшиеся экзотами с юга. Самая молодая зона евро-азиатского материка – тундровая.

14) группы палинологических диаграмм — выделены по наличию повторявшихся в межледниковьях полных (с грабом) и неполных (без граба) рядов макросукцессий: I голоценовая — с полным рядом, обратной его направленностью (*Ulmus+Tilia*) → (*Quercus+Carpinus*); слабым оптимумом (Q.m.+Carp. – до 10–50%); II муравинская — с полным рядом, прямой его направленностью (*Quercus+Ulmus*) → (*Alnus+Corylus*) → *Tilia* → *Carpinus*); чёткими (ранний оптимум с 80-90% Q.m.+Carp.) и слабыми (поздние оптимумы с Q.m.+Carp. до 10–45%) термическими максимумами; III александрийская — с полным рядом, прямой его направленностью (*Quercus+Ulmus+Tilia*) → *Carpinus*); слабым оптимумом (Q.m.+Carp. до 10–25%); IV шкловская — с неполным рядом, прямой его направленностью (*Quercus+Ulmus*) → *Tilia*); чётким оптимумом (Q.m. до 35–45%);

15) районирование территории по составу пыльцевых спектров — основано на различии растительности под влиянием смены климата на территории Беларуси; диаграммы голоцена позволяют выделить физико-географические провинции (А = северную Поозерскую, Б = центральную Центрально-Белорусскую и В = южную Полесскую), соответствующие трем основным типам диаграмм с выделением на подтипы (А = Западно-Двинский, Вилейско-Дисненский; Б = Свислочский, Неманский, Днепровско-Сожский; В = Бугско-Припятский, Припятско-Днепровский);

16) климат — оценивается по средней июльской, январской, годовой температуре и осадкам (в абсолютном значении или превышении/понижении) следующих объектов: ● – зональным границам (северным, южным, западным, восточным) растительности современных природных зон, ● – составления климатограмм ареалогическим методом (по В.П. Гричуку) для неогена и плейстоцена, ● – району современной концентрации ископаемых видов с учетом экзотических географических элементов флоры, ● – статистической связи между составом современных спорово-пыльцевых спектров поверхностных проб каждой растительной зоны и составом спектров из отложений позднеледниковья и голоцена.

Межледниковые эпохи в термические максимумы характеризовались значительной теплообеспеченностью по сравнению с современным этапом за счёт более высоких зимних температур и увлажнённости:  $T^{\circ}\text{ср. января} > \text{на } 1-8^{\circ}$ ,  $T^{\circ}\text{ср. июля} - 1-3^{\circ}$ , осадков  $> \text{на } 50-1350$  мм, климат был теплый, умеренно-континентальный, с мягкой зимой и жарким летом. В межоптимальные похолодания  $T^{\circ}\text{ср. января}$  была  $< \text{на } 3-7^{\circ}$ ,  $T^{\circ}\text{ср. июля} - 1-2^{\circ}$ , осадков выпадало  $< \text{на } 50-150$  мм, климат был более континентальным, с теплым летом и прохладной зимой. В ледниковые эпохи климатические показатели были существенно ниже нынешних:  $T^{\circ}\text{ср. января} - \text{на } 12-16^{\circ}$ ,  $T^{\circ}\text{ср. июля} - \text{на } 15-17^{\circ}$ , осадков  $< \text{на } 500-600$  мм, климат отличался значительной суровостью с отрицательным балансом тепла.

Самым теплым и влажным в плейстоцене было муравинское межледниковье — преобладающие мезо- и термофильные древесные породы сформировали зону широколиственных лесов на огромной площади Восточно-Европейской равнины (северная их граница доходила до Санкт-Петербурга) и в Западной Сибири; границы смешанной и таежной зон продвигались еще далее к северу, тайга располагалась у морского побережья, исчезали арктическая зона и тундра.

Наиболее прохладное межледниковье — голоценовое: в атлантический оптимум максимальное развитие имели многоярусные широколиственные формации (величина Q.m.+Carp. не превышала 10–35%), флора региона не содержала экзотов, формировалась в умеренно-континентальном, тёплом и влажном климате с умеренно-мягкой зимой; нынешнее Полесье представляет зону смешанных лесов, а север региона — южнотаежных.



Максимумом холода отличалось поозерское оледенение (orš st): величины температур и осадков были существенно ниже нынешних, климат более континентальным и значительно суровым при минимальной в плейстоцене площади его распространения (север Беларуси): арктическая зона и тундра развиты вблизи ледника, лесотундра в центре и тайга на юге.

Наибольшей площадью своего распространения отличалось днепровское оледенение – до района Каневских дислокаций на Украине. Отмеченное на конец 2020 г. превышение  $T^{\circ}$  на 1–1,5 $^{\circ}$ C и увеличение сухости климата (скоротечное «глобальное потепление климата» – 2-й оптимум голоцена?) не привело пока к миграции природных зон в регионе (выделена только аграрная зона на юго-западе) при продвижении тайги и лесотундры на север Восточно-Европейской равнины.

17) осадконакопление в водоемах – установлено на основе стратификации в разрезах озерных, болотных, речных, почвенных холможилий по фазам развития растительности. В поздне- и раннеледниковья в водоёмах осаждался чаще кластогенный материал: пески, глины, суглинки, супеси, илы, алевриты, реже смешанный сапропель. Межледниковые образования палеоводоёмов представлены старичными, озёрными, болотными, аллювиальными осадками мощностью от 0,3 до 100 м (сапропель тонко- и грубодетритовый, кремнезёмистый, ил глинистый, торф, алеврит, карбонатные осадки - мергель, известь озёрная, сапропель известковистый, диатомит – преимущественно в муравинское и александрийское межледниковья), гумусированные суглинки и супеси, торф, гиттия, дью).

Отдельные древние водоемы характеризовались более сложным осадконакоплением: на протяжении двух- и трехоптимальных межледниковий озерный цикл мог: а) повторяться неоднократно, наряду с изменением типов осадков; б) сменяться болотным, а затем вновь озерным; в) быть неизменным и представлен одним типом осадков на протяжении всего времени существования водоема. В современных озерных котловинах в SA-3 прослеживается снижение мощности осадков и их скорости, как отражение завершения ритма седиментогенеза в конце голоценового межледниковья, а смена типов садки сапропеля – как отражение антропогенного воздействия на природную среду водоемов.

Погребенные почвы формировались с разных временных интервалов голоцена, они не обладают полнотой всего геологического разреза с непрерывным процессом педогенеза (кроме торфяного), но более информативны в проявлении локальных факторов.

18) изменение уровня водоемов — прослеживается по соотношению состава водной, болотной и наземной травянистой растительности с закономерной сукцессией (сменой зон или полос) от берега водоема до максимальной глубины проникновения света в нем и действия процесса фотосинтеза: *земноводные → прибрежные → надводные (полупогруженные – «второй берег» тростниково-камышовой полосы озера → с плавающими на поверхности листьями, цветущих над водой и прикрепленных к грунту → свободно плавающие на поверхности воды и в ее толще и не прикрепленные к грунту растения → полностью погруженные в воду, прикрепленные к грунту и выдвигающие на поверхность только цветы (рдесты) → полностью погруженные растения (водоросли и мхи).*

Большая амплитуда уровня воды свойственна мелководным озерам и малым рекам, меньшая – глубоководным водоемам и крупным рекам. Прибрежные разрезы чувствительнее отражали колебание воды; а чем дальше и глубже они от берега – тем более устойчив их уровень и менее менялась литология осадков. За время существования озер уровень воды в них имел тренд от низкого к максимальному с различной вариабельностью и последующему понижению. Максимумы влажности и увеличения водной массы имели место в AL, PB-2, AT-1, SB-2; минимальные уровни – в AL, интервале DR-III–PB+BO.

Этапы развития речной долины и колебания уровня в голоцене отражает закономерная смена сукцессий растительности: *русло → прибрежная часть русла → прирусловая пойма → центральная пойма → притеррасная пойма → старица*. Уровни рек и озер имели тенденцию к их снижению в конце межледниковий, наряду с нынешним их обмелением не только по причине большого потребления воды в хозяйственных целях.

19) эволюция палеоозер, палеоболот, прадолин — восстанавливается по смене растительности палеоводоемов. Одни из них начали существовать с позднеледниковья, другие – на протяжении межледниковий и завершали свой цикл в раннеледниковое время по мере заполнения их котловин осадками и погребения под отложениями последующих оледенений и межледниковий; в голоценовых озерах и болотах осадконакопление все еще продолжается. Глубоководные водоемы постепенно зарастали и становились мелководными до окончания межледниковья, либо были сравнительно недолговечны и переходили в болота, выражая смену *озеро → зарастающее озеро → болото (низинное травяное → переходное со смешанной растительностью) → верховое моховое сфагновое) → болото лесное с болотной сосной, березой и кустарниками с признаками «физиологической сухости» → суходольные дуга*. Отдельные водоёмы претерпели более сложный ритм седиментогенеза: *озёро → болото → (с ВО по SA-3) → озёро*, что дает перспективу восстановления пересохших болот в результате проведенной мелиорации.

Различия в содержании биогенных элементов и органических веществ в пресных водах континентальных озер позволяют выделять озера *олиготрофные* (глубокие ранне- и позднеледниковые), *мезотрофные* (раннемежледниковые и оптимумов), *эвтрофные* (оптимальных этапов) и *дистрофные* (зарастающие в разные этапы межледниковья).

Формирование современных торфяников Беларуси началось отчасти в поозерское позднеледниковье, а преимущественно – с начала голоцена и до нынешнего этапа, т. е. возраст торфяников составляет не менее 10 тыс. лет. Этапы активного заболачивания территории проявились в ВО-2, АТ-2 и SB-2 периоды при заметном увлажнении климата.

20) влияние антропогенного фактора — выражено на диаграммах повышением роли трав уже с 2500 л. н., отражая процесс трансформации ландшафтов: увеличение площадей открытых мест с наземной травяной растительностью (в т. ч. под сельскохозяйственные культуры, промышленные объекты) за счет снижения лесистости территории, сокращение ареалов и исчезновение холодостойких и умеренно-влаголюбивых видов, рост числа редковстречаемых и исчезнувших растений Красной книги, наряду с обогащением флоры южными ксероморфными видами, синантропами.

21) отражение динамичных процессов водного потока и явлений — в виде прибрежной и донной эрозии, склонового размыва и сноса минерального вещества в котловины и долины при распаивании склонов, изменяя в них тип осадков; перемыва, переотложения, перерывов в седиментогенезе наряду с малой скоростью потока и спокойным напластованием осадков и пр. *Переотлагаемый* комплекс микрофоссилий выделяется по степени их сохранности (зерна плоские, с металлическим блеском, разорванные), темному цвету, древности объектов (каменноугольные, девонские, неогеновые) или даже плейстоценовых, органическим формам (мозолистые тела), фону препарата (наличие пелитовых и крупнопесчаных частиц), резким пикам числа видов в составе спектров и пр. *Перерывы* в осадконакоплении фиксируются по следам разрушений осадка ожелезнением, мелким неровностям, сверлениям и прикреплению организмов, примеси терригенного материала в карбонатных породах и переотложению частиц подстилающих отложений в виде брекчии.

22) стихийные явления (пожары, ураганы, затопления) — определяются по массовым скоплениям угольных частиц в кровле торфа в результате пожаров на болотах, либо присутствию их по всему разрезу по причине лесных пожаров; по намыву минерального и органического материала из-за ветровых ураганов и мощных эрозий, разрушения растительных остатков в результате затопления, а также крупнопесчаным частицам, разорванным, плоским и темным микрофоссилиям, мозолистым органическим телам.

Таким образом, палинологические исследования вносят существенный вклад в многообразие компонентов природной среды плейстоцена и голоцена в целях палеогеографических реконструкций. Палинологическая база данных Беларуси из 1300 разрезов представляет собой хронологическую летопись событий и природное наследие региона, используется в научных и практических целях (геологическое картирование, выявление залежей полезных ископаемых), а также в учебном процессе.

**ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ  
В ГОЛОЦЕНЕ ПО НОВЫМ ДАННЫМ ИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА  
САРГУЛЬ И ПАЛЕОПОЧВ В ЕГО КОТЛОВИНЕ (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)**

**С.В. Жилич<sup>1</sup>, С.К. Кривоногов<sup>2</sup>, Д.А. Гаврилов<sup>3</sup>, Е.Н. Смоленцева<sup>3</sup>, С. Као<sup>1,4</sup>,  
Н.А. Рудая<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, snezhy@yandex.ru

<sup>2</sup> Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, s\_krivanogov@mail.ru

<sup>3</sup> Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, Новосибирск, Россия,  
esmolenceva@issa-siberia.ru

<sup>4</sup> Государственная ключевая лаборатория по изучению экосистем Тибетского нагорья,  
Институт исследований Тибетского нагорья, Китайская академия наук, Пекин, Китай,  
xcao@itpcas.ac.cn

**NEW DATA ON PALAEOCLIMATIC AND PALAEOECOLOGICAL CHANGES IN THE  
HOLOCENE FROM BOTTOM SEDIMENTS AND PALEOSOLS OF LAKE SARGUL  
(SOUTH OF WEST SIBERIA)**

**S.V. Zhilich<sup>1</sup>, S.K. Krivanogov<sup>2</sup>, D.A. Gavrilov<sup>3</sup>, E.N. Smolentceva<sup>3</sup>, X. Cao<sup>1,4</sup>,  
N.A. Rudaya<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup> V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>3</sup> Institute of Soil Science and Agrochemistry SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>4</sup> Alpine Paleoecology and Human Adaptation Group (ALPHA), State Key Laboratory of Tibetan  
Plateau Earth System Science, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences,  
Beijing, China

Для реконструкции условий палеосреды и палеоклимата используются различные природные архивы (озерные отложения, ледники, торфяные отложения, лёссовые толщи и др.), выбор которых зависит от ландшафтных особенностей региона, где проводятся исследования. В степном биоме Центральной Азии, особенно на территории Западной Сибири, широко распространены небольшие озёра, поэтому в 21 веке здесь активно изучаются такие природные архивы как озёрные седименты. Исследования озёр на юге Западной Сибири показывают большое разнообразие в истории их развития в течение голоцена и характере накопленных осадков [1, 2, 3]. На каждое озеро действуют различные факторы: гидрологические, биогеохимические, экологические и климатические. Поэтому применение комплексных подходов с использованием большого количества современных методов к озёрам с большой скоростью и непрерывным осадконакоплением позволяет детально реконструировать условия, существовавшие в разные периоды развития озера, динамику действующих факторов, например, изменения растительности и климата в районе озера. Изучение педолитокомплексов (ПЛК), образовавшихся в результате аккумулятивной рельефообразующей деятельности озёр в котловине, и палеопочв в их составе, параллельно с донными отложениями может внести вклад в понимание закономерностей эволюции среды субаридных и аридных районов Евразии. В данной статье представлены первые результаты комплексного изучения котловины озера Саргуль (54.59955 с.ш., 78.842983 в.д., Новосибирская область, Россия). Площадь водоёма 34,6 км<sup>2</sup>, водосборная площадь 9580 км<sup>2</sup>. Через Саргуль протекает река Чулым впадающая в озеро Чаны. Морфология и морфометрия озерной котловины показывают значительное варьирование размеров озера в течение голоцена. Например, за 50 лет (1970–2020) наблюдается постепенное сокращение площади озера более чем в 2 раза. В настоящее время его площадь составляет 30% от площади палеоозера в период максимального наполнения водой. Объектами исследования были донные отложения и палеопочвы в составе ПСП. Озерный керн длиной 290 см был получен в 2019 г, проведены седиментологический, палинологический и диатомовый анализы. Озерные отложения и палеопочвенные горизонты датированы по <sup>14</sup>C гуминовых кислот методом

ускорительной масс-спектрометрии (УМС, AMS) на базе ЦКП "УМС НГУ-ННЦ" (AMS Golden Valley) с использованием Уникальной научной установки "УМС ИЯФ СО РАН". (г. Новосибирск, Россия). Всего получены 24 даты, по ним озеро имеет возраст 9.1 калиброванных тысяч лет назад (далее т.л.н.), возраст палеопочв 10–11 кал. т.л.н. Палинологический анализ керн донных отложений проводился по классической методике для озерных отложений [4] выполнена реконструкция растительности методом биомизации [5] и климата (уровня годовых осадков и средней температуры июля) методом трансферной функции. Пыльца в достаточных количествах присутствовала в керне до глубины 230 см, что согласно возрастной модели соответствует возрасту 7.8 т.л.н. В растительности, начиная с 7.8 и до 4 т.л.н. доминирует степной биом, но в интервале 7.8–6.6 т.л.н. доминируют маревые (*Chenopodiaceae*) и полыни (*Artemisia*), после 6.6 т.л.н. увеличиваются доли пыльцы березы (*Betula*) и злаков (Poaceae). Температуры июля, реконструированные для периода 7.8–6.6 т.л.н., были максимальны (более 22°C), после снижаются и немного повышаются около 4.5 т.л.н. Осадки минимальны (около 320 мм/год) в основании керн и постепенно повышаются до 5.5 т.л.н до уровня 390 мм/год. После 4 и до 1.2 т.л.н. биомы тайги и степи имеют близкие значения, но доминирует тайга, увеличивается доля пыльцы хвойных. Осадки имеют стабильно высокий уровень с пиком около 2.5 т.л.н. до 420 мм/год, средняя температура июля продолжает снижаться и колеблется около 20°C. После 1.2 т.л.н. доминирует степной биом, увеличивается процент пыльцы трав и снижается березы. Уровень осадков остается высоким около 380 мм/год, средняя температура июля колеблется около 19°C с тенденцией к понижению в верхушке керн.

*Работы выполнены в рамках гранта РФФИ № 19-29-05085мк.*

Список литературы:

- [1] Анисимов О.А., Жирков А.Ф., Шерстюков А.Б. Современные изменения криосферы и природной среды в Арктике // Арктика. XXI век. Естественные науки. – 2015. – №2 (3). – С. 24–47.
- [2] Борзенкова И.И. История оледенения арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем // Лёд и Снег. – 2016. – Том 56. – № 2. – С. 221–234.
- [3] Второй Оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – Москва, Планета, – 2014. – 58 с.
- [4] Ganopolski A., Rahmstorf S. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model // Nature. – 2001. – Vol. 409. – P. 153–158.
- [5] IPCC Summary for Policymakers // Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / T.F. Stocker et al. (Eds). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, – 2013. – P. 1–30.
- [1] Кривоногов С.К., Гусев В.А., Пархомчук Е.В., Жилич С.В. Промежуточные озера долин рек Чулым и Каргат и их роль в эволюции бассейна озера Чаны // Геология и геофизика. – 2018. – 59(5). – С. 673–689.
- [2] Zhilich, S., Rudaya, N., Nazarova, L., Krivonogov, S., Pozdnyakov, D. Environmental dynamics of the Baraba forest-steppe (Siberia) over the last 8000 years and their impact on the types of economic life of the population // Quaternary Science Reviews. – 2017. – V.163. – P. 152–161.
- [3] Natalia R. et al. Postglacial history of the Steppe Altai: Climate, fire and plant diversity // Quaternary Science Reviews. – 2020. – T. 249. – С. 106616.
- [4] Faegri K., Iversen, J. Textbook of pollen analysis – Wiley & Sons, – 1989. – 328 pp.
- [5] Prentice C., Guiot, J., Huntley, B., Jolly, D., Cheddadi, R. Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka // Climate Dynamics. – 1996. – T. 12. – №. 3. – P. 185–194.

**КОМПЛЕКСЫ ОСТРАКОД ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНОГО МОРЯ****М.А. Зенина**

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия, maria\_zenina@mail.ru

**QUATERNARY OSTRACOD ASSEMBLAGES OF THE BLACK SEA BASIN****M.A. Zenina**

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow

На территории Черного моря на протяжении четвертичного периода существовали бассейны с абсолютно разными гидрологическими характеристиками от морских до почти пресноводных. Например, значительная часть позднеплейстоценовой фауны остракод Черного моря, существовавшей после максимума последнего оледенения, является общей с фауной Каспийского моря, что обусловлено неоднократно существовавшей связью между этими морями в четвертичном периоде и происходившем фаунистическим обменом [1, 2, 7]. С другой стороны, во время карангатской трансгрессии соленость Черноморского бассейна была самой высокой в плейстоцене. Таким образом, фауна остракод карангатских отложений характеризуется высоким видовым разнообразием и представлена средиземноморскими мигрантами, проникшими с установлением связи со Средиземноморским бассейном. В последнее время активно изучаются голоценовые и позднеплейстоценовые сообщества остракод Черного моря [3, 6, 8, 10]. Установлено, что в голоцене существовало три сообщества, последовательно сменившие друг друга: сообщество с фауной каспийского происхождения, переходное сообщество с фауной каспийского и средиземноморского происхождения и сообщество, представленное средиземноморскими мигрантами [4, 10]. В литературе мало сведений о сообществах остракод раннего неоплейстоцена. Существуют сведения о чаудинских отложениях северо-восточного шельфа Черного моря [9]. Цель настоящей работы изучить голоценовые и плейстоценовые комплексы остракод Черноморского бассейна.

Материалом для данной работы послужили образцы из инженерно-геологической скважины RBH-16, пробуренной на краю шельфа на глубине 96 м у северо-восточного побережья Черного моря вблизи города Анапа. В ходе исследования рассматривались четвертичные осадки скважины до глубины 15 м ниже поверхности дна. Масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки (AMS  $^{14}\text{C}$ ) для пяти интервалов сделаны по раковинам моллюсков в Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory (Florida) [9]. Перевод в календарный возраст произведен с помощью программы Calib 7.10 [5]. Всего изучено 15 образцов керн, не образующих непрерывного разреза. Кроме того, в ходе данной работы были изучены 10 образцов из карангатских отложений, отобранных в мае 2018 г. на двух разрезах (5/18 и 6/18) в западной части мыса Карангат. Для получения более детальных сведений по распределению голоценовых сообществ остракод исследовалась фауна остракод из колонок Ак-2575, Ак-521 и Ash-2012-02 [4, 10].

На основе изменений в видовом составе остракод выделено пять сообществ. Сообщество I, представленное видами каспийского происхождения, охватывает интервал 15.55–14.11 м (скв. RBH-16). Оно характеризует осадки Чаудинского бассейна (ранний неоплейстоцен) и представлено разнообразным комплексом видов каспийского происхождения. Сообщество II, представленное видами средиземноморского происхождения, типичное для карангатских отложений мыса Карангат (примерно 120–80 т.л.н.). Фауна остракод западной части мыса Карангат представлена комплексом видов близким к фауне современного Азовского моря. Однако, среди остракод присутствуют виды, принадлежащие к родам, не обитающим в современном Азовском и Черном морях, а характерные для более высокой солености. Фауна остракод карангатских отложений представлена 36 видами, из них два пресноводных вида встреченных в единичных экземплярах, один широко распространенный эвригалинный вид, четыре вида каспийского происхождения и 29 видов средиземноморского происхождения. По видовому составу все

отложения населены одним мелководным комплексом видов. Однако, внутри сообщества можно выделить три зоны с разными условиями солености и типичные для разной глубины.

Сообщество III охватывает верхнеплейстоценовые осадки Новоэвксинского бассейна и раннеголоценовые бугазские и витязевские отложения (13.6–7.4 кал. т.л.н.). В зависимости от изменений в видовом составе, сообщество III подразделяется на два подсообщества IIIА, IIIБ.

Подсообщество IIIА отличается большим разнообразием видов каспийского происхождения и просуществовало до начала голоцена. Подсообщество IIIБ характерно для начала голоцена, когда установился водообмен со Средиземным морем и представлено несколько обедненным комплексом остракод [7, 8]. Переходное сообщество (IV) включает 25 видов каспийского происхождения и пять видов средиземноморского происхождения. Регулярная встречаемость видов средиземноморского происхождения отмечается в сообществе III в осадках моложе 7.4 кал. т.л.н. Морское сообщество V представлено обедненной фауной остракод средиземноморского происхождения, типичной для глубин > 50 м.

Фауна остракод Чаудинского бассейна свидетельствует о существовании в то время солоноватоводного бассейна, населенного разнообразной фауной каспийского типа, а также о сбросе вод бакинской трансгрессии в Чаудинский бассейн. Основными факторами, влиявшими на распределение остракод в позднем плейстоцене, были температура и соленость. Отложения мыса Карангат соответствуют времени карангатской трансгрессии и представлены разнообразной фауной остракод средиземноморского происхождения. В сообществах остракод присутствуют виды, отсутствующие в современном Черном море, что свидетельствует о более сильной связи со Средиземноморским бассейном, чем в настоящее время. Верхнеплейстоценовые отложения скважины соответствуют времени Новоэвксинской трансгрессии. Все виды остракод обнаруженные в отложениях этого времени являются общими с Хвалынским бассейном, что свидетельствует о фаунистическом обмене между этими бассейнами. Однако, видовое разнообразие остракод в начале голоцена постепенно сокращалось. Их исчезновение, по-видимому, обусловлено изменениями солености и температуры. Бассейн каспийского типа просуществовал до 7.4 кал. т.л.н. Установление двусторонней циркуляции вод со Средиземным морем в начале голоцена привело к постепенному осолонению Черного моря и заселению средиземноморской фауной. Смена сообществ остракод происходила постепенно.

*Работа выполнена в рамках Госзадания ИО РАН (проект № 0128-2021-0006).*

Список литературы:

- [1] Badertscher S., Fleitmann D., Cheng H., Edwards R.L., Göktürk O.M., Zumbühl A., Leuenberger M., Tüysüz O. Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and Caspian seas into the Black Sea // *Nature Geoscience*. – 2011. – Vol. 4. – P. 236–239.
- [2] Bahr A., Lamy F., Arz H.W., Major C., Kwiecien O., Wefer G. Abrupt changes of temperature and water chemistry in the late Pleistocene and early Holocene Black Sea // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2008. – Vol. 9.
- [3] Boomer I., Guichard F., Lericolais G. Late Pleistocene to Recent ostracod assemblages from the western Black Sea // *Journal of Micropalaeontology*. – 2010. – Vol. 29. – P. 119–133.
- [4] Ivanova E.V., Marret F., Zenina M.A., Murdmaa I.O., Chepalyga A.L., Bradley L.R., Schornikov E.I., Levchenko O.V., Zyryanova M.I. The Holocene Black Sea reconnection to the Mediterranean Sea: New insights from the northeastern Caucasian shelf // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2015. – Vol. 427. – P. 41–61.
- [5] Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W. CALIB 7.1 [WWW program] 2019 at <http://calib.org>, accessed 2019-3-11.
- [6] Williams L.R., Hiscott R.N., Aksu A.E., Bradley L.R., Horne D.J., Stoica M. Holocene paleoecology and paleoceanography of the southwestern Black Sea shelf revealed by ostracod assemblages // *Mar. Micropalaeontology*. – 2018. – Vol. 142. – P. 48–66.
- [7] Yanina T.A. The Ponto-Caspian region: environmental consequences of climate change during the Late Pleistocene // *Quaternary International*. – 2014. – V. 345. – P. 88–99.

[8] Yanko-Hombach V., Mudie P.J., Kadurin S., Larchenkov E. Holocene marine transgression in the Black Sea: new evidence from the northwestern Black Sea shelf // *Quaternary International*. – 2014. – Vol. 345. – P. 100–118.

[9] Zenina M. A., Chepalyga A. L., Murdmaa I. O., Malgezini G. Changes in the ostracod assemblages of the northeastern Black Sea shelf during the Late Pleistocene and Holocene. *Paleontological journal*. – 2019. – № 9. – P. 885-888.

[10] Zenina M., Ivanova E., Bradley L., Murdmaa I., Schornikov E., Marret F. Origin, migration pathways, and paleoenvironmental significance of Holocene ostracod records from the northeastern Black Sea shelf // *Quaternary Research*. – 2017. – Vol. 87(1). – P. 49–65.

## **ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И ГЕНЕЗИСА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ**

**В.С. Зыкин, В.С. Зыкина**

Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,  
zykin@igm.nsc.ru

## **DISCUSSION ISSUES OF PALEO GEOGRAPHY AND GENESIS OF THE QUATERNARY DEPOSITS OF ALTAI MOUNTAINS**

**V.S. Zykin, V.S. Zykina**

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia

В последние годы одной из наиболее дискуссионных проблем стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Западной Сибири стали вопросы, связанные с палеогеографической и генетической интерпретацией четвертичных отложений Горного Алтая, а также с их стратиграфическим расчленением и корреляцией. Четвертичные осадки, выполняющие долины рек и впадины Горного Алтая, сложены различными по генезису образованиями, формирующими разновозрастные толщи, имеющие разнообразный литологический состав и очень сложные взаимоотношения между собой. Их мощность местами достигает 300 м. Наиболее полно они представлены в долинах рек Катунь и Чуя в Яломано-Катунской зоне, где образуют прекрасно сохранившиеся в рельефе разновозрастные террасы. По поводу генезиса и стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений Горного Алтая в последнее время возникли значительные разногласия. Так, многие исследователи Горного Алтая считают, что долины рек Чуя и Катунь выполнены склоновыми, ледниковыми, речными и флювиогляциальными образованиями. Другие исследователи существенную роль в осадконакоплении и формировании рельефа в долинах рек Чуя и Катунь в четвертичное время отводят гигантским внезапным паводкам, вызванных катастрофическими прорывами ледниково-подпрудных озер. Возникшие трудности в интерпретации генезиса, стратиграфическом расчленении и корреляции четвертичных отложений Горного Алтая, выделении конкретных геологических тел, установлении их полной последовательности обусловлены все еще недостаточной их изученностью, незначительным количеством материалов детального изучения разрезов, их фрагментарной сохранностью, недостаточной разработанностью критериев диагностики генезиса рыхлых отложений горных стран, локализацией в узких речных долинах и немногочисленных впадинах, преимущественной грубостью литологического состава, почти полным отсутствием палеонтологических данных и материала для абсолютного датирования. Наличие альтернативных взглядов на условия формирования четвертичных отложений в этих долинах привело к необходимости детального изучения геологических разрезов и их геоморфологического положения, послуживших основанием для обоснования различных точек зрения на их генезис. Анализ этих взглядов стал возможен на основании новых материалов, полученных авторами в результате детальных комплексных исследований основных опорных разрезов в долинах рек Чуя и Катунь.

В стратиграфической последовательности четвертичных отложений, выполняющей долины рек Катунь и Чуя, большинство исследователей вслед за Н.А. Ефимцевым [2] над отложениями низов нижнего плейстоцена выделяют ининскую толщу, слагающую цоколи высоких террас, аллювий террас, вырезанных в ининской толще, сальджарскую толщу, вложенную в ининскую толщу, и аллювий террас, сформированных в сальджарской толще. Высокие террасы в долинах Чуи и Катунь имеют высоты от 350 до 85 м, высота низких террас обозначена в пределах от 60 до 7 м. Устанавливая зависимость между объемом сальджарской и ининской толщ и приведенной выше высотой террас Н.А. Ефимцев ввел геоморфологический критерий для идентификации сальджарской и ининской толщ. К ининской толще он относил резко различные по гранулометрическому составу осадки от песчано-гравийных до валунно-галечных образований, допуская фациальные переходы от мелкообломочных отложений в грубообломочные.

Одним из наиболее информативных участков для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Алтая является отрезок долины реки Катунь от устья р. Ини до устья р. Мал. Яломана. На этом участке правый и левый борта долины Катунь сложены высокими террасами, достигающими 180 м. К ним прислоняется терраса высотой 60 м. Высокая терраса правого борта долины сложена ининской свитой, сложенной преимущественно темно-серыми параллельно слойчатыми дресвяниками со слоями и линзами неравномерно окатанных галечников. Обозначение разреза толщи дресвяников в правом борту долины, ниже устья р. Иня в качестве лектостратотипа ининской толщи [3] привело к необходимости относить толщу, образованную преимущественно дресвяниками, к этому стратиграфическому подразделению. Эти же отложения Б.М. Богачкин [1] относил к яломанской фации. Эта толща в долине Катунь и ее притоков в Яломано-Катунской зоне почти во всех известных разрезах залегает на более древних образованиях трансгрессивно, без базального горизонта. Высокая терраса левого борта долины причленяется к коренным породам и слагает междуречье рек Катунь и Мал. Яломана. Отложения мощностью более 70 м, слагающие ее уступ в долине Катунь, над 60-м террасой, были вскрыты при строительстве автомобильной дороги в 2018 г. Отложения этой террасы представлены преимущественно серым, крупным, хорошо окатанным, плохо сортированным галечником с алевроитом, заполняющим пространство между гальками. Много мелкой различно окатанной гальки, часто образующей протяженные линзы толщиной до 3 м. Слойчатость неравномерная косая или линзовидная. Встречаются хорошо окатанные валуны до 0,3 м в поперечнике. По условиям залегания, составу, текстурным особенностям эти отложения представляют собой длительно формировавшийся аллювий горной реки. В долине р. Мал. Яломан, в интервале около 1800-2000 м от устья, к крупногалечной террасе со сглаженным, но отчетливо видимым тыловым швом причленяется высокая терраса, сложенная преимущественно темно-серыми, хорошо промытыми, параллельно слойчатыми дресвяниками. По мнению большинства исследователей, они относятся к ининской толще. Слабо наклоненная в сторону Мал. Яломана площадка этой террасы расположена более чем 20 м ниже площадки галечной террасы. Таким образом, к ининской толще относят два самостоятельных комплекса отложений не имеющих фациальных переходов между собой и слагающих разновозрастные террасы. Закрепление стратотипа ининской толщи в разрезе ниже устья р. Иня за толщей параллельно слоистых дресвяников, приводит к необходимости выделения крупногалечной толщи в новое стратиграфическое подразделение в ранге стратогена – арбалойский аллювий (по названию правого притока р. Мал. Яломан - руч. Арбалой). Крупногалечные отложения широко распространены в долине Катунь. Так, они слагают 160-м террасу, уступ которой вскрыт в правом борту долины Катунь, в придорожном карьере в 1 км ниже устья Чуи.

По поводу генезиса толщи дресвяников ининской свиты не сложилось единого мнения. Некоторые исследователи формирование параллельно слойчатых дресвяников ининской толщи связывают с прохождением в плейстоцене по долинам рек Чуя и Катунь внезапных, гляциально обусловленных суперпаводков, отнеся их к «пойменной» фации суперпаводкового



циклита. Б.М. Богачкин [1] считал, что обилие неокатанного материала и тонкая, подобная ленточной слоистость, свидетельствует об озерном генезисе этих осадков. Г.Я. Барышников в 1992 г. в долине Катунь и ее притоков в Яломано-Катунской зоне по распространению ининской толщи реконструировал коротко живущее долинно-подпрудное озеро.

Критериями озерного генезиса ининской толщи параллельно слоистых дресвяников являются следующие признаки: захоронение, встречающихся в ней неокатанных остроугольных глыб и их скоплений, в непосредственной близости от места их обрушения со скалистого обрыва в бассейн со слабо подвижной водной средой осадконакопления, не унесенных потоком от места падения; лентовидная слоистость дресвяников без следов размыва нижележащих слоев при формировании вышележащих слоев; вертикальный профиль циклитов, слагающих ининскую толщу, характеризующийся увеличением размера зерен снизу вверх, характерный для озерных отложений; хорошая сохранность дельтовых отложений рек, впадающих в озерный бассейн со слабой гидродинамикой. Хорошая сохранность русловых отложений показывает, что это был достаточно крупный озерный бассейн. При впадении горной реки небольших размеров в быстро текущий поток суперпаводка, переносимый ей материал не смог бы сформировать отчетливо обособленных отложений. Частое присутствие в хорошо сортированных дресвяниках округленных ксенолитов, состоящих преимущественно из крупного галечника арбалойского аллювия с сохранившимися седиментологическими текстурами и достигающих до 1,5 м в поперечнике, свидетельствует об их отрыве от береговых обрывов ранее сформировавшейся толщи в мерзлом состоянии и холодных условиях существования ининского озерного водоема. Так как для стратификации осадков квартала Горного Алтая на данном этапе изучения можно использовать только морфолитостратиграфические подразделения толщи темно-серых, параллельно слоистых дресвяников следует обозначить ининским лимнием.

Наиболее показательным для решения проблемы наличия или отсутствия в долине Катунь образований катастрофических гляциальных паводков ининского времени является участок в северной части Яломано-Катунской зоны, вблизи устья р. Бол. Ильгумень, где долина Катунь резко меняет простирание с северного на восточное почти под прямым углом, упираясь в гранитный массив, на поверхности которого наблюдается матрацевидные округлые глыбы, образовавшиеся за счет его выветривания. Впадающая в долину Катунь слева узкая долина р. Бол. Ильгумень находится с ней на одной прямой. Наиболее древние отложения, выполняющие долину Бол. Ильгуменя, представлены ининскими параллельно слоистыми дресвяниками, залегающими трансгрессивно без базального горизонта на гранитных глыбах, сползших с коренных склонов долины. Дресвяники прослеживаются вдоль долины Бол. Ильгуменя на протяжении 1,5 км. Наличие ининских дресвяников в долине Бол. Ильгуменя свидетельствует, что она существовала в ининское время. При прохождении суперпаводка по долине Катунь долина Бол. Ильгуменя, находящаяся на его пути, должна была быть заполнена валунным и глыбовым материалом селевой фации паводкового циклита. Отсутствие грубозернистых паводковых отложений под дресвяниками в устьевой части долины Бол. Ильгуменя свидетельствует об отсутствии отложений гляциальных гигантских паводков в долине Катунь.

Сальджарская толща выделена Н.А. Ефимцевым [2] без выделения стратотипа, но он указал достаточно точный критерий определения ее объема – в эту толщу врезан комплекс террас, относимых им к низким (60–7 м). В связи с этим разрез в 500 м ниже устья Чуи, предложенный в качестве лектостратотипа в разрезе 110 м террасы [3] не может являться таковым. В качестве лектостратотипа можно рассматривать разрез 60-м террасы в правом борту Катунь в интервале 200-500 м ниже устья Ини. В этом разрезе на раннеплейстоценовой башкауской свите залегают две верхнеплейстоценовые аллювиальные толщи, верхняя из которых сформировалась во время размыва морены последнего оледенения.

Характерной особенностью базального слоя суперпаводкового циклита по представлениям И.Д. Зольникова [3] является «задираание» его подошвы на борта долины с повышением более чем на 100 м. Единственным конкретным разрезом в трудах этого

исследователя, в котором приводится описание такой особенности паводковых образований, является разрез четвертичных отложений вдоль левого притока Катуня р. Мал. Яломан, относимый им к сальджарской толще. По данным И.Д. Зольникова [3, с.129] подошва сальджарской толщи маркируется слоем валуников с глыбами и галькой мощностью от 0,5 до 4 м. При этом базальный слой валуников поднимается вдоль правого борта долины Мал. Яломана более чем на 55 м от уреза воды в р. Катунь. Как показали детальные исследования в долине р. Мал. Яломан «горизонт валуника» залегает в виде узкой ленты шириной более 100 м вдоль его долины, образует 4 самостоятельных разновозрастных горизонта, находящихся на разных гипсометрических уровнях и последовательно ориентированных на разные уровни Катуня, в валунных горизонтах встречаются валуны, имеющие специфическую форму с пологими углублениями, бороздами, ямками, резкими гребнями. Эта особенность валунов, образующаяся в результате их длительного пребывания в неподвижном состоянии в одном положении в быстро текущем потоке небольших горных рек и подвергнутая обработке движущимся более мелким песчано-галечным материалом, была описана У.Х. Твенхофелом в 1932 г. Таким образом, базальный валунный горизонт сальджарской толщи представляет собой самостоятельные слои аллювия разновозрастных, хорошо выраженных в рельефе террас р. Мал. Яломан. В случае принадлежности слоя валуников к базальному горизонту паводкового циклита этот слой должен был иметь площадное распространение.

Достаточно противоречивы взгляды различных исследователей на распространение и количество оледенений на Горном Алтае. Детальное изучение опорных разрезов позволило выделить в Яломано-Катунской зоне в верхнем плейстоцене морены двух оледенений, разделенных сложным комплексом флювиогляциальных, речных и озерных отложений. Морены отчетливо диагностируются по наличию в диамиктоне ледогранников и крупных неокатанных глыб, имеющих отчетливые трещины кливажа или пришлифованные плоскости. Наиболее крупным оледенением было раннезырянское (первое позднеплейстоценовое). Опорные разрезы этого оледенения в Яломано-Катунской зоне были описаны Б.М. Богачкиным в 1981 г. Одним из наиболее представительных его разрезов находится в правом борту долины Катуня, в 1 км ниже устья р. Чуя, где морена, слагающая высоту 835,1 м, имеет мощность около 100 м. К ней примыкают 110, 80 и 55-м террасы Катуня. К этому же оледенению относится морена мощностью 70 м в цоколе 110 м террасы левого борта долины р. Катунь выше пос. Инегень (урочище Сок-Ярык). Морена последнего оледенения фиксируется в Яломано-Катунской зоне в левом борту долины Катуня на поверхности 55-метровой террасы, непосредственно ниже устья р. Иня (сад «камней»). Она хорошо датируется серией бериллиевых дат около 16 тыс. л.н., опубликованных А.Н. Рудым с соавторами в 2006 г.

Таким образом, новые данные, полученные авторами в последнее время, противоречат гипотезе образования четвертичных отложений в долине р. Катунь в результате деятельности катастрофических суперпаводков. Отсутствие актуалистической модели формирования образований суперпаводка приводит к произвольному толкованию признаков, относящихся к различным генетическим типам отложений. Долина р. Катуня, представляет собой мощную зону накопления четвертичных отложений с хорошо сохранившимися аккумулятивными формами рельефа и не является территорией прохождения гигантских паводков, обладающих огромной эрозионной энергией.

*Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № 0330-2019-0017) и при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 19-05-00513).*

Список литературы:

- [1] Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. – Москва, Наука, – 1981. – 132 с.
- [2] Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катуня в Горном Алтае // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1964. – № 29. – С. 115–131.
- [3] Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуня. – Новосибирск, Параллель, – 2008. – 182 с.

**ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ СУБАЭРАЛЬНОЙ  
ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ****В.С. Зыкина, В.С. Зыкин**Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,  
zykina-v@mail.ru**CHARACTERISTIC FEATURES OF THE UPPER QUATERNARY SUBAERIAL  
FORMATION OF WESTERN SIBERIA****V.S. Zykina, V.S. Zykin**

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia

Четвертичная субаэральная формация и связанный с ней эоловый рельеф широко распространены на обширной территории Евразии. Основным компонентом этой формации является плейстоценовая лессово-почвенная последовательность, образованная разновозрастными лессовыми покровами и чередующимися с ними ископаемыми почвами. Ее общая мощность составляет несколько десятков метров. Она представляет собой один из наиболее значительных архивов изменений природной среды и климата на этой обширной внутриконтинентальной территории. Пожалуй, лессово-почвенная последовательность одно из немногих внутриконтинентальных образований, строение которой отражает структуру глобальных изменений климата в плейстоцене в масштабах изотопно-кислородной шкалы океана. Невозможно не отметить огромную роль в изучении субаэральной формации и эолового рельефа работ М.Ф. Веклича, А.А. Величко, И.А. Волкова, А.Е. Додонова, Т.Д. Морозовой, Н.А. Сиренко, Б.А. Федоровича.

Западно-Сибирская лессовая провинция расположена в центральной части среднеширотного лессового пояса, простирающегося от Западной Европы до Китая. Формирование субаэральной формации в Западной Сибири началось в конце раннего плейстоцена, со стадии МИС 22 на уровне около 900 тыс. лет, фиксируя отчетливое чередование холодных ледниковых и теплых межледниковых эпох. Лессовые отложения юга Западной Сибири, формировавшиеся в нижнем и среднем плейстоцене, приурочены к предгорной Предалтайской равнине, Приобскому плато, речным долинам низкогорий Алтая, западным склонам Салаира и Кузнецкой котловине. Верхнеплейстоценовые лессовые покровы в Западной Сибири распространены гораздо севернее, достигая широтного отрезка Оби. К основным особенностям строения лессовой толщи Западной Сибири относится последовательное чередование мощных лессовых горизонтов с педокомплексами, состоящими из почв, разделенных маломощными прослоями лессов. В полной лёссово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири выделяется 11 педокомплексов, включая голоценовый, соответствующих теплым нечетным МИС.

Позднеплейстоценовая лёссово-почвенная серия наиболее полно представлена двумя ископаемыми педокомплексами (бердским и искитимским), суминской палеопочвой и тремя горизонтами лёссов (баганским, ельцовским, тулинским), разделяющих педокомплексы. Почвы позднего плейстоцена отражают завершенные эпохи педогенеза казанцевского межледниковья, раннезырянского, каргинского и позднеледникового интерстадиалов, соответствуют установленным глобальным потеплениям климата. Каждая эпоха почвообразования позднего плейстоцена имеет свои характерные особенности строения почв, их географического распространения и отражает присущие ей ландшафтно-климатические условия. Общий уровень потепления и увлажнения, а также продолжительность теплых эпох позднего плейстоцена отражались на интенсивности педогенеза (ИП). К казанцевскому межледниковью относится нижняя почва бердского педокомплекса, к раннезырянским потеплениям – верхняя почва бердского педокомплекса, каргинскому интерстадиалу соответствует искитимский педокомплекс, позднеледниковому потеплению – суминская палеопочва. Строение и состав лессовых и почвенных горизонтов лёссово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири отчетливо отражает

неповторимость каждой палеогеографической эпохи, а структура ископаемых педокомплексов соответствует строению теплых нечетных стадий непрерывных глобальных последовательностей, состоящих из сближенных теплых событий, разделенных относительно короткими холодными событиями.

Залегающая в основании лёссово-почвенной последовательности позднего плейстоцена мощная нижняя бердская почва имеет полигенетичное строение, хорошую пространственную и стратиграфическую выдержанность. Ее стратиграфическое положение и длительность формирования определены серией люминесцентных дат, полученных из разреза Куртак (Средняя Сибирь) и Красногорское, имеющего строение аналогичное структуре позднеплейстоценовой лёссово-почвенной серии Западной Сибири [2, 4, 5]. Нижняя бердская почва соответствует продолжающемуся около 15 тыс. лет последнему межледниковью и сопоставлена со стадией МИС 5е изотопно-кислородной шкалы. В её профиле совмещены два этапа почвообразования, о чём свидетельствует характерное строение профиля значительной мощности, сохранившего признаки чернозёмов с оструктуренными иллювиальными горизонтами ранней более гумидной и теплой половины межледниковья и чернозёмов аридных с хорошо развитым карбонатно- иллювиальным горизонтом заключительного этапа межледниковья. Нижняя бердская почва, согласно предложенной полуколичественной характеристике ИП (5 баллов), имеет максимально развитый зрелый профиль по сравнению с современной почвой (ИП-4 балла). Как и все нижние почвы педокомплексов лёссовой последовательности Западной Сибири, соответствующие крупным межледниковьям, нижняя почва бердского педокомплекса в отличие от его верхних почв более развита, имеет большую мощность и формировались при большей влажности и температуре. Особенно важным критерием отнесения этой палеопочвы к МИС 5е является наличие следов значительного развития криогенных процессов в виде криотурбаций, грунтовых жил, более светлой верхней части гумусового горизонта и достаточно мощных криогенных языков-затёков своеобразной мезоструктуры в ее основании, соответствующих МИС 5d, являющейся одной из самых холодных в Сибири. С этого времени в Сибири начинается раннезырянское (ермаковское) оледенение. По свойственным только ей морфотипическим признакам почва уверенно диагностируется и значительно отличается от вышележащих и нижележащих почв в лёссовых разрезах Западно-Сибирской равнины, Средней Сибири, Кузнецкой котловине, предгорьях и низкогорьях Горного Алтая. Климат последнего (казанцевского) межледниковья в Западной Сибири был достаточно тёплым и влажным. Среднегодовая температура составляла +3°C, а годовая сумма осадков поднималась до 650 мм .

После последнего межледниковья тёплые эпохи позднего плейстоцена раннезырянского (верхняя бердская почва) и каргинского (две искитимские почвы) интерстадиалов значительно отличаются от межледниковой и современной почвы меньшей продолжительностью формирования и глубиной потепления, отсутствием почв полигенетичного строения. Почвы имеют меньшей мощности гумусовые горизонты и слабо дифференцированные профили, не достигшие мощности современных почв. Они незначительно оглинены, из почвообразующих процессов главными являлись гумусонакопление и карбонатизация. Эти почвы являются маломощными и слабо развитыми, соответствующими по генетическим признакам и условиям теплообеспеченности их образования относительно прохладному климату интерстадиалов и не могут отвечать климатическим особенностям длительного и теплого последнего межледниковья. Формирование почв происходило в условиях лесостепных и степных ландшафтов по типу слабо развитых чернозёмов и каштановых, что подтверждается микротириофауной из нор землероев почв. Сохранность верхней бердской почв искитимского педокомплекса, равно как и их преобразование в условиях холодного и влажного климата близкого по палинологическим данным к условиям лесотундры при участии криогенных и солифлюкционных процессов, зависели от геоморфологического положения их в разрезе. Тренд природных условий во время их формирования был направлен в сторону аридизации и

похолодания. В каргинское время климат был холоднее, чем в межледниковье, а температура в июле и зимнее время была на 3°C ниже современной. Верхняя почва бердского педокомплекса согласно люминесцентным датам сопоставлена со стадией МИС 5с, а возрастные пределы формирования искигимского педокомплекса по радиоуглеродным и люминесцентным датам находятся в интервале от  $24 \pm 4$  до  $53 \pm 4$  тыс. л.н. [1, 4, 5], что соответствует стадии МИС-3. Суминская эпоха почвообразования представлена одной почвой, имеющей профиль слаборазвитого чернозёма, часто не полностью сохранившегося, или каштановой почвой, формирующихся в ландшафтно-климатических условиях от лесостепи до сухой степи. По сравнению с современным, климат был более холодным и сухим. Данные радиоуглеродного датирования соответствуют одному из теплых интервалов позднеледникового времени внутри стадии МИС 2.

Теплые периоды почвообразования были разделены периодами накопления лёссов (баганским, ельцовским и тулинским), которые являлись материнскими породами для современной и ископаемых почв. Каждый из горизонтов лёссов имеет свои литолого-геохимические характеристики и особенности распространения. Данные гранулометрического анализа верхнеплейстоценовых отложений лёссово-почвенной последовательности юга Западной Сибири показывают преобладание в их составе фракции крупной пыли, что является характерной особенностью лёссовых отложений. В позднем плейстоцене в связи со значительным возрастанием аридизации климата и интенсификации циркуляции атмосферы в холодные эпохи произошла активизация эоловых процессов и резкое расширение распространения лессовой толщи на междуречных пространствах Западно-Сибирской равнины вплоть до широтного отрезка Оби. Ельцовский и баганский лессовые покровы, соответствующие последнему оледенению, в некоторых частях равнины западнее Приобского плато образуют гривный рельеф. На участках развития гривного рельефа ельцовский лесс часто переходит в рыхлые тонкозернистые пески с эоловой рябью. Обычно в его основании развиты клинья усыхания. Нижняя граница очень резкая. Редко в основании встречаются мелкие ветрогранники. Между ельцовским и баганским лессовыми покровами, образующими две разновозрастные генерации гривного рельефа, происходило увлажнения климата, во время которого образовались или озерные осадки с радиоуглеродным возрастом около 14 тыс. лет (котловина оз. Чаны) или одновозрастная им суминская почва.

Состав и структура лессово-почвенной серии изученной территории свидетельствуют о разной интенсивности циркуляции атмосферы в холодные интервалы, соответствующие ледниковым эпохам, и в теплые интерстадиалы или межледниковья плейстоцена. Холодные эпохи характеризовались аридизацией климата, усилением эоловой денудации, обусловленными активизацией циркуляции атмосферы, насыщавшейся пылью, которая при осаднении образовывала лессовые покровы. Эти процессы приводили к распространению холодных пустынь, возникновению крупных дефляционных поверхностей и замкнутых дефляционных котловин различных размеров, а также пустынным обстановкам осадконакопления.

После длительного перерыва в течение почти всего голоцена, в последние 1000 лет в относительно короткие похолодания климата фиксируются отчетливые активизации эоловых процессов, во время которых формировались эоловые пески в виде песчаных массивов, отдельных дюн и их групп, широко распространенных на территории равнины от низкогорий Алтая до Надымского Приобья. Обычно они располагаются вблизи источников выноса эолового материала – речных долин и озерных котловин. Часто на них расположены ленточные боры. В позднеголоценовых дюнах на Предалтайской равнине и в Надымском Приобье эоловые пески включают слабо развитые погребённые почвы. Большинство этих эоловых образований перекрыты незрелой современной почвой, но многие из них, особенно на севере равнины, подвергаются сейчас интенсивной эоловой деятельности. Они приурочены к восточным берегам озерных котловин и речных долин и достигают в высоту 10 м. Полученные радиоуглеродные данные по погребённым почвам в дюнах на

Предалтайской равнины (по почве в дюне у пос. Мамонтово – 1435 AD из ее нижней части и 1535 AD из верхней части, почва в дюне у пос. Боровское – 1437 AD, почва из дюны у пос. Лаптев Лог – 1466 AD, у пос.Урлапово 1523 AD) выше которых располагаются более 5 м эоловых песков свидетельствует, что последняя генерация эоловых песков формировалась в малый ледниковый период, а ископаемая почва в потепление климата, фиксируемое М.М. Наурзбаевым с соавторами [3] в Сибири по дендрологическим данным. Формирование массивов эоловых песков на Предалтайской равнине Западной Сибири по времени совпадает с образованием позднеголоценовых эоловых песчаных дюн в Надымском Приобье. Обнаружение в эоловых песках погребенных почв, их радиоуглеродное датирование и корреляция выявленной последовательности чередования горизонтов эоловых песков и почв с дендрохронологическими данными показывает, что субэральное осадконакопление в позднем голоцене контролировалось 200-300-летними квазипериодическими изменениями, обусловленными колебаниями среднегодовой температуры воздуха и увлажнения климата. Усиление эоловых процессов, падение уровня и высыхание водоемов, интенсификация дефляции, формирование эоловых песков и эолового рельефа были связаны с короткими фазами некоторого похолодания и аридизации климата. Во время непродолжительных интервалов закрепления эоловых песков растительностью и образования почв температура и режим увлажнения воздуха были близки современным.

Лессовое и песчаное эоловое осадконакопление на Западно-Сибирской равнине сопровождалось формированием эолового рельефа. Эоловый рельеф широко распространен на этой территории и состоит из отрицательных и аккумулятивных форм рельефа. Отрицательные формы рельефа представлены крупными дефляционными поверхностями и закрытыми дефляционными котловинами. Доказательством эолового происхождения в аридном климате большого количества замкнутых бессточных котловин является пустынная мостовая, ветрогранники, карбонатная кора и пустынный загар на гальке и обломках коренных пород на их поверхности, а также растрескавшаяся крупная галька на дне дефляционной котловины озера Аксор в Павлодарском Прииртышье, которая формировалась во время ермаковского стадиала, отождествленного с МИС 4. На холодный климат активизации эоловых процессов указывают мерзлотные деформации на склонах котловины озера Аксор. Клинья усыхания и мерзлотные структуры, предшествующие последней эпохе лессонакопления, соответствующие времени последнего оледенения или стадии 2 изотопно-кислородной стратиграфии обнаружены в бортах котловины озера Чаны и в долине Оми у пос. Сергино. Аккумулятивные формы рельефа, генетически связаны с накоплением лессов. На Западно-Сибирской равнине они формируют хорошо сохранившийся гривный рельеф последнего оледенения и линейно вытянутые увалы (гряды) восточной Кулунды (Приобского плато). Субэральный генезис грив подтверждается характером границ между отдельными слоями, входящими в гривную толщу. Они не имеют следов эрозийного воздействия водной среды. В гривной толще отсутствует материал водной сортировки и следы оглеения, но присутствуют горизонты выветривания, а также слабо развитые почвенные горизонты и мелкие трещины усыхания. Свидетельствами эолового происхождения крупногрядового (увалистого) рельефа Приобского плато являются строение увалов и межувальных понижений, сложенных лесово-почвенными образованиями, прямолинейность этих форм рельефа, пологие склоны увалов без следов водной эрозии и вытянутость увалов и межувальных понижений согласно господствующим ветрам как в холодные, так и в теплые эпохи плейстоцена, а также отсутствие унаследованности тектоническим структурам фундамента, показанное многими исследователями. Межувальные понижения (ложбины) являются коридорами длительного выдувания во время холодных эпох плейстоцена. Распространение и ориентировка эолового рельефа Западной Сибири, образованного в течение разномасштабных похолоданий, предполагает его формирование главным образом юго-западными ветрами.

*Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № 0330-2019-0017) и при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 19-05-00513 и № 20-05-00801).*

Список литературы:

- [1] Зыкина В.С., Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. – Москва, Наука, – 1981. – 203 с.
- [2] Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах Н.Е., Вольвах А.О., Мюррей Э.С., Таратунина Н.А., Курбанов Р.Н. Новые данные о хроностратиграфии верхнеплейстоценовой лёссово-почвенной серии юга Западной Сибири // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. – 2021. – Том 500. – № 2. – С. 193–199.
- [3] Наурзбаев М.М., Сидорова О.В., Ваганов Е.А. История климата позднего голоцена на востоке Таймыра по данным сверхдлительной древесно-кольцевой хронологии // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2001. – № 3. – С. 17-25.
- [4] Frechen, M., Zander, A., Zykina, V., Boenigk W. The loess record from the section at Kurtakin Middle Siberia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. – 2005. – Vol. 228. – P. 228-244.
- [5] Zander A., Frechen M., Zykina V., Boenigk W. Luminescence chronology of the Upper Pleistocene loess record at Kurtak in Middle Siberia // Quatern. Sci. Rev. – 2003. – Vol.22. – P. 999–1010.

## РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЮГА ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ

**И.А. Идрисов<sup>1</sup>, В.Н. Пинской<sup>2</sup>, А.В. Борисов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии ДФИЦ РАН, Махачкала, Россия, idris\_gun@mail.ru

<sup>2</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
Пушино, Россия

## DEVELOPMENT OF RIVER VALLEYS IN THE SOUTH OF THE CASPIAN LOWLAND IN THE HOLOCENE

**I.A. Idrisov<sup>1</sup>, V.N. Pinskoy<sup>2</sup>, A.V. Borisov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geology, DPRC RAS, Makhachkala, Russia

<sup>2</sup>Institute of Physical, Chemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy  
of Sciences, Pushchino, Russia

В долинах рек Терско-Сулакского междуречья (Акташ, Ярыксу, Ямансу, Аксай) исследовано около 20 разрезов. В районе выхода рек на наклонную равнину развиты галечниковые отложения, при продвижении на север они замещаются песками, также появляются и глины. В центральной и северо-восточной частях Хасавюртовской равнины характерно чередование песчаного руслового аллювия и глинистого пойменного аллювия [7]. Практически вся поверхность сформирована позднеголоценовыми отложениями, ранее предполагалось что поверхность существенно древнее [2].

Особенности погребенных почв, вскрытых в створах соседних долин, остаются схожими. В частности, отмечается несколько погребенных почв гидроморфного облика. Такие почвы отличаются мощностью до 1 м, имеют темно-серый цвет, обильно встречаются железистые новообразования. Также встречаются и относительно маломощные гидроморфные почвы мощностью первые десятки сантиметров, светло-серой окраски. Подобное строение характерно и для голоценовых террас других малых рек, окаймляющих Кавказ.

Возраст погребенных почв определялся радиоуглеродным методом, измерялись гуминовые кислоты гумуса почв.

В ходе работы мы использовали датировки погребенных почв разрезов малых рек междуречья Терек – Сулак. Это долины рек Акташ, Ярыксу, Ямансу, Аксай, дополнительно

использованы датировки малых рек – балок возвышенности Ергени. Также имеется единичная датировка для долины р. Сюгут. В литературе приводятся данные радиоуглеродного возраста погребенных почв долины р. Шура-озень на крайнем юге Прикаспийской низменности [3, 4] и балок Ставропольской возвышенности [5, 8]. Также имеется определенный массив датировок погребенных почв в аллювии малых рек бассейна р. Кура на южной периферии Кавказа [9, 10, 11, 12].

Анализ этих данных позволяет сделать ряд выводов. При этом общее количество исследованных объектов для огромной территории низменности явно недостаточно и полученные далее выводы и обобщения следует оценивать как предварительные.

Важное значение для развития рельефа Терско-Сулакского междуречья имела перестройка речной сети в голоцене. В течение глубокой и длительной мангышлакской регрессии [1] реки глубоко врезались в поверхность низменности. Сулак, вероятно, протекал по направлению с юга на север и в районе современного гор. Кизляр впадал в р. Терек [6]. В дальнейшем с юго-запада началась интенсивная аккумуляция наносов в бассейнах рек системы Аксай-Акташ и других, что привело к блокировке этого направления и отклонению русла Сулака на восток. Для исследованных долин также вероятно, что трассировка русел в разные периоды голоцена могла отличаться от современной.

В целом, долины отличаются рядом специфических особенностей. Практически повсеместно борта долин имеют вертикальные стенки, высота которых в большинстве разрезов достигает 3-9 м. Долины рек на десятки километров протягиваются параллельно друг другу, расстояние между долинами в пределах 5-10 км. Морфологически выраженные террасы в пределах долин занимают лишь локальные участки. Прекрасно обнаженные разрезы вдоль долины рек представляют собой чередование различных фаций аллювия и погребенных почв. В южной части ближе к предгорьям отмечается чередование галечников, песков и глин. В центральной и северной частях чередуются пески и глины [7]. Погребенные почвы выделяются в разной степени. Есть хорошо сформированные мощные почвы, существенно превосходящие современные, а есть слабо выделяемые слои зачаточного почвообразования.

В качестве рабочей гипотезы мы предполагаем, что накопление аллювия на Прикаспийской низменности связано с периодами усиления эрозионных процессов, что, вероятно, связано с увеличением количества осадков как на низменности, так и на прилегающих территориях. Формирование почв, в свою очередь связано с ослаблением эрозии в регионе и со снижением количества осадков. Это два основных состояния природной среды региона в рамках нашей модели развития. Также большую роль играет изменение уровня Каспийского моря и развитие глубоких эрозионных врезов в долинах рек при регрессиях и подпорных явлениях с аккумуляцией аллювия при трансгрессиях [5]. Разграничить влияние климатических и талассогенных факторов в развитии долин региона на современном уровне понимания голоценовой истории региона сложно, однако, нами проводится работа в этом направлении.

Анализ датировок гумуса погребенных почв позволяет сделать ряд выводов об интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов в регионе (табл. 1).

Всего вероятно три состояния природной среды Прикаспийского региона. Первое – стабильный рельеф с незначительной аккумуляцией аллювия и формированием почвенного покрова, аналог современных условий. Второе – сильная эрозия и расчленение территории, размыв почв в долинах рек, например в мангышлакскую и дербентскую регрессии. Третье – интенсивное лавинообразное накопление аллювия, почвообразование не успевает за накоплением аллювия и четко выраженных почв не образуется, например, в первые века нашей эры до дербентской регрессии.

В районах выхода рек Акташ и Ямансу из предгорий на наклонную равнину на высотах около 100–150 м развиты погребенные почвы возрастом 10,4–11,8 т.л.н. Рельеф в это время был стабильным, эрозионно-аккумулятивные процессы протекали слабо. Выше они перекрываются преимущественно галечниковым аллювием сложного строения.



Таблица 1. Радиоуглеродные датировки погребенных почв, использованные в работе

Номер	Наименование образца	Радио-углеродный возраст	Калибровка	Абсолютный возраст
1	ИМКЭС-14С 2025 Республика Дагестан Долина реки Ярыксу. Яр-3-1. Погребенная почва. Гуминовые кислоты	3980±200	По 1δ (68%) 2859-2205BC По 2δ (95%) 3012-1927BC Среднее значение -2499BC	4499
2	ИМКЭС-14С 2036 Республика Дагестан Долина реки Акташ. Ак-8-1. Погребенная почва. Гуминовые кислоты	6340±170	По 1δ (68%) 3355-2786BC По 2δ (95%) 3519-2500BC Среднее значение -5281BC	7281
3	ИМКЭС-14С 2016 Республика Дагестан Долина реки Акташ. Ак-7-1. Погребенная почва. Гуминовые кислоты	4200±110	По 1δ (68%) 3105-2496BC По 2δ (95%) 3334-2347BC Среднее значение -2778BC	4778
4	ИМКЭС-14С 2037 Республика Дагестан Долина реки Ямансу. Ям- 4-2. Погребенная почва. Гуминовые кислоты	10100±2500	По 1δ (68%) 10470-9297BC По 2δ (95%) 10673-9127BC Среднее значение -9793BC	11793
5	Ki-19465 Б-1-18, Сердитая Балка. Погребенная почва 1. 70 см. Гуминовые кислоты			730
6	Ki-19466 Б-2-18, Сердитая балка-1. Погребенная почва 2. 150 см. Гуминовые кислоты			1950
7	Ki-19467 Б-3-18, Сердитая балка. Погребенная почва 3. 220 см. Гуминовые кислоты			2650
8	Ki-19468 Б-4-18, Акташ. Погребенная почва 1. 350 см, г.к.			10410
9	Ki-19469 Б-5-18, Акташ. Погребенная почва 2. 270 см, Гуминовые кислоты			5370
10	Ki-19470 Б-6-18, Акташ, Погребенная почва 3. 120 см, Гуминовые кислоты			1990
13	ИГАН 4921 Речная терраса. Р. Шура-озень в 1 км ниже створа Сарыкум [3, 4]	3760 +100		4135
14	ИГАН 4920 Речная терраса. Р. Шура-озень в 1 км ниже створа Сарыкум [3, 4]	5620+100		6424
16	Ki-19473 Б-8-18, Сюгют, 190 см, Гуминовые кислоты			3090
17	ИГАН-2691 Балка Малый Казгулак, восток Ставропольской возвышенности [5]	3840+60		
18	ИГАН-2692 Балка Малый Казгулак, восток Ставропольской возвышенности [5]	7110+80		
19	ИГАН-2697 Балка Малый Казгулак, восток Ставропольской возвышенности [5]	7600+120		

Далее отмечается длительная временная лагуна продолжительностью от 10 до 7,5 т.л.н. и почвы не формировались либо размывались. При этом на отдельных участках заметно перекрытие почв предыдущего этапа грубообломочными наносами. В это время в долинах рек происходила значительная эрозия в эпоху глубокой Мангышлакской регрессии [1]. После окончания эрозии в период 7,5–6 т.л.н. отмечалось быстрое заполнение эрозионных врезов с дальнейшей стабилизацией рельефа. Вблизи перегиба тренда рельеф мог стабилизироваться и формировались почвы. Схожий этап накопления аллювия до его стабилизации около 6,0 т.л.н. отмечается и для бассейна р. Кура [9]. В это же время формировалась широко развитая в бассейнах рек Каспийского моря 2-я надпойменная терраса [6]. После заполнения эрозионных врезов аллювием и стабилизации рельефа в регионе образовались хорошо сформированные палеопочвы каштанового типа возрастом около 5,4 т.л.н. в долине р. Акташ.

Далее вероятно был период аккумуляции аллювия – 5,4–4,8 т.л.н.

Этот период аккумуляции закончился и сформировались почвы, которые имеют возраст 4,1–4,8 т.л.н. Выделено три такие почвы в долинах рек Шура-озень, Акташ и Ярыксу, Вероятно, в это время стабильный рельеф господствовал на обширной части Прикаспийской низменности и на прилегающих территориях. Следует отметить, что погребенные почвы этого времени имеют серый цвет и многочисленные новообразования железа в нижней части профиля, имеют яркий гидроморфный облик и сходны с современными почвами низменности. Соответственно, по нашему мнению, на момент формирования этих почв территория была слабо расчленена.

Для Каспийского моря в период 4,1–3,9 т.л.н. предполагается низкий уровень [13]. Однако такой масштабной эрозии как в периоды мангышлакской и дербентской регрессии по нашим данным не было.

Далее в период 3,8–3,2 т.л.н. в регионе интенсифицировались эрозионно-аккумулятивные процессы и почвы были погребены. Накопление аллювия прекратилось ранее периода около 2,7–3,1 т.л.н. Такие датировки имеют погребенные почвы в Сердитой балке и балке Сюют. Далее отмечался еще один этап накопления аллювия. Этот этап продолжался, вероятно, в интервале 2,7–2,5 т.л.н. Для бассейна р. Кура этот период накопления аллювия выделяют в диапазоне 2,7–2,1 т.л.н. Его аллювий перекрыт почвами имеющими датировки около 2,0 т.л.н. Такие почвы выявлены в Сердитой балке и в р. Акташ. Эти почвы гидроморфного облика и перекрываются пойменным аллювием. Схожий возраст погребенных почв около 2,5 т.л.н. и их перекрытие аллювием отмечался для бассейна р. Кура. Вероятно, перекрытие этих почв аллювием продолжалось небольшое время, в первые века нашей эры, однако, скорость накопления была значительной.

Сразу после периода накопления аллювия отмечается значительный эрозионный размыв. По нашим данным он прямо совпадает с Дербентской регрессией. Погребенные почвы того времени в долинах рек очевидно размывы. Для балки на возвышенности Ергени, которая находится далеко от моря (более 300 км), размыв не сказался и в ней сформировалась еще одна погребенная почва возрастом около 0,7 т.л.н. Возможно ее формирование также происходило в области перегиба тренда развития рельефа, как и во время выделенного нами второго этапа почвообразования.

Всего в исследованных долинах выделяется несколько этапов стабилизации рельефа и почвообразования:

Первый этап 11,8–10,4 т.л.н. (крупный)

Второй этап 7,5–7,3 т.л.н.

Третий этап 4,8–4,1 т.л.н. (крупный)

Четвертый этап 2,5–2,0 т.л.н. (крупный)

Пятый этап последние 400 лет (крупный)

Периоды интенсивной эрозии, которые связаны с резким и длительным падением уровня Каспийского моря были:

Первый период – мангышлакская регрессия около 9,5–7,5 т.л.н.

Второй период – поздняя бронза около 4,1–3,8 т.л.н.

Третий период – дербентская регрессия около 1,6–0,9 т.л.н.

Интервалы накопления аллювия, которые обусловлены увеличением количества осадков в регионе и подпором от подъема уровня моря были:

Первый интервал 7,3–6,0 т.л.н.

Второй интервал 5,4–4,8 т.л.н.

Третий интервал 3,8–3,2 т.л.н.

Четвертый интервал 2,7–2,2 т.л.н.

Пятый интервал 2,0–1,6 т.л.н.

Шестой интервал 0,9–0,4 т.л.н.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №19-29-05205мк.*

Список литературы:

[1] Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Федоров В.И., Сорокин В.М., Лукша В.Л. Мангышлакские отложения (голоцен) Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2014. – Т. 22. – № 4. – С. 88.

[2] Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И. – М., – 1977. – 208 с.

[3] Гусаров А.В., Гилязов А.Ф. Строение долины р. Шура-озень на участке эолово-аккумулятивного комплекса «Сарыкум» // Труды государственного природного заповедника «Дагестанский». – 2015. – №11. – С.6-23.

[4] Гусаров А.В. Эолово-аккумулятивный комплекс «Сарыкум» - уникальный геоморфологический объект России: строение, генезис и источники песков // Геоморфология. – 2016. – №3. – С.52-78.

[5] Еременко Е.А., Панин А.В. Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины. – М.: Мирос, – 2010. – 192 с.

[6] Идрисов И.А. О структуре рельефа юго-запада Прикаспийской низменности // Аридные экосистемы. – 2013. – №1. – С. 36-43.

[7] Идрисов И.А., Борисов А.В. Геоморфологические районы юга Прикаспийской низменности // Геология и ресурсы Кавказа. Труды Института геологии ДНЦ РАН. – 2017. – №4 (71). – С.52-59.

[8] Панин А.В., Еременко Е.А., Ковда И.В. Цикл эрозионного расчленения и выполнения эрозионной сети на северо-востоке Ставрополя в конце плейстоцена. Часть II. Современные балки. Эрозионная история региона // Геоморфология. – 2011. – № 2. – С.102-113

[9] Hans von Suchodoletz H, Menz M, Kühn P. Fluvial sediments of the Algeti River in southeastern Georgia – An archive of Late Quaternary landscape activity and stability in the Transcaucasian region // Catena. – 2015. – Vol.130. – P.95–107. DOI: 10.1016/j.catena.2014.06.019

[10] Hans von Suchodoletz, Christoph Zielhofer, Silvan Hoth, Josefine Umlauft, Birgit Schneider, Christian Zeeden, Lasha Sukhishvili, Dominik Faust. North Atlantic influence on Holocene flooding in the southern Greater Caucasus // Holocene. – 2017. – Vol. 28. – Issue: 4. – P.609-620.

[11] Olivier V., Fountaigne M., Lyonnet B. Geomorphic response and <sup>14</sup>C chronology of base-level changes induced by Late Quaternary Caspian Sea mobility (middle Kura Valley, Azerbaydjan) // Geomorphology. – 2015. – V.230. – P.109-124. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.11.010>

[12] Olivier V, Fountaigne M, Lyonnet B. Base level changes, river avulsions and Holocene human settlement dynamics in the Caspian Sea area (middle Kura valley, South Caucasus) // Quaternary International. – 2016. – Vol.395. – P.79–94. DOI: 10.1016/j.quaint.2015.03.017

[13] Leroy, Suzanne, López-Merino, Lourdes, Tudryn, Alina, Chalie, Françoise, Gasse Françoise. Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironments in and around the middle Caspian basin as reconstructed from a deep-sea core // Quaternary Science Reviews. – 2014. – Vol.101. – P.91-110. DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.07.011

**МОРФОЛОГИЯ ПЕРЕУГЛУБЛЕННЫХ РЕЧНЫХ ДОЛИН И НЕКОТОРЫЕ  
ОСОБЕННОСТИ ПОСЛЕДНЕЙ ЛЕДНИКОВОЙ РЕГРЕССИИ ЧЕРНОГО МОРЯ  
(НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ)**

**Я.А. Измайлов**

Сочинское отделение Русского географического общества, Сочи, Россия,  
Izmailov.yakub@mail.ru

**MORPHOLOGY OF OVERDEPENED RIVER VALLEYS AND SOME FEATURES  
OF THE LAST GLACIAL REGRESSION OF THE BLACK SEA  
(ON THE EXAMPLE OF THE NORTH-EASTERN COAST)**

**Ya.A. Izmailov**

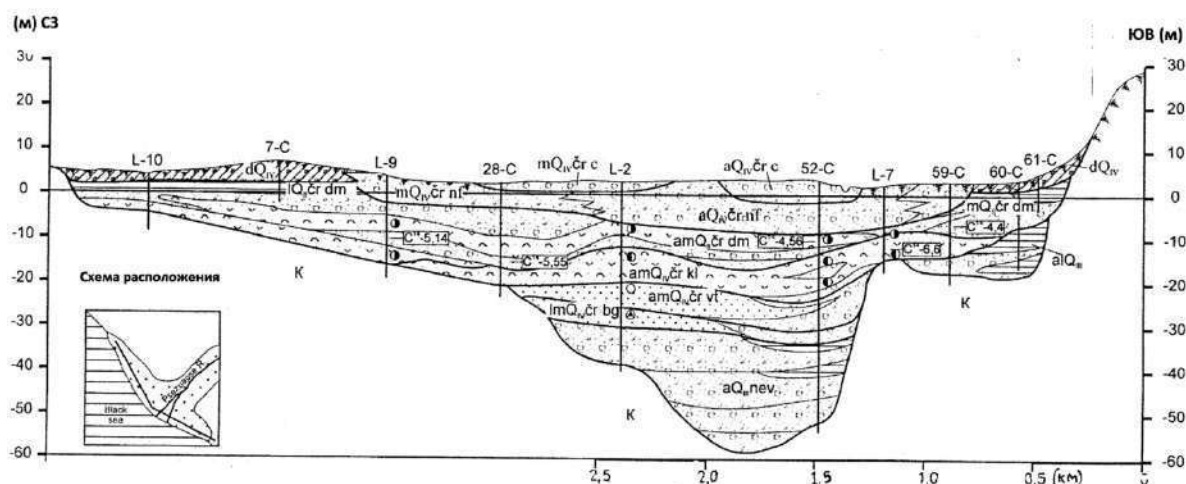
Sochi Branch of the Russian Geographical Society, Sochi, Russia,

Особенности переуглубления речных долин Черноморского побережья рассматривались в работах ряда исследователей [6, 7, 3, 1 и др.]. Особо следует отметить работы А.Б. Островского, который, еще в шестидесятые годы прошлого века, исследовав разрезы устьевых частей речных долин Черноморского побережья Кавказа с помощью профильного бурения и геофизических методов, впервые пришел к выводу о гораздо большей, чем предполагалось тогда, величине регрессивного понижения уровня Черного моря. Взгляды его подверглись в те годы жесткой критике со стороны П.В. Федорова, Г.И. Горецкого и ряда других специалистов, которые считали, что регрессии не могли превышать уровня современного дна Босфорского пролива. Между тем, после разбуривания Босфора в связи со строительством Стамбульского моста, а также с появлением большого объема новых данных по геологическому строению и рельефу шельфовой зоны Черного моря, идеи А.Б.Островского получили неопровержимое подтверждение и постепенно стали общепринятыми среди исследователей.

В последние годы автором были проанализированы основные материалы по переуглубленным участкам Кавказских рек с построением схематических продольных и поперечных профилей. В дополнение к этому, просмотрены некоторые материалы по рекам Кубани и Дону, а также побережью Крыма [8] и Грузии [2]. В пространственном отношении имеющиеся данные охватывают устьевые участки горных речных долин на расстояние не более 10-12 км и несколько десятков километров долин равнинных рек.

В целом, характер залегания плейстоценовых осадков в долинах Азово-Черноморского бассейна тесно связан с общей направленностью неотектонических движений. В зонах устойчивых прогибаний, типа Западно-Кубанского прогиба, осадки более древних циклов седиментации в значительной степени сохраняются, хотя и оказываются частично размывтыми. В стабильных областях, а также в областях слабых погружений и поднятий, отмечается довольно сложная картина наложенно-вложенного типа седиментации. Наконец, в областях сравнительно устойчивых поднятий полностью преобладает картина вложенного типа седиментации, как это имеет место в долинах Кавказского побережья. При этом, максимальным оказывается эрозионный врез, связанный с последним ледниковым циклом. Правда, А.Б. Островский в ряде ранних работ считал максимальное переуглубление Кавказских долин предсуроожским, однако, в последующем [1] он скорректировал свои построения и принял его новоэвксинский возраст. Ниже рассматриваются особенности морфологии именно этого эрозионного вреза. Для устьевых участков рек Кавказского побережья величина его довольно контрастно колеблется. Так, для одиннадцати исследованных рек Российского сектора Кавказского побережья (Псоу, Мзымта, Сочи, Шахе, Псеуапсе, Аще, Туапсе, Нечепсуго, Джубга, Вулан, Пшада), этот показатель меняется в диапазоне 38-78 м, достигая максимальных значений у рек, устья которых приближены к бровке континентального склона – Мзымты и Псоу. Эрозионный врез Кубани в районе Витязевской пересыпи оценивается в 60 м [5]. Такого же значения достигает врез Дона в зоне северной части Керченского пролива по результатам бурения на косе Чушка [8, 9]

Строение отложений, заполняющих этот врез довольно однообразно: в основании разреза залегают наиболее грубые аллювиальные отложения. В горной части Черноморского побережья это обычно валунно-галечные образования с песчано-гравийным заполнителем, а на равнине – гравийные пески. Выше по разрезу в аллювии могут появляться более тонкие разности, а также прослой лиманных и морских осадков (рис. 1). В целом, разрезы однозначно свидетельствуют о формировании в условиях возвратно-поступательной трансгрессии. Имеется уже довольно много радиоуглеродных датировок по прослоям торфа, раковинам или древесным остаткам из заполняющих характеризующие долины старичных, лиманных и морских осадков.



Условные обозначения:

1. Возраст: cr - Черноморский: c - Современный, ni - Нимфейский, dm - Джеметинский, kl - Каламитский, vt - Витязевский, bg - Бугазский, nev - Новоэвксинский; Qiv - Голоцен; Qiii - Верхний плейстоцен; K - Мел.
2. Генезис: m - морской, l - лиманный, a - аллювиальный, d - делювиальный.
3. Литология: [валуны, галька] - валуны, галька, [песок] - песок, [суглинок] - суглинок, [глина] - глина, [раковины] - раковины.
4. Фауна моллюсков: [смешанная соленоватоводно-морская] - смешанная соленоватоводно-морская, [морская, витязевского типа] - морская, витязевского типа, [морская, каламитского типа] - морская, каламитского типа.
5. C<sup>14</sup>.55 - радиоуглеродные датировки (тыс. лет)
6. — границы стратиграфические, — границы фацисно-литологические; ↑ скважины.

Рис.1. Геологическое строение устьевой части реки Псезуапсе.

Анализируя продольные профили тальвегов максимальных переуглублений (рис. 2), во всяком случае, в пределах отмеченных выше участков долин, приходишь к нескольким выводам. Во-первых, их уклоны во всех случаях выше, чем уклоны современных водотоков. Это кажется понятным, учитывая, что эрозионные врезы происходили в период предголоценовой регрессии. Сложность в объяснении возникает, когда начинаешь сравнивать ситуацию в разных долинах между собой. В целом, для Кавказских рек уклоны тальвегов колеблются в диапазоне 0,0040-0,0080, при этом величины современных уклонов для тех же участков составляют от 44 до 86 процентов от них. Явно меньше отличаются современные уклоны от древних в долинах юго-восточной части побережья, в пределах Сочинской подзоны Южной прибортовой зоны Западного Кавказа (68-86 процентов). Для северо-западной части побережья, так называемой, Джанхотской подзоны характерны более контрастные соотношения. В основном, современные уклоны составляют здесь 44-56 процентов от древних, регрессивных. Возможно, сказывается общее повышение водности рек в южном направлении, уменьшение ширины шельфовой зоны и другие факторы. Во-вторых, внимание привлекает свойственный практически для всех долин субпрямолинейный характер тальвегов, несмотря на пересечение ими разных неоструктурных блоков и литологических разностей. Это свидетельствует о достаточности времени для выработки регрессивными водотоками совершенных продольных профилей.

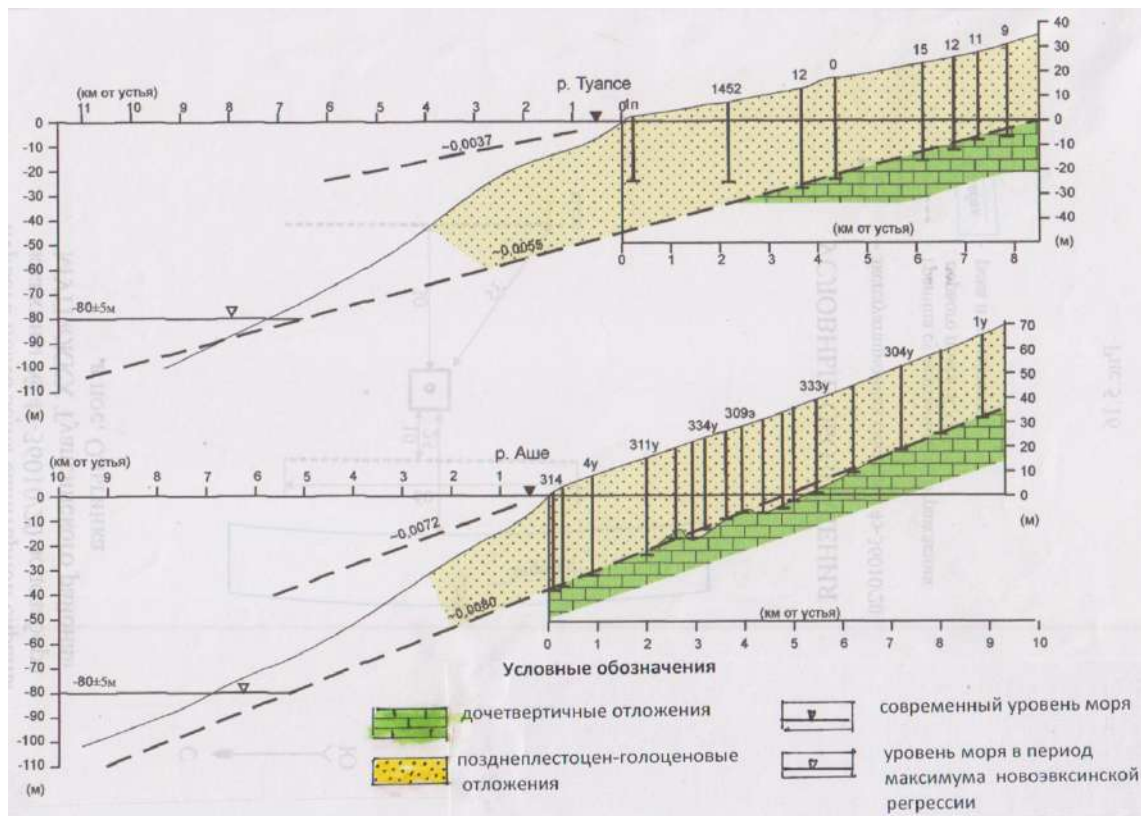


Рис. 2. Схематические разрезы по тальвегам переуглублений рек Туапсе и Аше.

Изучение поперечных профилей долин, формировавшихся в течение новоэвксинской регрессии, подтверждает последний вывод. Иногда, характеризуя эти долины, исследователи используют термины типа «каньонообразные», «V»-образные и т.д. Однако результаты детального бурения показывают, что подобные термины не отвечают действительности. Практически все предголоценовые долины хорошо выработаны, имеют корытообразную форму, плоские днища и значительную ширину. Так, подробно изученная новоэвксинская долина Дона в районе Керченского пролива имеет ширину не менее десяти километров, долина Кубани, разбуренная на участке восточного замыкания Витязевского и Кизилташского лиманов – около пяти километров. Даже впадающие в новоэвксинский (антский) регрессивный бассейн горные реки Кавказского побережья достигали ширины от нескольких сотен метров (рис. 1) до первых километров. Еще в восьмидесятые годы прошлого века нами с И.П. Балабановым в позднеплейстоцен-голоценовой истории Черноморского бассейна [3] выделялись три главных этапа: регрессивная стабилизация, подъем (трансгрессия) и трансгрессивная стабилизация. Изучение морфологии речных долин позволяет сделать предположение о том, что длительность периода регрессивной стабилизации не уступала таковой трансгрессивной, т.е. была не короче 6–7 тыс. лет.

Коротко касаясь вопроса палеогеографических реконструкций, связанных с характеризуемыми долинами, например, экстраполяции регрессивных тальвегов с целью определения палео-уровней моря [6], отметим, что не все их выводы подтверждаются нашими построениями. Анализ продольных профилей тальвегов этих долин и их экстраполяция в пределы шельфовой зоны Черного моря указывают на уровень регрессии до абсолютных отметок около минус 80 м. Представить себе регрессию до меньших отметок практически невозможно, поскольку к этой цифре близки врезы рек, выходящих к самым узким шельфам, достигающие 75–78 м. Однако и вывод о существенно большей величине регрессивного спада уровня моря сталкивается с рядом серьезных трудностей. В этом случае мы должны предположить, что в зоне глубокого шельфа долины резко увеличивали продольные уклоны или увеличивали длину, меняя направление. И тот и другой сценарии крайне маловероятны. Возможна некоторая поправка на величину вертикальных

тектонических деформаций, но она, по нашим расчетам, не превышает 3-5 м [4]. Меньшая, по сравнению с Мраморным морем, величина регрессии Черного моря может быть объяснена, исходя из наличия продольного уклона порядка 0,001 в коренном днище Босфорского пролива, в котором конец позднего плейстоцена характеризовался режимом одностороннего стока из Черного моря.

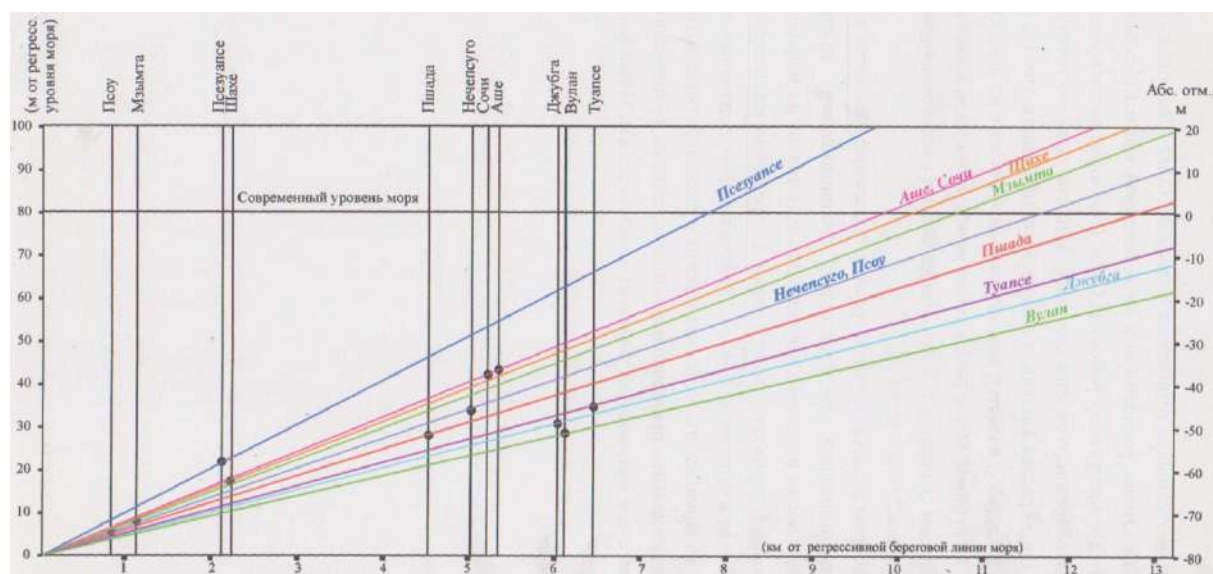


Рис. 3. Графическое определение ориентировочной удаленности современных устьев от регрессивных позднеплейстоценовых устьев рек Черноморского побережья Кавказа.

Определившись с уровнем регрессии, можно рассчитать или графически установить (рис. 3) плановое положение регрессивных устьев, а соединив точки регрессивных устьев получить схематическую карту береговой линии периода максимума новоэвксинской регрессии. На Кавказском побережье эта береговая линия проходила в пределах глубоководного шельфа, вблизи бровки континентального склона. С продвижением с юго-востока на северо-запад она проходила все мористее от современной береговой линии, хотя эта закономерность выдерживается нечетко. Удаление от современной береговой линии составляет от первых сотен метров (район Имеретинской низменности) до 6–6,5 км (траверсы рек Туапсе, Джубга, Вулан), а к северу, по-видимому, еще более увеличивалось. Эта «расчетная» карта береговой линии показывает весьма удовлетворительную сходимость с реальными результатами геоморфологического картирования шельфа. Для Кубани расчетная удаленность регрессивной береговой линии от современной в районе Витязевско-Кизилташской пересыпи составляет около 40 км, а для Дона, считая даже от южного входа в Керченский пролив – порядка 70 км. Если принять возраст формирования этой береговой линии в 18,0 тыс. лет, средние темпы поднятия уровня моря от минус 80 м составят 4,4 мм/год. Средние темпы горизонтальной миграции береговой линии колеблются в широких пределах. Для Кавказского побережья эти цифры минимальны в районе Адлерской (Имеретинской) низменности, где составляют лишь несколько сантиметров в год. Севернее средние скорости, в пределах основной части Кавказского побережья, измеряются дециметрами в год, а в районе Таманского шельфа достигают 2,2–3,9 м/год. Это средние скорости даже без учета ингрессии в Азовскую котловину и, разумеется, без учета возвратно-поступательного характера развития уровня моря. Скорости же миграции в течение наложенных колебаний уровня моря могут в несколько раз превышать средние цифры. Если же считать среднюю скорость регрессии устья Дона с учетом Керченского пролива и Азовской котловины, то получим впечатляющие цифры порядка 16,0–16,5 м/год.

Список литературы:

- [1] Арсланов Х.А., Балабанов И.П., Гей Н.А., Измайлов Я.А., Островский А.Б., Скиба С.И., Скрябина Н.С. Методы и результаты картирования и геохронологической привязки древних береговых линий на суше и шельфе Черноморского побережья Кавказа // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. – М. – 1983. – С. 144-151.
- [2] Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. – М., Владивосток: Дальнаука, – 2009. – 352 с.
- [3] Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровня и гидрохимического режима Черного моря за последние 20 тыс. лет // Водные. – М., АН СССР, – 1988. – №6. – С. 54-62.
- [4] Измайлов Я.А. Попытка количественной оценки темпов плейстоценовых вертикальных тектонических движений морских побережий (восточное Азово-Черноморье) / VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сб. статей. – Ростов на Дону: ЮНЦ РАН, – 2013. – С. 250-252.
- [5] Несмеянов С.А., Измайлов Я.А., Воейкова О.А. Стратиграфия и тектонические деформации четвертичных морских террас Западного Кавказа и Тамани. – М., Ин-т геоэкологии РАН, – 2021. – 184 с.
- [6] Островский А.Б. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказа // Известия АН СССР. Серия географическая. – 1967. – №1. – С. 30-39.
- [7] Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П. и др. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. – М., Наука, – 1977. – С. 131-140.
- [8] Шнюков Е.Ф., Аленкин В.М., Путь А.Л. и др. Керченский пролив. – Киев, Наукова думка, – 1981. – 160с.
- [9] Izmailov Ya.A. Problems of geology and development history of the Kerch Strait // Where East meets West: Pontocaspia, the historical dimension W62 of the evolution of a unique biodiversity – Rostov-on-Don, SSC RAS Publishers. – 2017. – P. 20-23.

**К ПРЕДСТАВЛЕНИЯМ О ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОЛАНДШАФТАХ  
НА ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА (ЕДОМ) В СВЕТЕ ЭОЛОВОЙ  
ВЕРСИИ ЕГО ГЕНЕЗИСА**

**Г.В. Казачков, С.В. Левыкин**

Институт степи УрО РАН, Оренбург, Россия, [stpevedy@yandex.ru](mailto:stpevedy@yandex.ru)

**TO THE CONCEPT OF LATE PLEISTOCENE PALAEOLANDSCAPES ON THE ICE  
COMPLEX (YEDOMA) IN THE LIGHT OF AEOLIAN VERSION OF ITS GENESIS**

**G.V. Kazachkov, S.V. Levykin**

Institute of Steppe of the Urals Branch of RAS, Orenburg, Russia

На основании анализа имеющихся сведений о ледовом комплексе (едоме), описанном на Северо-Востоке России, с учетом прежних научных представлений о нем (генезис, структура, характер фаунистических находок и др.) и достижений современного степеведения предлагается новое представление о генезисе едомных тел и развитых на них ландшафтах.

Находки мамонтовой мегафауны, имеющей очевидные признаки обитания в ландшафтах степного типа, достаточно обильные для поддержки многовековой крупномасштабной добычи мамонтового бивня, обусловили интерес степеведения к еdomам и ландшафтам на их поверхности в эпоху их формирования, пришедшуюся на поздний плейстоцен и непосредственно предшествующую голоцену. Проведённый анализ имел степеведческий приоритет, которым была продиктована цель: сформировать современную научную картину ландшафтов на поверхности еdom эпохи их роста, в которых обитала мамонтовая мегафауна. Построение такой картины продвинет научные представления об



экосистемах и ландшафтах степного типа, имевших, по меньшей мере, зональное распространение в эпоху, предшествовавшую голоцену.

В качестве возможных основ для построения научной картины палеоландшафтов на едомах были рассмотрены различные водные [1, 2, 4] и эоловая [5, 6] версии генезиса ледового комплекса. В силу степеведческого приоритета, требующего в первую очередь объяснить процветание мегафауны степного типа, за основу была принята эоловая версия как дающая наилучшее объяснение процветания таковой мегафауны на поверхности едом в процессе их формирования. В то же время, были несколько скорректированы ранее предложенные в рамках эоловой версии представления о механизме формирования едом и его условиях (по С.В. Томирдиаро и В.В. Колпакову [3, 5, 6]).

Результаты анализа привели к нижеизложенным представлениям о палеоландшафтах на поверхности едом в эпоху их роста, которые базируются на томирдиаровских представлениях о перманентном арктическом антициклоне, аналогичном современному антарктическому. В отличие от современного антарктического, арктический антициклон, существовавший в последнюю ледниковую эпоху, распространялся практически только над сушей и круглогодично замёрзшими акваториями, поэтому его воздух был крайне беден влагой. Это обеспечивало круглогодичную ясную погоду во всей области его распространения и делало климат криоаридным; в средних и высоких широтах господствовали сильные стоковые ветра северо-восточного и восточного румбов. Климат, существовавший согласно представлениям С.В. Томирдиаро, (с нашими допущениями) в современной области распространения едом в эпоху их роста, далее называем «томирдиаровский» имея в виду, что это частный случай криоаридного климата.

Над сушей в области распространения перманентного арктического антициклона постоянно действовали сильные ветра, что вызывало интенсивную ветровую эрозию любой мало защищённой поверхности. Попадание в антициклон вулканической пыли усиливало ветровую эрозию известным абразивным действием её частиц. Это усиление можно считать регулярным, т.к. перманентный антициклон существовал десятки тысяч лет, и в огромной области его распространения действовали вулканы. Эти обстоятельства позволяют считать взвешенную в воздухе мелкодисперсную пыль неотъемлемой чертой томирдиаровского климата.

Далее рассматриваем ландшафты, сформировавшиеся на поверхности едом в эпоху их роста в пределах современных приморских равнин Центральной Арктики и соседних с ними современных морских акваторий, которые в ту эпоху представляли собой сушу. Для удобства изложения это пространство называем «Степная Арктида».

Поверхность Степной Арктиды каждую осень подвергалась морозобойному растрескиванию, в трещинах за счёт конденсата формировались повторно-жильные льды. В условиях томирдиаровского климата летнее таяние жильного льда было практически единственным источником водного питания растительности. Это обусловило как доминирование растительности степного типа в ландшафте, так и её пространственное распределение согласно распространению ледяных жил.

Томирдиаровский климат, мелкозёмный грунт под подошвой едомы, растительность степного типа и мамонтовая мегафауна совокупно обусловили вертикальный рост едомы, её структуру и полигонально-падинно-валиковый микрорельеф на её поверхности в эпоху роста. Вся Степная Арктида была нарезана на морозобойные полигоны со стороной порядка 10-15 метров, в центре которых располагалась относительно небольшая падина, а большая часть площади была занята валиками, продольные оси которых очерчивали края полигонов. Под валиками располагались расширенные ледяные жилы, переживавшие вертикальный рост, в процессе которого поднимали валик вверх; в падинах накапливался мёрзлый грунт, в процессе чего падина поднимались вверх синхронно валикам и под ними накапливался столб мёрзлого грунта. В силу такой структуры, каждый полигон на поверхности представлял собой бессточный бассейн, а перетоку грунтовых вод из полигона в полигон препятствовали неглубоко залегающие ледяные жилы, ограждавшие каждый со всех сторон.

На валиках произрастала растительность степного типа, единственным источником водного питания для которой были ледяные жилы. Поэтому в грунте по контакту с жилами шла острая конкуренция растений за талую воду, что приводило к её перехвату корнями и оставляло падины сухими. Эта острая конкуренция поддерживала «запрет» перетока воды из полигона в полигон и делала практически невозможным водоснабжение растительности в падине за счёт таяния жилы, по каковой причине в падине могли произрастать только эфемеры и эфемероиды.

Ландшафт Степной Арктиды, где доминировала растительность степного типа, был пастбищным, причём, судя по морфологии представителей мамонтовой мегафауны и обилию их останков, это были высокопродуктивные пастбища, эффективно использовавшиеся мамонтовой мегафауной. Поэтому принципиален вопрос её водопоя, в связи с которым в свою очередь принципиальна невозможность водного перетока из полигона в полигон ни на дневной поверхности, ни под нею, препятствовавшая функционированию территории как водосборного бассейна для водоёмов. Из-за этого запрета в Степной Арктиде могли существовать только те реки, которые втекали туда из соседних стран, и только те озёра, которые питались реками. Данное обстоятельство делало большую часть пастбищ настолько удалёнными от поверхностных водоёмов, что их освоение не поддерживалось водоёмами как источниками водопоя. В связи с этим полагаем, что источником водопоя мамонтовой мегафауны были ледяные жилы. Такой водопой считаем возможным в силу известности аналогичного способа водопоя у слонов, валяния у бизонов и на основании результатов нашего анализа, показывающего неглубокое расположение ледяных жил и невозможность появления мёрзлого грунта между жилой и дневной поверхностью в период вегетации растений.

В результате проведённого анализа найдены механизмы, ограничивавшие накопление грунта на валиках над ледяными жилами в процессе их вертикального роста и делавшие невозможным не только возникновение над ними многолетнемёрзлого слоя грунта, но даже слоя грунта, не протаивающего в течение весны. Найдены причины возникновения условий накопления грунта в падинах, где сухой мелкозёмный грунт не был защищён растительностью от сильных ветров, свойственных томирдиаровскому климату. В результате проведённого анализа обновлено ранее построенное в рамках эоловой версии генезиса едом представление о механизме синхронизации вертикального роста ледяных жил и грунтовых столбов.

Ветрозащитная функция растительности степного типа как по отношению к грунту на валиках непосредственно под ней, так и по отношению к грунту в не заросших падинах, рассматривается в качестве одного из ведущих ландшафтообразующих факторов. Благодаря этой функции ещё прежде запуска вертикального роста едом формировался полигонально-падинно-валиковый микрорельеф, и складывались условия накопления грунта в падинах.

Закрепление грунтовых осадков в ландшафте, без которого вертикальный рост едом был бы невозможен, осуществлялось растительностью и мамонтовой мегафауной. Растительность степного типа улавливала пыль из воздуха на своей поверхности, поедалась травоядными вместе с уловленной пылью, после чего грунтовый материал возвращался на грунт с навозом. Система интенсивной переработки навоза, существующая в любом пастбищном ландшафте, интегрировала материал уловленных растительностью грунтовых осадков в грунт. Так растительность и мамонтовая мегафауна совместно обеспечивали закрепление грунтовых осадков в ландшафте.

Непременным условием водоснабжения растительности от ледяной жилы, а значит и её вегетации, было прогревание грунта до глубины залегания ледяных жил, единственным возможным агентом которого в условиях томирдиаровского климата была солнечная радиация. Следовательно, как только вегетирующая растительность развивала высокое проективное покрытие, свойственное растительности степного типа, она эффективно экранировала грунт от солнечных лучей и тем самым ухудшала условия своего подземного водоснабжения, а то и вовсе ликвидировала их. Восстановление условий водоснабжения

растительности, а значит и её вегетации, имело место при стравливании мамонтовой мегафауны. Поэтому считаем, что растительность степного типа в Степной Арктиде не отличалась высоким ростом, но регулярно стравливалась и отрастала заново.

Если бы ледяные жилы залегали глубже деятельного слоя грунта, то многолетнемёрзлый слой грунта над ними изолировал бы растительность степного типа от единственного возможного при томirdиаровском климате источника воды. Это заменило бы её эфемерами и эфемероидами, не способными ни поддерживать мамонтовую мегафауну, ни защищать грунт от эрозии под действием сильных ветров, в результате чего ветровая эрозия в течение непродолжительного времени сократила бы грунтовый слой над ледяной жилой достаточно для водоснабжения растительности степного типа от её таяния. Более того: весной, когда на дневной поверхности грунт уже высох, а растительность ещё не вегетирует и слабо защищает грунт от ветровой эрозии, она сокращает грунтовое перекрытие ледяной жилы настолько, чтобы следующей весной растительность начала эффективно выполнять ветрозащитную функцию прежде чем ветровая эрозия ликвидирует прирост грунта за предшествующий год. Так действовал механизм с отрицательной обратной связью, ограничивавший накопление грунта на валиках.

Возникновение условий накопления грунта в не заросших падинах было возможно благодаря окружению падин полосами степной растительности, ограничивавшими возможности ветра по их углублению. Как только в процессе вертикального роста ледяных жил валики поднимались настолько, что падина делалась относительно них глубже, чем её мог бы углубить ветер, на дне возникали условия накопления грунта. В свою очередь, для ледяных жил под валиками, а значит и для валиков, найден как предел расширения в пространство полигонов, так и предел возвышения относительно падин. Тот и другой возникали вследствие геометрии крыши ледяной жилы, увеличение площади которой останавливало её рост.

Мамонтовая мегафауна, помимо воздействия стравливанием растительности и участия в закреплении грунтовых осадков, оказывала регулирующее воздействие на рост едом своей роющей деятельностью. Отсутствие многолетнемёрзлого слоя грунта над жилами, и даже отсутствие мёрзлого грунта над нею уже с весны, позволяло фауне на пастбищах, удалённых от открытых водоёмов, разрывать грунт над жилами, вызывая их таяние с целью водопоя. Кроме того, у копытных известно валяние, которое, если имело место на валиках, так же способствовало обнажению ледяных жил. Вся эта роющая деятельность увеличивала летний расход воды ледяными жилами и создавала на валиках небольшие участки с разными условиями увлажнения, что повышало разнообразие экологических ниш для растительности, способствуя в свою очередь возникновению экологических ниш для различных травоядных. Так буквально на одном квадратном километре территории возникали условия для широкого спектра криоксерофитной растительности и, как следствие, разнообразия мамонтовой мегафауны.

Открытые водоёмы, существовавшие в Степной Арктиде, хотя и не могли поддержать водопоем освоение большей части пастбищ, тем не менее, имели огромное экологическое значение. Не имея в Степной Арктиде пополнения водой и находясь в условиях томirdиаровского климата, в безморозный сезон водоёмы быстро теряли воду за счёт испарения. Испарившаяся вода накапливалась в воздухе и зимой осаждалась из него в виде конденсата. Учитывая, что арктический антициклон, под которым существовала Степная Арктида, проходил практически только над территориями суши и замёрзшими акваториями, такое снабжение воздуха водой было существенным.

Проведённый анализ показал, что ежегодная погектарная продукция растительной массы в Степной Арктиде была заведомо выше, чем в любых растительных сообществах голоценовых степей. Во-первых, источник воды в Степной Арктиде располагался принципиально ближе, чем подземные воды в голоценовых степях, что разрешало растительности Степной Арктиды более высокую долю надземной фитомассы, чем у растительности голоценовых степей. Иначе говоря, в Степной Арктиде степь росла не

настолько «верхушкой вниз» как голоценовая. Во-вторых, действовавшее в Степной Арктиде подземное водоснабжение растений, аналогичное капельному орошению, поддерживало вегетацию на уровне весенней на протяжении всего безморозного сезона, в то время как в голоценовых степях столь активная вегетация поддерживается только весной. Причём, благодаря подземному водоснабжению поддержка растительности степного типа требовала в Степной Арктиде принципиально меньше водных осадков, чем требуется в голоценовых степях. Эти обстоятельства вполне объясняют обилие мамонтовой мегафауны, располагавшей более богатой кормовой базой, чем крупные травоядные в степях голоцена.

Список литературы:

- [1] Большианов Д.Ю., Макаров А.С. Геоморфологические свидетельства формирования ледового комплекса пород в связи с колебаниями уровня моря Лаптевых // Заповедники Российской Арктики: проблемы и пути решения. Мат-лы Всеросс. науч.-практ. конф. посв. 25-л ГПЗ «Усть-Ленский» (пос. Тикси Респ. Саха (Якутия), декабрь 2010). – Москва. МПР РФ, ФГУ ГПЗ «Усть-Ленский». – 2010. – С. 16-19.
- [2] Гравис Г.Ф. Роль флювиальных процессов в развитии пород ледового комплекса // Криосфера Земли. – 1997. – Т.1. – №2. – С.56-59.
- [3] Колпаков В.В. Механизм формирования грунтово-ледовых толщ. // Изв. АН СССР. – Серия географическая. – 1982. – №4. – С.87-93.
- [4] Попов А.И. Избранные труды и о нём, к 100-летию со дня рождения (1913-2013). – Москва. Научный мир. – 2013. – 535 с.
- [5] Томирдиаро С.В. Вечная мерзлота и освоение горных стран и низменностей. На примере Магаданской области и Якутской АССР. – Магадан. Кн. изд. – 1972. – 174 с.
- [6] Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. – Москва. Наука. – 1980. – 184 с.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОГЕНЕЗА ЛЁССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУССКОЙ РАВНИНЫ

П.И. Калинин<sup>1</sup>, А.О. Алексеев<sup>1</sup>, И.Ю. Кудреватых<sup>1</sup>, П.Г. Панин<sup>2</sup>, Н.В. Карпучина<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт Физико-Химических и Биологических Проблем почвоведения РАН,  
kalinin331@rambler.ru

<sup>2</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, pgranin@igras.ru

## GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF LITHOGENESIS OF LOESS OF THE RUSSIAN PLAIN

P.I. Kalinin<sup>1</sup>, A.O. Alekseev<sup>1</sup>, I.Y. Kudrevatykh<sup>1</sup>, P.G. Panin<sup>2</sup>, N.V. Karpukhina<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science RAS, Pushchino, Russia

<sup>2</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Несмотря на то, что изучение лёссов Русской равнины имеет вековую историю, большинство научных заключений о генезисе лёссового материала носит характер гипотез, слабо обеспеченных данными естественно-научных анализов как самих лёссов, так и потенциальных источников их формирования. Вся сложная цепочка процессов, которые привели к формированию лёссов, начиная от мобилизации вещества, седиментогенеза и заканчивая формированием и преобразованием лёсса, является крайне дискуссионной.

Сравнительный литологический анализ соседних лёссовых регионов Европы, Средней Азии, Китая позволил получить общую картину механизма формирования лёссового пояса Евразии [3]. На данный момент среди ученых превалирует мнение о том, что основным источником материала для лёссов Русской равнины была континентальная ледниковая область, покрывавшая Фенноскандинавский щит. Исходный материал транспортировался на юг в равнинные районы по рекам Днепр, Дон и Волга, которые забирали талую воду с ледника [4]. Некоторые районы в среднем течении этих рек служили вторичными

источниками материала. Эоловый перенос был в основном обеспечен преобладающими западными ветрами из Северной Атлантики [2].

Эти выводы основаны, по большей части, на обзорах литературы, посвященной инженерно-геологическим работам, относящимся ко второй половине 20 века. В отличие от Восточной Европы, сравнительного анализа литологических свойств лёссовых отложений различных частей Русской равнины не проводилось. С этой точки зрения, европейская часть России остается белым пятном на литологической карте лёссовых отложений Евразии. Ближайшим исследованным разрезом, данные по которому были сопоставлены с лёссовыми отложениями Сербии и Румынии, является разрез «Старые Кодачи» на Украине [1].

Нами были изучены литологические особенности лёссовых отложений Русской равнины от Москворецко-Окской равнины до Северо-Западного Кавказа (разрезы Отказное, Порт-Катон, Шабельское, Мелекино, Стрелица, Венев). Изученная территория охватывает основной ареал распространения лёссов и лёссовидных суглинков европейской части России. Методами абсолютного и относительного датирования для всех изученных объектов установлено положение горизонтов лёссов и палеопочв в хроностратиграфической схеме плейстоцена Восточно-Европейской равнины [5].

Гранулометрический состав лёссовых отложений Предкавказья, Азово-Кубанской низменности и Среднерусской возвышенности показывает свою схожесть с преобладанием фракции крупной пыли (0,01-0,05 мкм). Лишь в Предкавказских лёссах (разр. Отказное) основной гранулометрической фракцией является не крупная пыль (до 25 %), а фракция тонкого песка (до 38 %). Кроме того лёссовые горизонты разреза Отказное характеризуются высоким содержанием илистой (до 9 %) и фракции тонкого песка (0,05-0,1 мм).

В целом, разрезы перегляциальных областей (Азово-Кубанская низменность, Терско-Кумская равнина) характеризуются глинисто-алевритовым составом, тогда как северные разрезы (Среднерусская возвышенность, Москворецко-Окская равнина) имеют песчано-алевритовый состав. В лёссах отмечается тренд уменьшения содержания фракции тонкого песка (0,05-0,1 мм), как и в целом фракции песка (>0,01 мм) с севера на юг. В обратном направлении растет содержание фракций глины (<0,01 мм). Индексы размера зерен  $GSI = (\% \text{ } 20\text{--}50 \text{ мкм}) / (\% < 20 \text{ мкм})$  и индекс грубого ила  $CSI = (\% \text{ от } 20 \text{ до } 63 \text{ мкм}) / (\% < 20 \text{ мкм})$  демонстрируют увеличение своих значений от более древних лёссов к более молодым, что может говорить как об усилении интенсивности палеоветров, так и о близости источника лессового материала.

Проведенные исследования показывают, что изученные лёссово-почвенные серии имеют схожий химический состав с преобладанием  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ . В масштабе континента такой состав наиболее близок к лёссам Китайского лессового плато и Средней Азии. Установлено, что изученные лёссы обеднены большинством породообразующих элементов ( $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$ ) относительно верхней континентальной коры (UCC) и пород ближайших кристаллических щитов (Балтийского и Украинского). Выше содержание в лёссах выявлено только у  $CaO$ ,  $TiO_2$  и  $Zr$ .

Обеднение лёссовых отложений большинством макроэлементов говорит о том, что их источником послужили не первичные породы Фенноскандинавского щита, а отложения покровных ледников. Причем лессовый материал формировался не из механически измельченных пород щита, а из продуктов его гипергенной трансформации, при которой происходило разрушение первичных (плагиоклазов, биотита, пироксенов и др.), и формирование вторичных глинистых минералов. В результате для лёссов характерно низкое содержание  $Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$ ,  $Fe_2O_3$  и высокое содержание  $TiO_2$  и  $Zr$ , вызванное остаточным обогащением устойчивыми к выветриванию минералами тяжелой фракции, такими как ильменит, циркон, рутил, сфен. Повышенное содержание  $CaO$ , объясняется наличием в лёссах значительного количества карбонатов, источниками которых являлись отложения осадочного чехла Русской равнины.

Установлено, что химический состав лёссов изменялся не только регионально, но и в течение плейстоцена в пределах одного разреза. Но территориальные изменения были более

значимы, чем изменения состава во времени. Во всех изученных разрезах отмечается уменьшение содержания  $K_2O$  и  $Al_2O_3$  от более древних лессов к более молодым. Содержание  $Zr$  и  $SiO_2$ , напротив, увеличивается. Это свидетельствует о поступлении все более грубого и менее преобразованного процессами выветривания материала. Индексы GSI и CSI демонстрируют аналогичный тренд. С учетом того, что ледник с каждым новым оледенением отступал все дальше на север, подобное изменение химического и гранулометрического состава лёссов говорит о все большем усилении ветра в каждом новом ледниковом периоде. Активизация воздушных течений, по всей видимости, была вызвана деградацией ледниковых покровов, достигшей максимума в валдайское оледенение.

Результаты наших исследований позволяют разделить Русскую равнину на три области лёссонакопления: северную, центральную и южную. Они различаются, главным образом, конечными источниками алевритового материала. Лессовые отложения северной части трансекты (Москворецко-Окская равнина и Среднерусская возвышенность) формировались путем развивания локальных преимущественно ледниковых, в меньшей степени аллювиальных, отложений и подстилающих пород осадочного чехла различного возраста. Лессы этой области имеют более грубый алевритово-песчаный состав. Химический состав характеризуется большим содержанием элементов, входящих в минералы тяжелой фракции:  $TiO_2$ ,  $Zr$ ,  $Nb$ . Источниками лёссового материала центральной (перегляциальной) области лёссонакопления (Азово-Кубанская низменность) были преимущественно аллювиальные отложения. В ледниковые периоды активизировались локальные эрозионные и криогенные процессы, которые приводили к разрушению пойменных отложений крупных рек Русской равнины (Днепр, Дон) и эоловому переносу на небольшие расстояния. Лёссы этой области имеют глинисто-алевритовый состав с большим содержанием  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ . По всей видимости в перегляциальной зоне происходило непрерывное перевевание материала преобладающими северо-западными ветрами, которое приводило к гравитационной дифференциации эолового материала, что отразилось в литологических особенностях лёссовых отложений. Южной областью является Предкавказье. Основными источниками эолового материала здесь были, по-видимому, породы Прикаспийского осадочного чехла и глинистые отложения речных террас рек Терек и Сулак, материал с предгорий Кавказа и, возможно, региональный перенос пыли из Средней Азии.

Таким образом, заключительная стадия седиментогенеза представляла собой совокупность процессов развеивания локальных речных, ледниковых, морских осадочных отложений и регионального эолового переноса и переотложения алевритового материала.

*Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ, проекты № 19-29-05178 мк, 20-55-53003 ГФЕН\_а.*

#### Список литературы:

- [1] Buggle, B., Glaser, B., Zöller, L., Hambach, U., Marković, S., Glaser, I. Geochemical characterization and origin of Southeastern and Eastern European loesses (Serbia, Romania, Ukraine) // Quat. Sci. Rev. – 2008. – Vol. 27. - P. 1058–1075.
- [2] Jefferson I.F., Evstatiev D., Karastanev D., Mavlyanova N.G., Smalley I.J. Engineering geology of loess and loess-like deposits: a commentary on the Russian literature // Engineering Geology. – 2003. – Vol. 68 (3-4). - P. 333-351.
- [3] Li Y.R., Shi W.H., Aydin A., Beroya-Eitner M.A., Gao G.H. Loess genesis and worldwide distribution // Earth Sci. Rev. – 2020. – V. 201.
- [4] Smalley I., O'Hara-Dhand K., Wint J., Machalett B., Jary Z., Jefferson I. Rivers and loess: the significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation // Quaternary International. - 2009. V. 198 (1-2). – P. 7-18.
- [5] Velichko, A.A., Morozova, T.D. Main features of soil formation within the Pleistocene on the East European Plain and their paleogeographical. // Evolution of soil and soil cover. Theory, diversity of natural evolution and antropogenic transformations of soil / Kudiyarov, V.N., Ivanov, I.V. (Eds.). Moscow, GEOS, - 2015. - P. 321-337 (in Russian).

## СТОК ВОЛГИ В ПЕРИОД ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО МАКСИМУМА

А.С. Калугин<sup>1</sup>, П.А. Морозова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт водных проблем РАН, Москва, Россия, kalugin-andrei@mail.ru

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, morozova\_polina@mail.ru

## THE VOLGA RIVER RUNOFF DURING THE LAST GLACIAL MAXIMUM

A.S. Kalugin<sup>1</sup>, P.A. Morozova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Water Problems RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Целью данного исследования было оценить годовой и сезонный сток Волги в эпоху максимума последнего оледенения в условиях конфигурации речного бассейна, приближенной к современной, а также без учета возможного притока талых ледниковых вод, т.е. проводился расчет атмосферно обусловленного притока воды в Каспийское море с водосбора Волги. Для этого применялись два принципиально различных подхода. Первый основан на результатах расчетов палеоклимата и речного стока на глобальных климатических моделях (General Circulation Models – GCMs), второй – на результатах расчетов по пространственно-распределенной физико-математической модели формирования стока при использовании в качестве граничных условий данных палеоклимата GSMs.

### Результаты расчетов стока по глобальным моделям климата

Численные эксперименты были основаны на результатах расчетов климатических параметров по двум GCMs INM-CM4-8 и MIROC-ES2L – участникам международных проектов CMIP6 и PMIP4 – для периода максимума последнего оледенения около 21 тыс. лет назад. Особенности эксперимента для данного периода являются появление покровных ледников на территории Евразии и Северной Америки, понижение уровня моря (на 115–130 м) и связанные с этим изменения конфигурации суши, учет орбитальных параметров и газового состава атмосферы в соответствии с данными реконструкций [4]. Модель INM-CM4-8 имеет пространственное разрешение атмосферного блока по долготе 2° и по широте 1.5°, 21 вертикальный уровень. Модель MIROC-ES2L имеет пространственное разрешение атмосферного блока по долготе 2.8125° и нерегулярное по широте в среднем 2.789°, 40 вертикальных уровней.

Для гидроклиматических расчетов в бассейне Волги были использованы среднемесячные данные в узлах стеки двух указанных GCMs за характерный 100-летний период, которые затем усреднялись по площади всего водосбора. Таким образом, на выходе анализировались среднемесячные среднебассейновые температуры воздуха, суммы атмосферных осадков и слой стока (рис. 1). В качестве базиса для сравнения использовался период 1985–2014 гг. по данным метеостанций. Среднегодовая температура воздуха в бассейне Волги, определенная по GCMs, оказалась ниже современной: по INM-CM4-8 на 15.5°C, по MIROC-ES2L на 12°C. При этом наибольший вклад вносит зимний период – холоднее на 20–25°C, наименьший – на 4–5°C летом, а весной и осенью – на 12–16°C. Среднегодовая сумма осадков в бассейне Волги в эпоху максимума последнего оледенения, определенная по GCMs, оказалась ниже, вычисленной по данным метеостанций за современный период, согласно INM-CM4-8 на 51%, MIROC-ES2L на 17%. В зимний период снижение осадков по моделям INM-CM4-8 и MIROC-ES2L достигало соответственно 48% и 22%, весной – на 7% и 9%, летом – 74% и 9%, осенью – на 54% и 28%. Слой годового стока Волги в эпоху максимума последнего оледенения, определенный по данным GCMs, составил около 1/3 от современной величины согласно модели INM-CM4-8 и 2/3 согласно модели MIROC-ES2L. При этом сток за зимний период составил только 6% и 18% относительно вычисленного по данным метеостанций, за период половодья – 62% и 89%, летне-осенний – 4% и 45%. Однако GCMs в силу упрощенной параметризации процессов формирования стока воспроизводят его с большой погрешностью, поэтому предпринята попытка уточнить величину стока Волги в эпоху максимума последнего оледенения, используя для расчетов гидрологическую модель, обладающую увеличенной пространственной и временной детализацией в сравнении с GCMs.

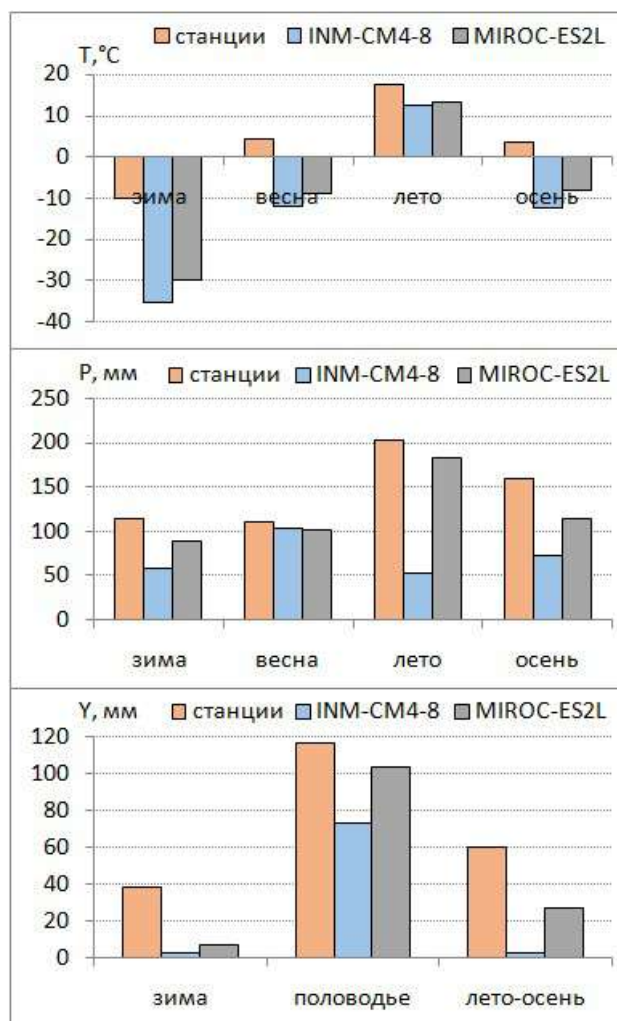


Рис. 1. Сезонные среднебассейновые величины температуры воздуха, суммы атмосферных осадков и слоя стока в бассейне Волги в эпоху максимума последнего оледенения по данным GCMs и за современный период (1985–2014 гг.) по данным метеостанций.

### Результаты расчетов стока по гидрологической модели с использованием данных глобальных моделей климата

Модель формирования речного стока в бассейне Волги, построенная на основе программного комплекса ECOMAG [6] с использованием глобальных баз данных о подстилающей поверхности и данных мониторинга за температурой и влажностью воздуха, количеством осадков на 306 метеостанциях с суточным шагом и с пространственным разрешением около  $1800 \text{ км}^2$  описывает основные процессы гидрологического цикла суши: формирование снежного покрова и снеготаяние, инфильтрацию воды в почву и испарение, термический и водный режим почвы с учетом процессов ее промерзания и оттаивания, формирование склонового, внутрипочвенного и грунтового стока, движения воды по русловой сети [1, 5]. В связи с зарегулированностью стока Волжско-Камским каскадом водохранилищ верификация гидрологической модели выполнялась по сравнению фактических и рассчитанных среднесуточных расходов воды в замыкающих створах основных притоков Волги и Камы. Калибровка и верификация параметров модели формирования стока проводилась для периодов 2000–2014 и 1986–1999 гг. соответственно. Получены удовлетворительные по критерию Нэша-Сатклифа ( $>0.7$ ) и систематической ошибке расчета ( $<10\%$ ) результаты моделирования для различных створов за многолетний период [1].



Суммарный сток Волги оценивался в створе Жигулевской ГЭС с площадью водосбора почти 90% от площади бассейна Волги. Коэффициент корреляции между фактическим и смоделированным годовым притоком воды в Куйбышевское водохранилище за период 1985–2014 гг. составил 0.89 при систематической погрешности 2%. Для оценки точности расчета суточного стока Волги в качестве граничных условий модели в створах основных притоков задавались фактические расходы, а с остальной площади бассейна сток рассчитывался по метеоданным с теми же параметрами модели, которые были определены за период ее калибровки. При этом величина критерия Нэша-Сатклифа составила 0.96.

С помощью данной пространственно-распределенной физико-математической модели формирования стока в бассейне Волги исследованы возможности расчета характеристик водного режима рек в эпоху максимума последнего оледенения при использовании на граничных условиях данных палеоклимата по двум GCMs INM-CM4-8 и MIROC-ES2L. Помимо учета палеоклиматических данных в численных экспериментах с гидрологической моделью согласно атласу-монографии под ред. А.А. Величко [3] было задано распространение вечной мерзлоты и растительности в бассейне Волги в период максимума последнего оледенения. В работе [2] показано, что эффект сплошного промерзания почвогрунтов без их оттаивания в теплый сезон в бассейне Волги с использованием данной модели формирования стока для современного климата приводит к росту водности Волги на 85% до 460 км<sup>3</sup>/год. Таким образом, численные эксперименты по расчету стока Волги в эпоху максимума последнего оледенения включали комбинацию параметров соответствующего климата и подстилающей поверхности. При адаптации к расчетам для периода максимума последнего оледенения ряды данных наблюдений на метеостанциях были трансформированы для всего бассейна Волги с учетом среднемесячных аномалий метеорологических параметров согласно данным GCMs.

Рассчитанный по гидрологической модели речной сток с использованием на граничных условиях данных GCMs в целом оказался выше, чем сток, оцененный по расчету в самих GCMs: в годовом выражении увеличение составило в 1.6 раз для INM-CM4-8 и в 2.2 раз для MIROC-ES2L, а за период половодья – в 1.6 раз для INM-CM4-8 и в 1.9 раз для MIROC-ES2L (рис. 2).

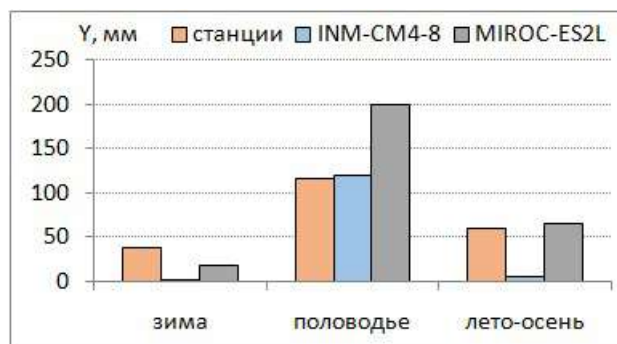


Рис. 2. Сезонные величины слоя стока Волги, рассчитанные по модели формирования стока с использованием на граничных условиях данных GCMs за период максимума последнего оледенения и данных метеостанций за современный период (1985–2014 гг.).

При этом доля стока в половодье относительно годового изменилась незначительно в сравнении со стоком, оцененным по расчету в самих GCMs: согласно данным INM-CM4-8 увеличилась на 1%, MIROC-ES2L – уменьшилась на 4% за счет перераспределения на летний период. Кроме того, применение гидрологической модели позволяет точнее учесть период прохождения талого стока Волги за счет времени добегания по русловой сети до замыкающего створа. Если по данным GCMs половодье отмечено с апреля по июнь, то при расчетах по этим же данным с использованием модели формирования стока происходит сдвиг волны талого стока в среднем на месяц позже – с мая по июль.

### Выводы

Для периода максимума последнего оледенения характерна высокая изменчивость метеорологических параметров, рассчитанных для бассейна Волги по различным GCMs. Согласно модели MIROC-ES2L отмечена более высокая по сравнению с INM-CM4-8 температура воздуха в различные сезоны на 1–5°C и в среднем за год на 3.5°C, а также повышенное увлажнение территории водосбора в 1.7 раз, в том числе за теплый период года в 3.5 раза. Безусловно, это отражается на динамике слоя стока Волги, оцененного по расчету в самих GCMs: во все сезоны сток по данным MIROC-ES2L выше, особенно в летне-осенний период, но и в половодье в 1.4 раз, а в среднем за год в 1.8 раз. Применение к расчету стока Волги детальной пространственно-распределенной модели его формирования по данным GCMs позволяет учесть характерные для эпохи последнего ледникового максимума характеристики подстилающей поверхности, определяющие величину стока и время его добегания по русловой сети. Рассчитанный по гидрологической модели сток с использованием на граничных условиях данных GCMs в целом оказался выше, чем сток, оцененный по расчету в самих GCMs: в годовом выражении увеличение составило в 1.6 раз для INM-CM4-8 и в 2.2 раз для MIROC-ES2L, а за период половодья – в 1.6 раз для INM-CM4-8 и в 1.9 раз для MIROC-ES2L. Это связано с учетом в гидрологической модели распространения вечной мерзлоты и типов перигляциальной растительности, способствующих увеличению коэффициента стока. Однако учитывая снижение температуры воздуха в период максимума последнего оледенения, количество осадков по модели INM-CM4-8 и рассчитанный по гидрологической модели сток Волги по этим данным в большей степени соответствует общим представлениям о величине этих характеристик в контексте изменения уровня Каспийского моря.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке грантом Российского научного фонда 19-17-00215.*

#### Список литературы:

- [1] Калугин А.С. Единая гидрологическая модель Волжского бассейна // Сборник трудов всероссийской научной конференции «Научные проблемы оздоровления российских рек и пути их решения». – Москва, Студия Ф1, – 2019. – С. 155–160.
- [2] Гельфан А.Н., Калугин А.С. Многолетняя мерзлота в бассейне Каспия как возможный триггер позднехвалынской трансгрессии: проверка гипотезы с помощью модели формирования речного стока // Водные ресурсы. – 2021. – Том 48. – № 6. – С. 609–621.
- [3] Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография под ред. проф. А.А. Величко. – Москва, ГЕОС, – 2009. – 120 с.
- [4] Kageyama M., Albani S., Braconnot P., Harrison S.P., Hopcroft P.O., Ivanovic R.F., Lambert F., Marti O., Peltier W.R., Peterschmitt J.-Y., Roche D.M., Tarasov L., Zhang X., Brady E.C., Haywood A.M., LeGrande A.N., Lunt D.J., Mahowald N.M., Mikolajewicz U., Nisancioglu K.H., Otto-Bliesner B.L., Renssen H., Tomas R.A., Zhang Q., AbeOuchi A., Bartlein P.J., Cao J., Li Q., Lohmann G., Ohgaito R., Shi X., Volodin E., Yoshida K., Zhang X., and Zheng W. The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 4: Scientific objectives and experimental design of the PMIP4-CMIP6 Last Glacial Maximum experiments and PMIP4 sensitivity experiments // Geosci. Model Dev. – 2017. – Vol. 10. – P. 4035–4055.
- [5] Kalugin A.S. The impact of climate change on surface, subsurface and groundwater flow: a case study of the Oka River (European Russia) // Water Resources. – 2019. – Vol. 46. – No. S2. – P. S31–S39.
- [6] Motovilov Y.G., Gottschalk L., Engeland L., Rodhe A. Validation of a distributed hydrological model against spatial observation // Agricult. and For. Meteorol. – 1999. – Vol. 98–99. – P. 257–277.

**ПРОКАРИОТНЫЕ СООБЩЕСТВА МЕРЗЛЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОРОД  
МОРСКОГО ГЕНЕЗИСА ОСТРОВА ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН  
КАК ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ МАРКЕР**

**Е.С. Караевская<sup>1</sup>, Н.Э. Демидов<sup>1</sup>, А.Л. Никулина<sup>1</sup>, Е.М. Столпникова<sup>2,3</sup>,  
Л. Ширрмайстер<sup>4</sup>, Д.С. Карлов<sup>5</sup>, П.В. Гуро<sup>5</sup>, В.С. Казанцев<sup>6</sup>, И.М. Елизаров<sup>7</sup>,  
С. Веттерих<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,  
Санкт-Петербург, Россия, katya\_k\_s@mail.ru

<sup>2</sup>Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова,  
факультет почвоведения, Москва, Россия, opallada@vandex.ru

<sup>3</sup>Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия

<sup>4</sup>Центр Полярных и Морских Исследований, Институт имени Альфреда Вагенера, Потсдам,  
Германия, sebastian.wetterich@awi.de

<sup>5</sup>ВНИИ Сельскохозяйственной Микробиологии, Санкт-Петербург – Пушкин, Россия,  
deniskarlov23@gmail.com

<sup>6</sup>Институт Физики Атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия,  
kazantsev@ifaran.ru

<sup>7</sup>Институт Микробиологии имени С.Н. Виноградского РАН, Москва, Россия,  
ivan.elizarov@gmail.com

**PROKARYOTIC COMMUNITIES OF QUATERNARY MARINE PERMAFROST  
OF WESTERN SPITSBERGEN AS A PALEO GEOGRAPHIC MARKER**

**E.S. Karaevskaya<sup>1</sup>, N.E. Demidov<sup>1</sup>, A.L. Nikulina<sup>1</sup>, E.M. Stolpnikova<sup>2,3</sup>, L. Schirrmeister<sup>4</sup>,  
D.S. Karlov<sup>5</sup>, P.V. Guro<sup>5</sup>, V.S. Kazantsev<sup>6</sup>, I.M. Elizarov<sup>7</sup>, S. Wetterich<sup>4</sup>.**

<sup>1</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Soil Science Faculty, Moscow, Russia

<sup>3</sup>A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Alfred Wegener Institute Helmholtz Center for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany

<sup>5</sup>All-Russia Research Institute for Agricultural Microbiology, Saint-Petersburg, Pushkin, Russia

<sup>6</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

<sup>7</sup>Vinogradsky Institute of Microbiology RAS, Moscow, Russia

Изучено прокариотное разнообразие образцов вечной мерзлоты, полученных при бурении мерзлых четвертичных отложений морского генезиса на восточном побережье залива Гренфьорд острова Западный Шпицберген (рис. 1, 2) [1]. Возраст отложений относится, предположительно, к позднему плейстоцену и голоцену, что подтверждается полученными датировками (4140 – 4450 и 15030 – 15720 календарных лет). Исследование основано на анализе V4 региона гена 16S рНК, проведенного с помощью секвенирования нового поколения, а также с применением классических микробиологических методов (прямой люминесцентной микроскопии, аэробного культивирования). Преобладающими филумами домена Bacteria изученных образцов мерзлоты были *Actinobacteria*, *Proteobacteria*, *Firmicutes*, *Chloroflexi*, *Nitrospirae* и *Bacteroidetes* [2], а домена Archaea - *Euryarchaeota*, *Bathyarchaeota*, *Thaumarchaeota*, *Woesearchaeota* и суперфилума *Asgardarchaeota* [3]. В результате филогенетического анализа доминирующих оперативных таксономических единиц (ОТЕ) нами были обнаружены представители галофильных, метаногенных, метан- и аммоний-окисляющих архей, метан-окисляющих, сульфатредуцирующих бактерий, а также гетеротрофных бактерий, участвующих в преобразовании органического вещества. Результаты анализа водной вытяжки, содержания метана, значений магнитной восприимчивости вместе со структурой прокариотных сообществ позволяет исследовать генезис отложений, связанный с изменениями уровня моря. Строгий аэробный или анаэробный метаболизм, отношение к температуре, рН, солености и доступному органическому веществу позволяют описать тип условий, в которых были образованы прокариотные сообщества. Исходя из специфики этих условий, могут быть определены геоморфологические и климатические особенности момента формирования этих сообществ до их криоконсервации, а вслед за этим - климатическая история изучаемых стратиграфических слоев.

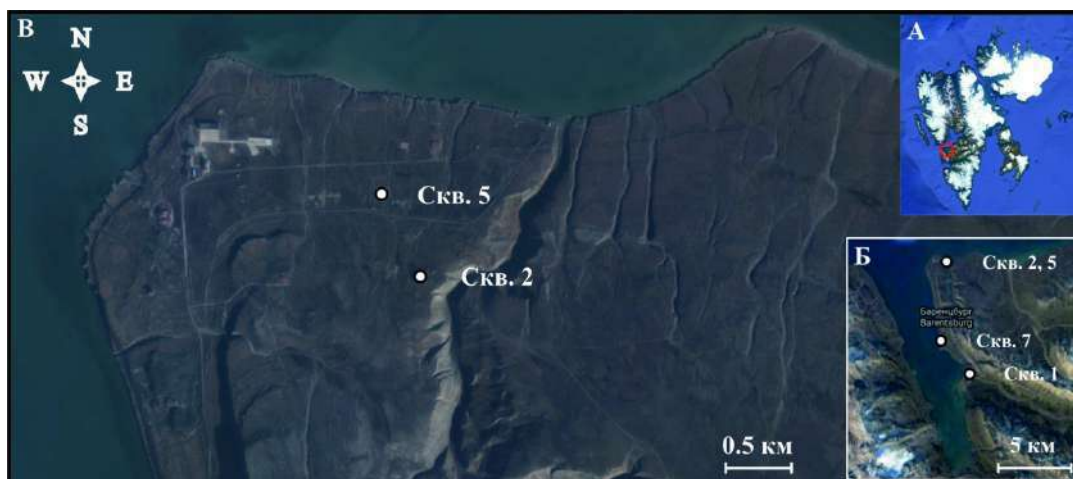


Рис. 1. Район изучаемой территории на архипелаге Шпицберген (А), спутниковый снимок криосферного полигона в Баренцбурге, показывающий расположение скважин 1, 2, 5 и 7 (Б) и точное расположение скважин 2 и 5 (В) (с использованием карт на сайтах <https://google.ru/maps> и <https://toposvalbard.npolar.no>).

Нами были выделены предположительно наземный и морской тип формирования сообществ. Примером индикатора наземного типа стали доминирующие ОТЕ филума *Actinobacteria*, в частности семейства *Intrasporangiaceae*, рода *Oryzihumus*, известные представители которых являются преимущественно аэробами [8], обнаруживаемые в почвах [7] или в поверхностных слоях мерзлоты [9]. Основным индикатором морских отложений в нашем исследовании стали ОТЕ суперфилума *Asgardarchaeota*, ближайшие родственные последовательности гена 16S рНК которых были обнаружены в морских экосистемах [4, 5, 6]. Наиболее интересным маркером исследуемых отложений стали ОТЕ галофильных архей рода *Haloarcula*, живущих при концентрациях NaCl 1.5-4.5 М, являющимися аэробными гетеротрофами, но способными расти анаэробно в присутствии нитратов [10]. На соответствующих глубинах был также обнаружен слабый рост пигментированных колоний на селективной для рода *Haloarcula* агаризованной среде. Их численность составила от  $0.77 \pm 0.55 \times 10^1$  КОЕ/г для концентрации NaCl 100 г/л до  $0.31 \pm 0.00 \times 10^2$  КОЕ/г для концентрации 200 г/л. Учитывая морской генезис исследуемых террас, мы предполагаем, что повышенные концентрации соли могли образовываться в морских солончаках, формирующихся при обнажении морского осадка на побережье. Таким образом, экстремальные галофильные микроорганизмы могут свидетельствовать об отступлении уровня моря в период их накопления в прибрежных осадочных породах.

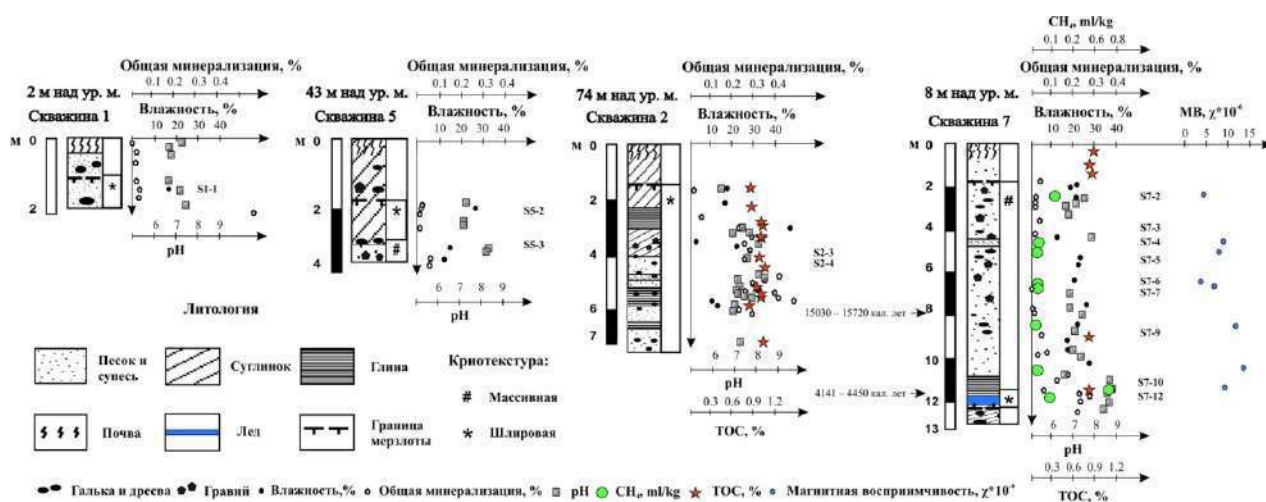


Рис. 2. Криолитологические колонки скважин, некоторые биогеохимические параметры образцов. Названия исследуемых методом секвенирования нового поколения образцов указаны напротив соответствующих глубин.

Полевые работы на криосферном полигоне под Баренцбургом проводились в рамках Российской арктической экспедиции на Шпицбергене (РАЭШ). Работа по секвенированию нового поколения была выполнена в институте микробиологии имени С.Н. Виноградского РАН при поддержке гранта РФФИ № 19-77-10066, работа по культивированию галофильных микроорганизмов была выполнена в ВНИИ Сельскохозяйственной Микробиологии при поддержке гранта РФФИ № 20-76-10042.

Список литературы:

- [1] Демидов Н.Э., Караевская Е.С., Веркулич С.Р., Никулина А.Л., Саватюгин Л.М. Первые результаты мерзлотных наблюдений на криосферном полигоне Российского научного центра на архипелаге Шпицберген (РНЦШ) // Проблемы Арктики и Антарктики. - 2016. – Том 1. – № 4 (110). – С. 67-79.
- [2] Караевская Е.С., Демидов Н.Э., Казанцев В.С., Елизаров И.М., Калошин А.Г., Петров А.Л., Карлов Д.С., Ширрмайстер Л., Белов А.А., Веттерих С. Бактериальные сообщества мерзлых четвертичных пород морского генезиса на побережье о. Западный Шпицберген // Геофизические процессы и биосфера. – 2021. – Том 20. – № 2. – С. 75–98. <https://doi.org/10.21455/GPB2021.2-5>
- [3] Караевская Е.С., Демидов Н.Э., Казанцев В.С., Елизаров И.М., Калошин А.Г., Петров А.Л., Карлов Д.С., Ширрмайстер Л., Белов А.А., Веттерих С. Архейные сообщества мерзлых четвертичных пород морского генезиса на побережье о. Западный Шпицберген // Геофизические процессы и биосфера. – 2021. – Том 20. – № 3. – С. 20–38. <https://doi.org/10.21455/GPB2021.3-2>
- [4] Hoshino T., Inagaki F. A comparative study of microbial diversity and community structure in marine sediments using poly (A) tailing and reverse transcription-PCR // *Frontiers in Microbiology*. – 2013. – Vol. 4. – P. 160.
- [5] Imachi H., Nobu M.K., Nakahara N., Morono Y., Ogawara M., Takaki Y., Takano Y., Uematsu K., Ikuta T., Ito M., Matsui Y., Miyazaki M., Murata K., Saito Y., Sakai S., Song Ch., Tasumi E., Yamanaka Y., Yamaguchi T., Kamagata Y., Tamakai H., Takai K. Isolation of an archaeon at the prokaryote–eukaryote interface // *Nature*. – 2000 – Vol. 577 (7791). – P. 519-525.
- [6] Jørgensen B.B., Beulig F., Egger M., Petro C., Scholze C., Røy H. Organoclastic sulfate reduction in the sulfate-methane transition of marine sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2019. – Vol. 254. – P. 231-245.
- [7] Kim D.U., Kim S.G., Lee H., Park A.Y., Ka J.O. *Oryzihumus soli* sp. nov., isolated from soil and emended description of the genus *Oryzihumus* // *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*. – 2017. – Vol. 67 (10). – P. 3960-3964.
- [8] Lim J.M., Kim S.J., Hamada M., Ahn J.H., Weon H.Y., Suzuki K.I., Ahn T.-Y., Kwon S.W. *Oryzihumus terrae* sp. nov., isolated from soil and emended description of the genus *Oryzihumus* // *International journal of systematic and evolutionary microbiology*. – 2014. – Vol. 64 (Pt\_7). – P. 2395-2399.
- [9] Müller O., Bang-Andreasen T., White III R.A., Elberling B., Taş N., Kneafsey T., Jansson J.K., Øvreås L. Disentangling the complexity of permafrost soil by using high resolution profiling of microbial community composition, key functions and respiration rates // *Environmental Microbiology*. – 2018. – Vol. 20 (12). – P. 4328-4342
- [10] Oren A., Ginzburg M., Ginzburg B. Z., Hochstein L.I., Volcani B.E. *Haloarcula marismortui* (Volcani) sp. nov., nom. rev., an extremely halophilic bacterium from the Dead Sea // *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*. – 1990. – Vol. 40 (2). – P. 209-210.

**К ВОПРОСУ О ГРАНИЦЕ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ  
НА ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ**

**Н.В. Карпухина<sup>1</sup>, А.В. Панин<sup>1</sup>, Е.А. Константинов<sup>1</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>1,2</sup>,  
Ф.Е. Максимов<sup>3</sup>, А.Л. Захаров<sup>1</sup>, А.Ю. Петров<sup>3</sup>, И.С. Зюганова<sup>1</sup>, Э. Мюррей<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Институт географии РАН, г. Москва, Россия, nvkarpukhina@igras.ru

<sup>2</sup>Московский государственный университет М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский Университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>4</sup>Орхуский университет, Роскилде, Дания

**ABOUT THE LAST GLACIAL MAXIMUM POSITION ON THE VALDAY UPLAND**

**N.V. Karpukhina<sup>1</sup>, A.V. Panin<sup>1</sup>, E.A. Konstantinov<sup>1</sup>, R.N. Kurbanov<sup>1,2</sup>,  
F.E. Maksimov<sup>3</sup>, A.L. Zakharov<sup>1</sup>, A.Yu. Petrov<sup>3</sup>, I.S. Zyuganova<sup>1</sup>,  
A. Murray<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia,

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>3</sup> St. Petersburg University, St. Peterburg, Russia

<sup>4</sup> Aarhus University, Roskilde, Denmark

Юго-восточный сектор последнего Скандинавского ледникового покрова, значительная часть которого приурочена к РФ, гораздо хуже изучен по сравнению с другими его секторами. До сих пор не существует единого мнения относительно возраста и положения границы максимальной стадии в пределах большей части данного сектора. Исследование этих проблем нами осуществлялось в центральной части Валдайской возвышенности – опорном регионе для реконструкции этапов развития поздневалдайского ледникового покрова на территории Восточно-Европейской равнины.

Путем датирования валунов по <sup>10</sup>Ве установлено, что возраст максимальной границы последнего оледенения на Валдайской возвышенности составляет около  $20.1 \pm 0.4$  ka [10]. Однако космогенные датировки не вносят ясности в проблему пространственного положения границы последнего оледенения, поскольку отсутствуют закономерности в их распределении по территории. К настоящему времени на Валдайской возвышенности можно выделить не менее семи версий границы максимальной стадии поздневалдайского оледенения [1, 4-8, 10-12]. Как правило, при выделении границ исследователи опирались на методы корреляции комплексов краевых образований в сочетании со стратиграфическими исследованиями разрезов, содержащих погребенные органогенные отложения. Неопределенность в положении границы связана с существующей дискуссией в отношении строения разреза у д. Килешино (Селижаровского района, Тверской области), а также возраста органогенных отложений в нем. Выходы погребенных озерно-болотных отложений у д. Килешино были открыты в ходе геологической съёмки в 50-х гг. XX в. и не раз становились объектами для исследований [2, 3, 5, 9 и др.].

В ходе наших полевых работ было осуществлено детальное описание разреза и отбор образцов на различные виды анализов (комплекс литологических, геохронологических и палеоботанических методов). Кроме того, через разрез был заложен геолого-геоморфологический поперечный профиль.

Результаты структурно-текстурного анализа отложений, измерений потерь при прокаливании при 550 и 900°C, спорово-пыльцевого анализа, палеокарпологии, радиоуглеродного, уран-ториевого и ОСЛ-датирования позволили выделить в разрезе у восточной окраины д. Килешино семь зон: 1) 0,0–0,25 м – современный почвенный горизонт; 2) 0,25–2,86 м – переслаивание песчано-гравийных и песчано-суглинистых отложений аллювиального генезиса раннего валдая; 3) 2,86–5,30 м – слоистая суглинисто-супесчаная пачка отложений с тремя органосодержащими горизонтами (палеопочвы) аллювиального (пойменной фации) генезиса раннего валдая; 4) 5,30–5,75 м – слоистая суглинисто-торфяная пачка отложений озерно-болотного происхождения времени микулинского потепления; 5) 5,75–7,0 м – карбонатно-глинистая толща отложений озерного генезиса

позднемосковского возраста; 6) 7,0–8,9 м – минеральная ритмично-слоистая тяжелосуглинистая пачка отложений озерного и лимно-гляциального генезиса позднемосковского возраста; 7) 8.90–13.4 м – горизонтально-слоистая супесчано-суглинистая толща отложений лимно-гляциального генезиса позднемосковского возраста. Стоит отметить, что возраст отложений, вскрытых в опорном разрезе, не моложе 60 тыс. лет назад. Соответственно, все ранее считавшиеся конечные радиоуглеродные датировки следует считать запредельными.

На основе разработанной стратиграфии разреза была осуществлена корреляция между скважинами по линии профиля через долину р. Сижина. Анализ профиля показал, что органосодержащие отложения микулинского и ранневалдайского возраста, вскрытые в разрезе, имеют локальное распространение и приурочены к понижению между двумя холмами лимно-гляциального генезиса (камы). Органосодержащие отложения не перекрыты мореной (суглинок с включением обломочного материала) не только в районе разреза, но и по линии профиля. Фация основной морены залегает на карбонатных дочетвертичных отложениях. Опираясь на принцип суперпозиции, можно полагать, что данная морена сформировалась в московское время (МИС 6).

По данным геолого-геоморфологического профиля через Сижинскую низину, в истории ее развития можно выделить четыре этапа:

- Гляциальный, МИС 6. Во время наступания ледника произошло выравнивание территории, в то время как в ходе дегляциации сформированы основные неровности рельефа района исследования. Холмы и гряды, которые окаймляют Сижинскую низину, представлены камами, а не конечно-моренными холмами, как это изображено на карте четвертичных отложений [4]. Сижинская низина – это фрагмент озерно-ледниковой равнины.

- Озерный, конец МИС 6 – начало МИС 5е. Стабилизация территории, формирование реликтового водоема в осевой части низины. Заполнение водоема минеральными, карбонатными и органогенными илами, обусловившее его постепенное обмеление. Отложения данного этапа залегают в виде линзы и вскрываются у д. Килешино.

- Торфонакопление, МИС 5е. Стабилизация территории, переход от озерного этапа к болотному в осевой части низменности, накопление торфа.

- Флювиальный, МИС 5d – МИС1. По характеру проявления флювиальных процессов за последние 115 тыс. лет в Сижинской низине можно выделить три основных стадии развития р. Сижины: 1) аккумулятивная (МИС 5d-a); 2) стадия динамического равновесия (МИС4 -МИС2); 3) врезания – формирование современной долины р. Сижина (МИС2-МИС1).

Ввиду того, что органо-минеральные отложения микулинского (МИС 5е) и ранневалдайского возрастов (МИС 5d–МИС 4) в пределах Сижинской низины не перекрыты мореной, можно полагать, что в центральной части Валдайской возвышенности не было не только ранневалдайского оледенения, но и поздневалдайского. Соответственно, границу поздневалдайского оледенения (МИС 2) следует искать к северу и северо-западу от Сижинской низины.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №17-17-01289.*

Список литературы:

[1] Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лед и снег. – 2017. – Т. 57. – №3. – С. 391–416.

[2] Гитерман Р.Е., Куприна Н.П., Шанцер Е.В. О микулинском возрасте межледниковых слоев у д. Килешино (Верхняя Волга) // Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода. – 1975. – № 44. – С.84 – 88.

[3] Заррина Е.П. Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена на Северо-Западе Русской равнины // «Периодизация и геохронология плейстоцена». – Л.: Изд-во Географ. Общ-ва СССР. – 1970. – С. 27-33.

[4] Столярова Т.И. Геологическая карта четвертичных отложений Лист О-36-XXVIII масштаб 1:200 000 / под ред. В.А. Котлукова. // Геологическое управление центральных районов Л.: Картографическая фабрика Госгеолтехиздата Министерства геологии и охраны недр СССР. – 1961.

- [5] Чеботарёва Н.С., Недошивина М.А., Столярова Т.И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии. // Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода. – 1961. – №26. – С. 35-49.
- [6] Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quaternary International*. – 2016. – Vol. 420. – p. 4-14
- [7] Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., Mangerud J. & Svendsen J.I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // *Boreas*. – 2016. – Vol. 45. – № 1. – p. 1–45.
- [8] Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // *Quaternary Science Reviews*. – 2012. – Vol. 44. – P. 51–59.
- [9] Lasberg K., Kalm V., Kihno K. Ice-free interval corresponding to Marine Isotope Stages 4 and 3 at the Last Glacial Maximum position at Kileshino, Valdaj Upland, Russia // *Estonian Journal of Earth Sciences*. – 2014. – Vol. 63. – № 2. – P. 88-96.
- [10] Rinterknecht V., Hang T., Gorlach A., Kohv M., Kalla K., Kalm V., Subetto D., et al. The Last Glacial Maximum extent of the Scandinavian Ice Sheet in the Valdaj Heights, western Russia: Evidence from cosmogenic surface exposure dating using <sup>10</sup>Be // *Quaternary Science Reviews*. – 2018. – Vol. 200. – P. 106–113.
- [11] Stroevev A.P., Hättestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Jansson K.N. Deglaciation of Fennoscandia // *Quaternary Science Reviews*. – 2016. – Vol. 147. – P. 91–121.
- [12] Svendsen J., Alexanderson H., Astakhov V., Demidov I., Dowdeswell J., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – P. 1229–1271.

## **ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ РЕКИ ЛУГИ В ВЕРХНЕМ ТЕЧЕНИИ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ**

**Н.В. Карпухина, А.Л. Захаров, В.Ю. Украинцев**

Институт географии РАН, г. Москва, Россия, nvkarpukhina@igras.ru

## **THE DEVELOPMENT OF THE LUGA RIVER VALLEY UPPER PART IN THE LATE GLACIAL TIME**

**N.V. Karpukhina, A.L. Zakharov, V.Yu. Ukraintsev**

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Река Луга расположена на северо-западе Восточно-Европейской равнины, вытекает из Тесово-Нетьльского болота и впадает в Финский залив Балтийского моря [1]. Длина реки 336 км, общее падение 64 м. Согласно существующим представлениям долина реки Луги имеет составной характер, осваивая ложбины стока талых ледниковых вод и фрагменты бывших доледниковых долин [2]. Особый интерес представляет долина реки в верхнем течении, где она неоднократно изменяет направление своего течения и пересекает свой водораздел, образованный краевыми образованиями. Также данный район интересен для выяснения связи между позднеледниковыми озерами Приильменской и Лужско-Наровской низменностей.

Осенью 2020 года были проведены полевые работы на участке г. Луга - пгт Толмачево. Основная задача заключалась в том, чтобы исследовать серию полупогребенных долин: долину реки Луги, р. Оредеж, Меревскую долину (в днище расположены проточные озера Меревское и Поддубное). В ходе данных работ проводилось механическое и ручное бурение, заложение шурфов, топографо-геодезические работы, съемка с БПЛА, отбор керн озерно-болотных отложений, отбор образцов из скважин и шурфов на радиоуглеродное и ОСЛ датирование. Во время полевого этапа работ удалось пробурить 22 скважины глубиной от 3,5 м до 28,5 м. Всего было заложено 6 шурфов.

В пределах ключевого участка долина реки Луги имеет различное строение: (1) от г. Луга до ее резкого поворота на северо-запад; (2) от поворота на северо-запад до впадения р. Оредеж; (3) от впадения р. Оредеж до пгт Толмачево. На первом участке долина ящикообразная. Глубина современного вреза ~ 30 м, палеовреза до 125 м [3]. На склонах долины отмечается одна терраса (41–43 м абс. отм.). Пойма широкая, сегментно-гривистая,



русло реки свободно меандрирует. Мощность аллювия составляет около 8 м. В пределах второго участка, долина имеет корытообразный поперечный профиль. Пойма узкая, на ней отмечаются участки, расположенные ниже уреза. Русло спрямлено. Третий участок долины похож на первый. Анализ цифровых моделей рельефа (ЦМР) показывает наличие узких и глубоких долин (Меревская долина, долина р. Оредеж), которые открываются в долину р. Луги. На ЦМР хорошо видно, что долина р. Оредеж гармонично переходит в третий участок долины р. Луги, а Меревская долина в первый. Создается впечатление, что данные палеоврезы ранее были обособлены. Все долины выработаны в песчано-глинистых отложениях среднего девона, которые местами вскрываются в бортах долин, особенно, долины р. Оредеж.

В пределах района исследования были вскрыты четвертичные отложения трех генетических типов: гляциальные, флювио- и лимногляциальные. Морена, представленная опесчаненным суглинком с включением обломочного материала, была обнаружена во всех долинах. Она залегает на дочетвертичных отложениях и отражает этап наступания ледникового покрова. Согласно с V. Kalm [4] и О.М. Знаменской и др. [5] граница лужской стадии проходила к юго-востоку от г. Луга. Если опираться на данную точку зрения, то возраст морены и начало дегляциации данной территории следует оценить не ранее 16–15,7 тыс. лет назад. В тоже время на картах четвертичных отложений 1-го поколения (О-35-12, О-36-7), граница лужской стадии проведена к северо-востоку от г. Луга [3, 6]. В таком случае, район исследования последний раз перекрывался ледником во время крестецкой стадии. На междуречье нередко встречаются участки, где морена размыта, а на ее месте сохранились только валуны.

В долине реки Луги и Меревской долине морена перекрыта алевритами и ритмично-слоистыми суглинками лимногляциального генезиса. Данные отложения фациально переходят в алевриты, а также тонко- и мелкозернистые пески на междуречье. Песчаные отложения как в долине, так и на междуречье местами перевеяны. На лимногляциальных суглинках в долине р. Луги залегает толща средне- и крупнозернистого песка флювиогляциального происхождения. От вышележащего аллювия данные отложения отделены базальным горизонтом (песчано-гравийный материал). Таким образом, фрагменты террасы в долине р. Луги на первом участке сложены флювиогляциальными отложениями. Стоит отметить, что в восточной части Меревской долины ритмично-слоистые суглинки постепенно переходят в озерно-болотные отложения. В западной части в районе р. Переволока под торфяником вскрываются мелкозернистые песчаные отложения.

Ввиду того, что органогенный этап осадконакопления начался в данном регионе на рубеже позднеледниковье-голоцен [7], можно полагать, что лимногляциальные отложения сформировались в приледниковых озерах во время деградации ледникового покрова. Можно полагать, что уровень приледникового водоема в пределах района исследования располагался не выше 65 м. абс. отм. Однако по реконструкциям Д.Д. Квасова [8] в тот момент, когда край ледника располагался вблизи северных и северо-западных границ ключевого участка (промежуточное положение ледника между лужской и невской стадиями по [8]) уровень подпрудного водоема должен был составлять около 85 м. абс. отм. В таком случае, подпрудный водоем должен был перекрывать район исследования полностью. Однако на высоких уровнях междуречья следов существования водоема обнаружено не было. Водоем с уровнем ~ 60 м абс. отм., так называемое Верхне-Лужское озеро по [8], должен был существовать здесь лишь во время невской стадии (~13.3. тыс.л.н. [4]). В связи с этим возникает вопрос, а соединялось ли данное озеро с водоемами, которые функционировали в Лужско-Наровской и Приильменской низменностях? На основе результатов датирования органогенных отложений верхней поймы к северу от пгт Толмачево [9, 10] можно сделать вывод, что к началу голоцена долина уже пересекала свой водораздел. В связи с этим, возникает вопрос о времени и механизме образования долины р. Луги на этом участке.

Анализ кровли лимногляциальных отложений показывает, что толща ленточных глин была значительно размыва тальми ледниковыми водами. Мощность флювио-гляциальных отложений в пределах первого участка долины р. Луги составляет 7-8 м. Данные отложения залегают не выше 42-43 м абс. отм. Можно полагать, что полупогребенная долина р. Луги представляла собой ложбину стока талых ледниковых вод на завершающем этапе дегляциации. Возможно, сток шел на юг в Приильменскую низменность, как это представлено в модели Д.Д. Квасова [8]. Однако сток мог идти и на север, тем самым способствовать заложению субмеридионального отрезка р. Луги через водораздел. Решение, перечисленных вопросов, будет производиться в ходе дальнейших исследований.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ №20-77-00095.*

Список литературы:

- [1] Малаховский Д.Б., Баканова И.П., Буслович А.Л. Геоморфологическая характеристика территории // Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР. – Л.: Наука, 1969. – С. 28-48.
- [2] Геология СССР том 1 / под ред. А. В. Сидоренко. – М.: «Недра», – 1971. –505 с.
- [3] Каяк Х.В. Карта четвертичных отложений О-35-12 масштаб 1:200 000 /под ред. Э.Ю. Саммет. – Л.: Лен. картфабрика объединение «Аэрогеология», – 1979.
- [4] Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // Quaternary Science Reviews. – 2012. – Vol. 44. – P. 51–59.
- [5] Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. – М.: Наука, – 1977.– С. 143.
- [6] Скворцова А.А., Насонова Л.Д. Карта четвертичных отложений О-35-7 масштаб 1:200 000 /под ред. В.П. Кириков. – Л.: Лен. картфабрика объединение «Аэрогеология», – 1986.
- [7] Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. – СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, – 2009. – 344 с.
- [8] Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы. – Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, – 1975. – 278 с.
- [9] Максимов Е.В., Козырева М.Г. Голоценовые датировки в долине р. Луги в районе геостанции “Железо” // Вестник Ленинградского университета. Серия: Геология и география. – 1988. – Вып. 1. – С. 88–89.
- [9] Кошелева Е.А., Шелухина О.А. Реконструкция эволюции Лужско-Плюского ландшафта на основе данных голоценовых отложений // Вестник МГОУ. Серия: Географическая среда и живые системы. – 2018. – №1. – С. 7 – 17.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ MIS 2 ЛЕДНИКОВЫХ КУПОЛОВ И ЛЕДЯНЫХ ПОТОКОВ БАРЕНЦЕВА ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА НА ОСНОВЕ ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

А.И. Кашдан<sup>1</sup>, В.С. Шейнкман<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Группа палеогляциологических исследований, Монреаль, Канада, research@circucity.com

<sup>3</sup>Институт криосферы Земли ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия, vlad.sheinkman@mail.ru

## RECONSTRUCTION OF THE ICE-DOMES AND ICE-FLOWS OF BARENTS ICE SHEET DURING MIS 2 BASED PALEOGLACIOLOGY SIMULATION

A.Y. Kashdan<sup>1</sup>, V.S. Sheinkman<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Paleoglaciology Research Group, Montreal, Canada

<sup>2</sup>Earth Cryosphere Institute FRS Tyumen Science Center SB RAS, Tyumen, Russia,

**Введение.** Использование в инженерно-геологических изысканиях неверной концепции палеокриологической обстановки дна Баренцева и Карского морей ведет к ошибочным оценкам риска, определяемого геологическими процессами, являющимися опасными для хозяйственной деятельности. Создание надежных концепций вызывает большие споры, тем не менее, возвращаться к этой проблеме на новом уровне знаний, по мере их появления, это насущная для данного региона научно-практическая задача. К ее решению подключились и авторы, фокусируя внимание, прежде всего, на Баренцевом море, которое в ряде моделей в прошлом в первую очередь покрывается льдом текущего из Скандинавии ледника.

Поверхность дна Баренцева моря представляет собой сложно построенный ансамбль положительных и отрицательных макроформ рельефа с незавершенными тектоническими комплексами [4]. Предыдущие реконструкции [7, 9, 14] в районе Шпицберген – Баренцево море показали полное покрытие ледниковым льдом Баренцевоморского шельфа толщиной 2,5 км. Теоретическое обоснование этого ледникового щита основано на двух предположениях о ледниковой среде. Во-первых, Баренцево море было покрыто постоянным морским льдом, который утолщался из-за относительно низкой скорости таяния, образуя шельфовый ледник [10], и, как следствие, этот плавучий лед опускался на дно Баренцева моря. Во-вторых, ранее 20 тыс. л.н. было достаточное количество твердых осадков во время ледникового цикла для образования мощного покровного оледенения наподобие Гренландского ледникового щита [7]. Эти предположения не верны: по данным [5] восточная часть Арктического бассейна не могла полностью промерзнуть, а в работе [16] на основе палеогляциологического моделирования показано, что над северо-западной частью Баренцева моря ранее 20-18 тыс. л.н. ледниковый щит имел значительно меньшие размеры. Сегодня не имеется репрезентативных данных для оценки обоснованности этих двух предположений для позднего квартала. Следовательно, чтобы определить максимально возможные размеры ледникового покрова, с учетом шельфовых ледников и прилегающего морского льда, необходимо повторное моделирование на основе новых данных, таких, например, как база данных DATED-1 [10] и согласованное аналитическое решение MeltwaterPulse 1A [12].

**Материалы и методы исследования.** Авторы использовали в данной работе продольно-связанную одномерную модель ледяного потока (интегрированную по глубине), и на данном этапе моделирование проведено по профилям в восточной и северной части Баренцевого моря и на юге архипелага Новая Земля в Печорском море. Эта модель позволяет вычислить скорость изменения толщины льда в соответствии с законом сохранения массы [1]. Для создания динамической равновесной геометрии льда и полей скорости модель ледяного потока была запущена по режиму 1000-летней ритмики, которая была инициализирована с использованием современной геометрии льда и условий климата со среднегодовой температурой  $-15^{\circ}\text{C}$  в районе шельфа ледника и  $-17^{\circ}\text{C}$  в районе ледниковых куполов со среднегодовыми осадками 300 мм на ледниковых шельфах и 200 мм в зоне питания ледникового щита [15]. Наша модель является пока предварительной и построена с постоянными входными данными, представляющими условия максимума толщины ледникового щита, характеризующими климатическую обстановку на поверхности ледника и геологическую ситуацию на ложе ледника. Прогон модели заканчивается, когда достигается равновесие в отношении баланса массы ледникового щита и квазистабильное состояние ледникового шельфа [17].

**Результаты и их обсуждение.** Предыдущие реконструкции, предсказывающие полное оледенение Баренцевоморского шельфа, показывают [7, 9], что центр оледенения находился над центральной частью Баренцева моря [18]. В нашей реконструкции, центр определялся с учётом изостатического поднятия и направлений движений ледниковых потоков, полученных на основе петрографического и морфологического анализа псефитового материала, геофизических и гидроакустических данных [13, 2, 6].

Высота прошлых береговых линий над нынешним уровнем моря является важным ограничением для объемов прошлых ледниковых щитов, и имеет решающее значение для ограничения местоположения максимальной изостатической нагрузки, а также относительного времени дегляциации. На сегодня имеется достаточное количество данных абсолютного возраста и высоты береговой линии на Шпицбергене, Земле Конга Карла, Земле Франца-Иосифа и Новой Земле. На основе этих данных был определен район относительно максимальной нагрузки ледникового щита на подстилающую поверхность в позднем плейстоцене. И этот район распространяется над северной частью Баренцева моря и восточной частью Шпицбергена [8].

Модель ледникового щита с покрытым им шельфом и откалывающимися айсбергами изначально инициировалась и запускалась с помощью метода Монте Карло [1] при определенных климатических и геологических граничных условиях, указывающих на условия максимума ледникового покрова. Прокрутка модели шла до тех пор, пока не достигалась квазистабильность в отношении баланса массы (рис.1).

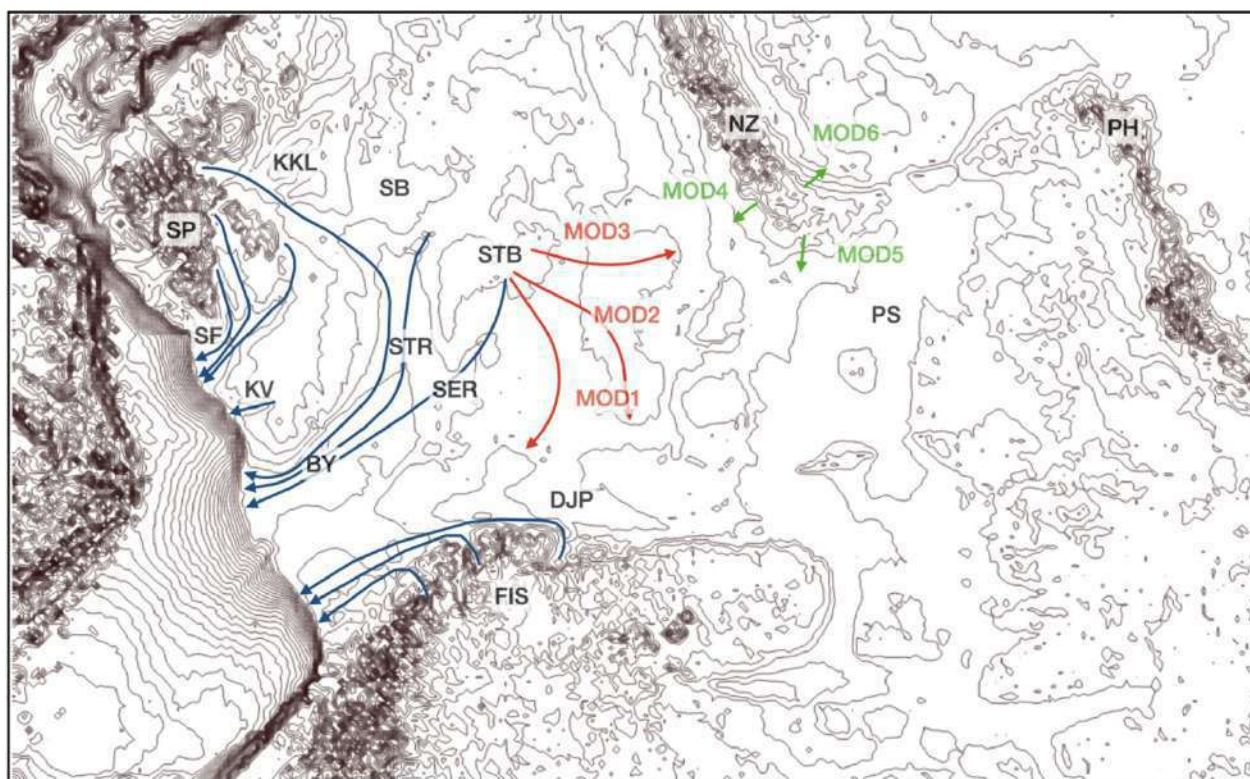


Рис. 1. Основные линии ледниковых потоков при моделировании MOD1-6 в МИС2.

Изолинии нанесены каждые 100 м, Скандинавский полуостров (FIS), Шпицберген (SP), Пай-Хой (PK), Новая Земля (NZ), Печорское море (PS), Медвежий желоб (BY), Зюйдкапский желоб (SF), впадина Джупренна (DJP), впадина Квейтехол (KV), впадина Центральная Банкрена (SER), впадина СторБанкрена (SB), Земля Конга Карла (KKL), поднятие Стор Банки (SB), поднятие Центральной Банки (STB).

Ледниковый щит достигал квазиустойчивого состояния на разных этапах с определенным подводным рельефом Баренцева моря в течение времени, заданного при моделировании ледниковых потоков. Временной интервал для компьютерного моделирования составлял от интерстадиала на рубеже ~ 28,8 тыс. л.н. ~ 18 тыс. л.н. – начала фазы нестабильности ледника. Ледниковый щит имел центральный купол ближе к архипелагу Шпицберген в верховьях Зюйдкапского желоба и небольшие ледниковые купола как ледораздел в верховьях Медвежинского желоба.

В предыдущих работах [16], на основе палеогляциологического моделирования, мощность льда была оценена в 1,9–2,2 км. Наше моделирование предварительно показало что, когда субаэральная поверхность использовалась в качестве начального входа данных поверхности дна ледника, образовавшийся ледниковый щит 20–18 тыс. л.н. имел простой параболический профиль с максимальной толщиной 0,9–1,2 км. Ледяной щит тек от центрального купола основными ледниковыми потоками в пределах желобов Медвежинский и Зюйдкапский, и относительно небольшими потоками на северной и восточной окраине Баренцева моря и локальными быстрыми потоками на западе, по типу потока по впадине Квейтехол вблизи о. Медвежий. Также было определено, что на юге архипелага Новая Земля и в Печорском заливе ледники были небольшие с длиной на шельфе около 50 км и с зоной распространения айсберговых осадков шириной около 150 км, что подтверждается геологическими данными [6].

**Выводы.** Применение неправильной концепции палеокриологической обстановки дна морей Баренцева и Карского ведет к ошибочным оценкам рисков геологических опасностей. Текущие и предстоящие сейсмические и литологические исследования в районе морей Баренцева и Карского, в их северной части рядом с Землей Франца-Иосифа и в районе островов Белый – Виктория, в южных областях Северной Земли дадут возможность анализировать ситуацию более точно. Несмотря на это, авторское предварительное палеогляциологическое моделирование уже показывает, что Баренцевский ледниковый щит был небольшой, а Карский был приурочен к локальным островам. Объемы и режим дегляциации ледникового щита отражаются на времени формирования четвертичных горных пород, продолжительности и скорости седиментации на протяжении четвертичного периода, наличия ледниковых и айсберговых отложений, горных пород с разрывами и дислокациями под воздействием ледовой экзарацией с бороздами айсбергового выпаживания, которые формировались не только в голоцене, но и в позднем плейстоцене, наличия подводных оползней и их обстановок формирования.

*Работа выполнена при поддержке ресурсов по госзаданию 0296-2021-0012.*

Список литературы:

- [1] Кашдан А.И., Шейнкман В.С. Моделирование МИС2 ледового потока Евразийского ледникового щита в секторе Баренцева моря: первое сравнение результатов численной модели и геологических данных // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя в бореальных регионах: Материалы научной онлайн-сессии, 19–22 апреля 2021 г. / Под ред. Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой, О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгина. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, – 2021. – С. 286-290. <https://doi.org/10.18303/B978-5-4262-0104-0-286>.
- [2] Крылов А.А., Малышев С.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Гусев Е.А., Макаров А.С. Особенности распределения псефитового материала в верхнечетвертичных отложениях северной части Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2020. – Т. 66. – No 3. – С. 381-395. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-381-395>.
- [3] Митяев М.В., Хасанкаев В.Б., Голубев В.А. Желоба Баренцева моря - современные каналы транспортировки или ловушки осадочного вещества? // Арктика и Антарктика. – 2007. – Выпуск 5(39). – С. 72-79.
- [4] Мусатов Е.Е. Неотектоника арктических континентальных окраин // Физика Земли. – 1996. – № 12. – С. 72-78.
- [5] Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Оледенение севера Западной Сибири: спорные вопросы и пути их решения // Лёд и Снег. – 2015. – No 1 (129). – С. 103–120. doi: 10.15356/IS.2015.01.09.
- [6] Чикирёв И. В. и др. Литологическая характеристика современных осадков юго-западной части шельфа Карского моря // Вестник МГТУ. – 2021. – Т. 24. – No 1. – С. 131–141. DOI: <https://doi.org/10.21443/1560-9278-2021-24-1-131-141>.
- [7] Denton G.H., Hughes, T.J. The Last Great Ice Sheets. – New York: Wiley, – 1981. – 484 pp.
- [8] Forman S.L., Lubinski D.J., Ingolfsson, O., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siegert M.J., Matishov G.G. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. – 2004. – No 23(11-13). – P. 1391-1434.
- [9] Grosswald M.G. An Antarctic-style ice sheet in the northern hemisphere: toward a new glacial theory // Polar Geogr. Geol. – 1988. – No 12. – P. 239-267.
- [10] Hughes A. L., Gyllencreutz R., Lohne Ø. S., Mangerud J., Svendsen, J. I. The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. – 2016. – No 45 (1). – P. 1-45.
- [11] Kurjanski B., Rea B.R., Spagnolo M., Winsborrow M., Cornwell D. G., Andreassen K., Howell J. Morphological evidence for marine ice stream shutdown, central Barents Sea // Marine Geology. – 2019. – No 414. – P. 64-76.
- [12] Lin Y., Hibbert F. D., Whitehouse P. L., Woodroffe S. A., Purcell A., Shennan I., Bradley S. L. A reconciled solution of Meltwater Pulse 1 A sources using sea-level fingerprinting // Nature communications. – 2021. – 12(1). – P. 1-11.
- [13] Lubinski D.J., Korsun S., Polyak L., Forman S. L., Lehman S. J., Herlihy F. A., Miller G. H. The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea // Boreas. – 1996. – Vol. 25. – P. 89-100. Oslo. ISSN 0300-9483.

[14] Patton H., Andreassen K., Bjarnadóttir L. R., Dowdeswell J. A., Winsborrow M. C., Noormets, R., Hubbard, A. Geophysical constraints on the dynamics and retreat of the Barents Sea ice sheet as a paleobenchmark for models of marine ice sheet deglaciation // *Reviews of Geophysics*. – 2015. – No 53(4). – P. 1051-1098.

[15] Pelto M. S., Higgins S. M., Hughes T. J., Fastook J. L. Modeling mass-balance changes during a glaciation cycle // *Annals of Glaciology*. – 1990. – No 14. – P. 238-241.

[16] Siegert M.J., Dowdeswell, J.A. Modelling ice sheet sensitivity to Late Weichselian environments in the Svalbard-Barents Sea region // *J. Quat. Sci.* – 1995. – No 10. – P. 33-43.

[17] Sergienko O., Wingham D. Grounding line stability in a regime of low driving and basal stresses // *Journal of Glaciology*. – 2019. – 65(253). – P. 833-849. doi:10.1017/jog.2019.53

[18] Schytt V., Hoppe G., Blake Jr. W., Grosswald M.G. The extent of the Würm glaciation in the European Arctic: A preliminary report about the Stockholm University Svalbard Expedition 1966 // *International Association of Scientific Hydrology, General Assembly in Bern 1967, – 1968.* – No 79. – P. 207–216.

**ИЗМЕНЕНИЯ ПРИТОКА РЕЧНЫХ ВОД В МОРЯ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ  
В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА МИКРОВОДОРОСЛЕЙ  
(НА ПРИМЕРЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ)**

**Т.С. Ключевиткина, Е.И. Полякова**

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, t.klyuvitkina@mail.ru, ye.polyakova@mail.ru

**RIVER RUNOFF CHANGES IN THE ARCTIC SEAS DURING THE HOLOCENE  
ACCORDING TO THE ANALYSIS OF MICROALGAE  
(ON THE EXAMPLE OF THE LAPTEV SEA)**

**T.S. Klyuvitkina, Ye.I. Polyakova**

Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow,

Для реконструкции различных параметров поверхностных вод (солености, ледовых условий, речного стока, распределения водных масс) на арктическом шельфе наиболее перспективными считаются различные микропалеонтологические методы, в числе которых важную роль играет анализ водных палиноморф. Эта группа микроорганизмов включает в себя, в первую очередь, цисты морских видов динофлагеллят и пресноводные зеленые водоросли. На сегодняшний день выявлена связь видового и количественного распределения водных палиноморф в поверхностных осадках арктических морей с гидрологическими параметрами поверхностных вод, что позволяет успешно использовать их в палеорекострукциях [13, 18 и др.]. На примере голоценовой истории восточной части моря Лаптевых рассмотрим возможность использования анализа водных палиноморф для реконструкции интенсивности поступления на шельф пресных речных вод.

Выбранный регион – пологий мелководный шельф, глубина которого сегодня составляет в среднем 50 м. Летом сюда ежегодно поступает около четверти суммарного пресноводного стока в Арктический океан, главным образом, за счет р. Лены. Эта пресная вода распределяется в поверхностном слое океанических вод, в значительной степени обеспечивая их стратификацию и, следовательно, стабильность морского ледового покрова полярной области [1]. Очевидно, что изучение речного стока в море Лаптевых имеет важное значение для понимания процессов формирования водных масс и их эволюции в Северном Ледовитом океане.

Конец позднего плейстоцена ознаменовался значительным понижением уровня океана. Обширные пространства шельфа моря Лаптевых в максимум регрессии представляли собой арктическую лессово-ледовую равнину, которую пересекали палеоруслы рек Лены, Яны, Оленека, Анабара, Хатанги [8 и др.].

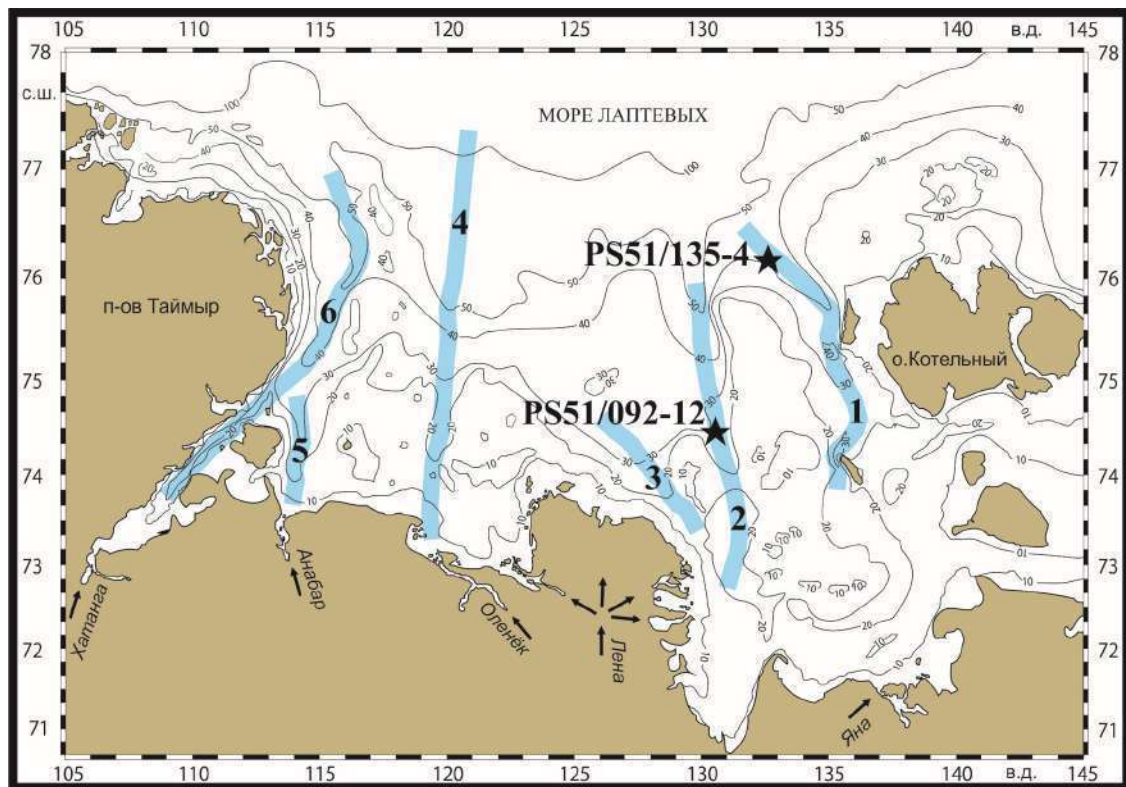


Рис. 1. Карта моря Лаптевых с указанием местоположения изученных колонок и палеодолин крупнейших рек (1 – Яна, 2 – Восточная Лена, 3 – Западная Лена, 4 – Оленек, 5 – Анабар, 6 – Хатанга).

Около 15–14 тыс. л.н. началось затопление мелководного шельфа и быстрое продвижение к югу береговой линии [10 и др.]. На сегодняшний день ход голоценовой трансгрессии уже поэтапно реконструирован – восстановлены ее основные этапы и изменение условий осадконакопления на шельфе. Известно, что современные изобаты 50, 43 и 31 м затапливались 11.1, 9.8 и 8.9 тыс. л.н. соответственно, а современного положения уровень моря достиг примерно 5 тыс. л.н. [6]. Во время повышения уровня моря максимальные скорости осадконакопления, обусловленные катастрофически быстрым разрушением толщ многолетнемерзлых пород и аккумуляцией речной взвеси, установлены в пределах погребенных палеодолин крупнейших рек, дренирующих шельф моря Лаптевых, а также на субмеридионально ориентированных их продолжениях на континентальном склоне [9, 12].

В заполненных речных долинах в российско-германских экспедициях TRANSDRIFT (1994–1998) были получены колонки донных осадков PS51/135-4 (76°10'с.ш., 133°15'в.д., палеодолина Яны, глубина моря 51 м, рис. 1) и PS51/092-12 (74°36'с.ш., 130°09'в.д., палеодолина Лены, глубина моря 32 м). Колонка PS51/135-4 длиной около 5 м охватывает, согласно детальному радиоуглеродному датированию, временной интервал 11.3–5.3 тыс. л.н. Длина колонки PS51/092-12 составляет около 6 м и соответствует последним 9 тыс. лет. Полученные радиоуглеродные датировки переведены в календарный возраст [6].

Образцы из колонок отбирались с интервалом 10 см и высушивались в условиях вакуума в лиофильной сушилке. Для целей исследования водных палиноморф применялся стандартный палинологический метод, в соответствии с которым растворение карбонатов и кремне содержащих частиц проводилось с использованием соляной (HCl) и фтороводородной (HF) кислот [5]. Для удаления из образцов пелитовых частиц, препараты были профильтрованы через фильтры с диаметром пор 7–10 мкм. Определение концентраций водных палиноморф в осадках проводилось методом добавления в препараты фиксированного количества спор *Lycopodium clavatum* [17].

Согласно предшествующим исследованиям, установленные в поверхностных осадках моря Лаптевых водные палиноморфы включают морские цисты динофлагеллят, пресноводные зеленые водоросли, а также органические остатки других водных организмов [11]. Концентрации диноцист варьируют от 3 до 4000 цист/г, а зеленых водорослей – от 7 до 3800 экз./г. Благодаря обильному речному стоку, количество цист динофлагеллят в прибрежных районах моря Лаптевых сравнительно невелико, в то время как преобладающее значение имеют зеленые водоросли. Их доминирование отмечается в западной части моря Лаптевых до 73°30'с.ш., а в восточной – до 76°00'с.ш. В северной, наиболее удаленной от устьев рек части моря Лаптевых в поверхностных осадках преобладают цисты динофлагеллят (более 50%), а количество пресноводных водорослей резко сокращается [11]. Сообщество зеленых водорослей представлено видами *Pediastrum boryanum*, *P. kawraiskii* и *Botryococcus cf. braunii*, характерными для рек Сибири.

Кроме концентраций пресноводных палиноморф, использовался CD-критерий — соотношение содержания в составе ассоциаций зеленых водорослей, которые приносятся на шельф с речными водами, и морских цист динофлагеллят [2, 14 и др.]. Значения CD-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых варьируют в пределах от 0 до 66 (рис. 2). Максимальные значения (>20) выявлены в юго-восточных районах моря Лаптевых, куда направлен основной речной сток и значения средней летней межгодовой солености поверхностных вод не превышают 4 епс. В прибрежных районах, около устьев крупных рек, а также в областях крупных подводных долин значения CD-критерия варьируют в пределах от 4 до 15, при солености поверхностных вод <15 епс. В целом, по мере удаления от берега и увеличения солености вод, значения CD-критерия снижаются. В северных частях моря, где соленость возрастает от 20 до >30 епс, CD-критерий не превышает 2.

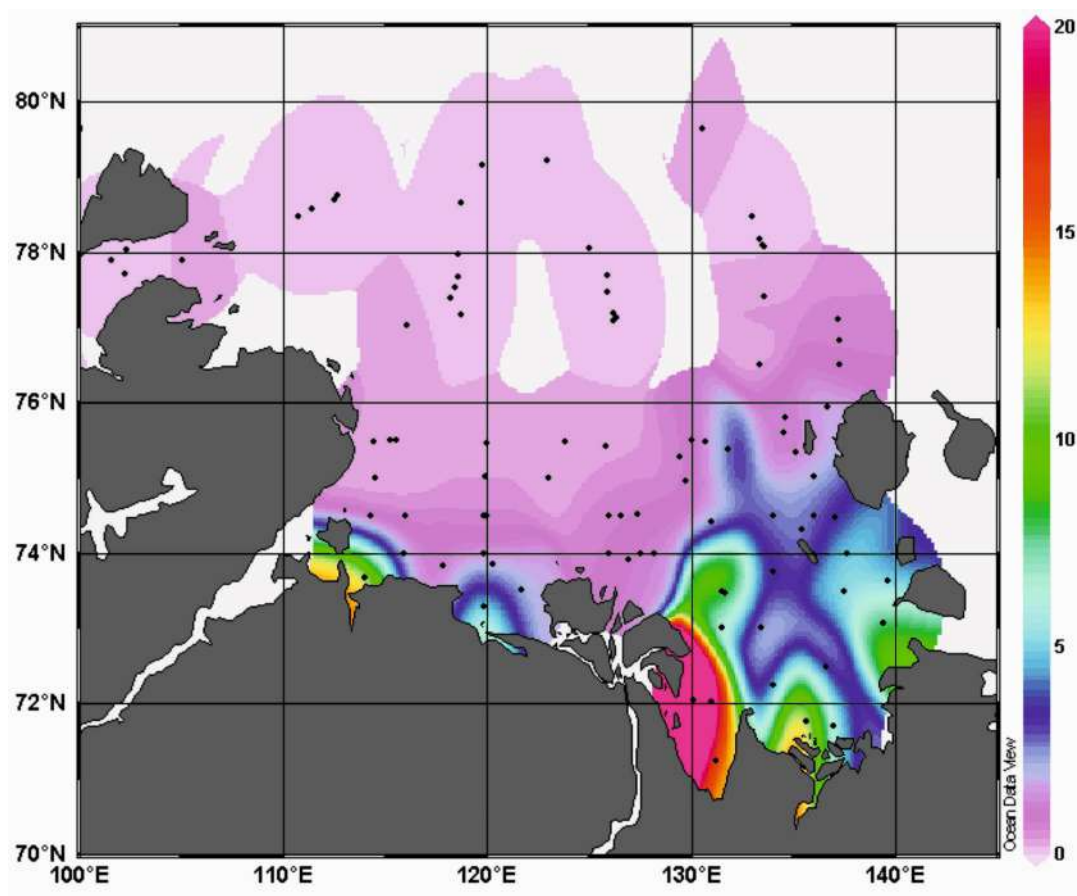


Рис. 2. Значения CD-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых [по данным 11].



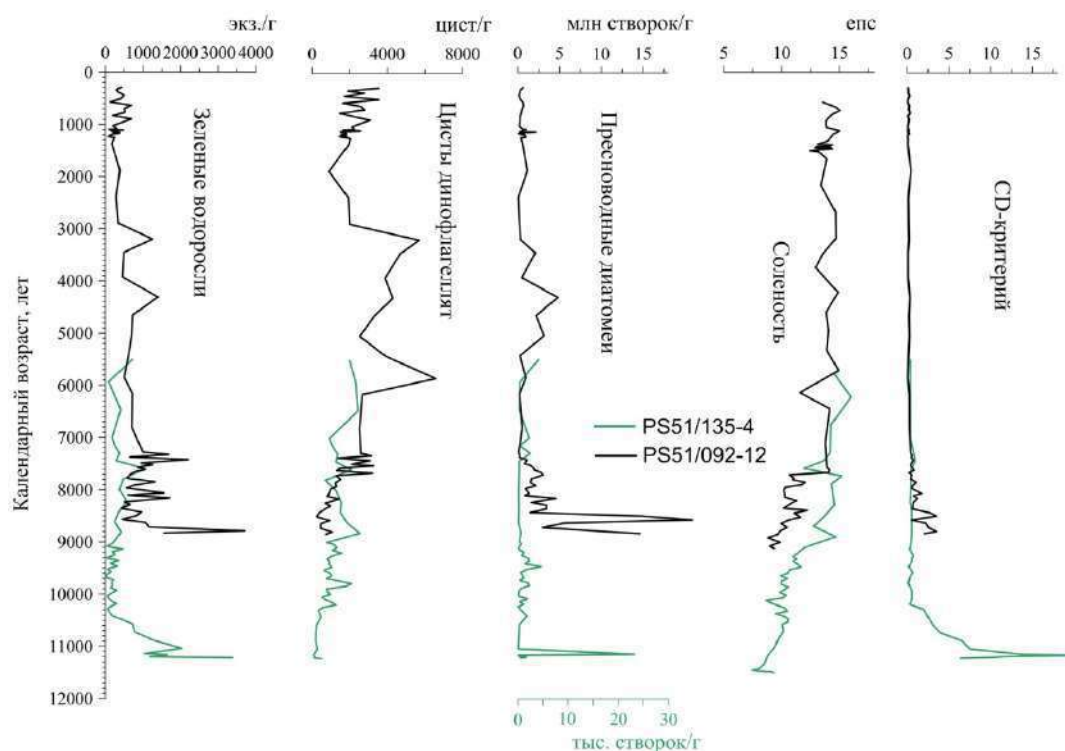


Рис. 3. Концентрации основных групп микроводорослей, значения CD-критерия и реконструированной по диатомеям палеосолности в осадках колонок PS51/135-4 (глубина моря 51 м, палеодолина р. Яны) и PS51/092-12 (глубина моря 32 м, палеодолина р. Лены).

Таким образом, предполагается, что в сочетании с концентрацией зеленых водорослей в осадках CD-критерий может отражать интенсивность речного стока.

Мы изучили водные палиноморфы в двух колонках, полученных в юго-восточных районах моря в пределах палеодолин рек Лены и Яны и попытались, с привлечением результатов анализа диатомовых водорослей, проследить смещение их устьев во время последнего в четвертичной истории затопления лаптевоморского шельфа.

Максимальные концентрации зеленых водорослей (до 3000 экз./г) в осадках колонки PS51/135-4 (рис. 3) отмечены в ее нижней части (>420 см, что соответствует возрасту 11.3–11.0 тыс. л.н.). CD-критерий по всей глубине колонки в целом не превышает 0.5, а максимальных значений (до 20) достигает также в ее нижней части. Концентрации цист динофлагеллят в целом возрастают вверх по глубине от менее чем 25 цист/г в нижней до 2500 цист/г в верхней части колонки, в большинстве образцов преобладает *Islandinium minutum* (до 80%), что характерно для сообществ диноцист арктического шельфа.

В осадках колонки PS51/092-12 содержание зеленых водорослей варьирует в пределах от 70 до 3700 экз./г, и их наибольшие концентрации установлены в нижней части колонки (7.4 тыс. л.н. и ранее). CD-критерий максимален (до 3.5) в этом же интервале, а затем его значения постепенно сокращаются вверх по разрезу, что отражает снижение влияния речного стока в ходе развития голоценовой трансгрессии. Концентрации цист динофлагеллят изменяются от 900 до 5700 цист/г сухого осадка, максимальные значения установлены в средней и верхней частях колонки на глубинах менее 330 см, соответствующих последним 7.4 тыс. л.н., а минимальные концентрации отмечаются в нижней части, на глубинах 570–330 см (8.9–7.4 тыс. л.н.).

Таким образом, можно предполагать, что внешний шельф моря Лаптевых (глубина моря 51 м, колонка PS51/135-4) был затоплен около 11.3 тыс. л.н. [6, 16], о чем свидетельствует наличие в осадках на этом временном интервале морских видов диноцист. Однако согласно крайне высоким значениям CD-критерия (до 20) до 10.3 тыс. л.н. данный район находился под непосредственным влиянием стока р. Яны. В интервале 11.3–11.0 тыс. л.н. отмечается пик концентраций зеленых водорослей. В том же временном

диапазоне (около 11.2–11.0 тыс. л.н.) выявлен максимум содержания диатомей, причем почти 100% из них – пресноводные. Кроме того, реконструированная по диатомеям соленость поверхностных вод здесь минимальна ( $\leq 9$  епс) [16]. Все это характерно для областей смешения речных и морских вод, так называемых маргинальных фильтров рек, где благодаря физико-химическим процессам в узком диапазоне солености вод (до 7–8 епс) осаждаются до 90% и более речной взвеси, а скорости осадконакопления буквально лавинные, по образному выражению академика А.П. Лисицына. Интересен состав этой взвеси, выносимой реками в моря и океаны. Помимо тонких минеральных частиц и растительных остатков, значительную ее часть обычно составляет речной планктон, то есть, в первую очередь, планктонные речные диатомеи и зеленые водоросли [3, 4, 15]. Очевидно, что зона маргинального фильтра Яны находилась на глубине 51 м примерно 11.3–11.0 тыс. л.н. После этого времени берег моря Лаптевых продолжил отступать, и область лавинной седиментации, следуя за устьем реки, также смещалась к югу, быстро заполняя осадками палеодолину. Однако еще в течение примерно семи сотен лет воды Яны заметно опресняли этот участок шельфа. Затем в составе ассоциаций водных палиноморф стала возрастать доля морских цист динофлагеллят, а также реконструированная по диатомеям соленость, что свидетельствует о переходе от прибрежно-морских условий к настоящим морским.

Интересно отметить, что по высоким значениям CD-критерия в осадках колонки, расположенной в западной части моря Лаптевых на глубине 60 м, установлено, что примерно на тысячу лет ранее (12.0–11.2 тыс. л.н.) данный район шельфа находился в области активного воздействия стока рек Анабара и Хатанги, общий эстуарий которых протягивался вдоль восточного побережья п-ова Таймыр [2].

Примерно к 9 тыс. л.н. уровень моря Лаптевых поднялся до современных отметок минус 30–31 м и началось затопление более мелководной юго-восточной части шельфа [6]. В нижней части колонки PS51/092-12 уже присутствуют морские цисты динофлагеллят. Однако на глубинах, соответствующих короткому временному интервалу 8.9–8.6 тыс. л.н., мы видим сообщество палиноморф, типичное для маргинального фильтра р. Лены. Об этом свидетельствуют всплеск концентраций пресноводных зеленых водорослей и высокие значения CD-критерия. Диатомовый анализ также показал пик концентраций, сформированный за счет речных планктонных видов (в основном обильных в планктоне северных рек *Aulacoseira italica*, *A. subarctica*, *A. granulata*) и минимальную соленость (около 9 епс) поверхностных вод [7]. Исходя из характера современной топографии шельфа, можно предположить, что дельты в то время не существовало, а устье Лены представляло собой эстуарий. Условия палеоэстуария подтверждаются преобладанием в ассоциациях соответствующих колонок видов диноцист, способных выдерживать пониженную соленость прибрежных вод (*Islandinium minutum* и др.).

По результатам выполненных исследований можно заключить, что метод анализа водных палиноморф может успешно применяться при решении задач, касающихся вопросов изменений речного стока на шельфе арктических морей.

#### Список литературы:

- [1] Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 136 с.
- [2] Клювиткина Т.С., Полякова Е.И. Изменения палеогидрологических условий в море Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по материалам исследования водных палиноморф // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 433–448.
- [3] Лисицын А.П. Закономерности осадкообразования в областях быстрого и сверхбыстрого осадконакопления (лавинной седиментации) в связи с образованием нефти и газа в Мировом океане. Геология и геофизика. 2009; 50(4): 373–400.
- [4] Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
- [5] Barss M.S., Williams G.L. Palynology and nanofossil processing techniques // Geol. Surv. Can. 1973. Paper 73–26. P. 1–25.

- [6] Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Glob. Planet. Ch.* 2001. V. 31. P. 125–139.
- [7] Bauch H.A., Polyakova Ye.I. Diatom-inferred salinity records from the Arctic Siberian Margin: Implications for fluvial runoff patterns during the Holocene // *Paleoceanogr.* 2003. V. 18(2).
- [8] Hubberten H.W., Andreev A.A., Astakhov V.I. et al. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1333–1357.
- [9] Kleiber H.P., Niessen F. Late Pleistocene paleoriver channels on the Laptev Sea Shelf — implications from sub-bottom profiling // *Land–Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History.* Berlin: Springer-Verlag, 1999. P. 635–656.
- [10] Klemann V., Heim B., Bauch H. et al. Sea-level evolution of the Laptev Sea and the East Siberian Sea since the last glacial maximum // *Arktos.* 2015. V. 1. P. 1–8.
- [11] Künz-Pirring M. Distribution of aquatic palynomorphs in surface sediments from the Laptev Sea, eastern Arctic Ocean // *Land–Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History.* Berlin: Springer-Verlag, 1999. P. 561–575.
- [12] Kuptsov V.M., Lisitzin A.P. Radiocarbon of Quaternary along shore and bottom deposits of the Lena and the Laptev Sea sediments // *Mar. Chem.* 1996. V. 53. P. 301–311.
- [13] Matthiessen J., de Vernal A., Head M., et al. Modern organic-walled dinoflagellate cysts in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // *Palaeontologische Zeitschrift.* 2005. V. 79/1. P. 3–51.
- [14] Matthiessen J., Künz-Pirring M., Mudie P.J. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // *Int. J. of Earth Sciences.* 2000. № 89. P. 470–485.
- [15] Polyakova Ye.I. Diatom assemblages in the surface sediments of the Kara Sea (Siberian Arctic) and their relationship to oceanological conditions. *Siberian River Run-Off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability and Environmental Significance.* Proceedings in Marine Sciences. Eds R.Stein, K.Fahl, D.K.Fütterer et al. Amsterdam, 2003; 375–400.
- [16] Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S. Early to Middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // *Glob. Planet. Ch.* 2005. V. 48. P. 208–222.
- [17] Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // *Pollen and Spores.* 1971. V. 13. P. 616–621.
- [18] Zonneveld K.A.F., Marret F., Versteegh G.J.M. et al. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2013. V. 191. P. 1–197.

**ПОЧВЕННЫЕ БИОМАРКЕРЫ КАК АРХИВ ИНФОРМАЦИИ ОБ ЭВОЛЮЦИИ  
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ (НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО КРЫМА)**

**Н. О. Ковалева<sup>1</sup>, И. В. Ковалев<sup>1</sup>, Е. М. Столпникова<sup>2,1</sup>**

<sup>1</sup>Факультет почвоведения МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия,  
natalia\_kovaleva@mail.ru

<sup>2</sup>Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия

**SOIL BIOMARKERS AS AN ARCHIVE OF INFORMATION ABOUT  
THE EVOLUTION OF THE NATURAL ENVIRONMENT (ON THE EXAMPLE OF  
MOUNTAIN CRIMEA)**

**N.O. Kovaleva<sup>1</sup>, I.V. Kovalev<sup>1</sup>, E.M. Stolpnikova<sup>2,1</sup>**

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Soil Science, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Severtsov Institute of Ecology and Evolution, RAS, Moscow, Russia

**Актуальность.** Различные пулы органических соединений благодаря стабилизации в почвах содержат информацию о природных условиях их формирования и накопления, то есть могут служить биомаркерами палеосреды. В отличие от гуминовых кислот, формулы и химическое строение которых до сих пор остаются неизвестными, биомаркеры – это органические молекулы известного строения и происхождения. Отдельные молекулы фенолов, аминокислот, аминокислот, аминокислот, липидов могут быть достоверно обнаружены в живых организмах, в их останках и опаде, в почве, в сложных ассоциатах, в структурах гуминовых

веществ. Многие биомаркеры в силу своего специфического строения и биохимических функций при определенных условиях среды оказываются устойчивыми к деградации и минерализации в почвах и поэтому служат молекулярными следами палеобиоты и наземной растительности, а также индикатором интенсивности биохимических процессов, протекающих в биосфере не только в настоящем, но и в прошлом. При этом индивидуальные органические соединения хорошо сохраняются не только в «нормальных» профилях постлитогенных почв, но и в продуктах их переотложения, в почвенно-коллювиальных и почвенно-аллювиальных комплексах, в педоседиментах, педолитах, дериватах отдельных горизонтов, в донных отложениях водоемов и т.п.

Органо-минеральные частицы почв или почвенные новообразования способствуют сохранению индивидуальных органических молекул во времени. В силу новизны данной области исследований, информация о биомаркерах разных уровней организации почвенной массы достаточно скудна. Между тем, комплексные современные исследования таких ландшафтов, никогда не подвергавшиеся покровным оледенениям, как Крымские горы или Южный Берег Крыма, могут стать источником сведений об истории климата и биогеоценозов уникальных природный и геoarхеологических объектов.

**Объекты исследований** приурочены к горной части Крымского полуострова и представлены почвами высотной поясности южного склона Главной гряды Крымских гор: коричневая красноцветная почва под субтропическим можжевельниковым лесом на высоте 100-250 м над уровнем моря в заповеднике Мыс Мартьян; бурозёмы буковых лесов (400-600 м над уровнем моря) южного склона горы Ай-Петри и северного макросклона восточной оконечности Главной гряды; горно-луговой черноземовидной почвы Ай-Петринской, Долгоруковской, Караби-Яйлы под разнотравно-злаковыми лугами на высоте 700-830 м над уровнем моря, а также стратозёмов Генуэзской крепости (г. Судак), крепости Рускофиль-Кале (заповедник Мыс Мартьян), средневекового города Солхат (Старый Крым).

**Методы исследования.** В образцах почв были определены: содержание углерода, азота, серы и водорода на элементном анализаторе (VARIO EL, ElementarGmbH, Hanau), групповой состав фосфора аскорбиновым методом, удельная магнитная восприимчивость на основе измерений полевым каппаметром (КТ-5), активное органическое вещество биокинетическим методом, содержание обменных Са и Mg комплексометрически, pH потенциометрически стеклянным электродом, содержание карбонатов волюметрическим методом, изотопный состав углерода и азота (масс-спектрометрически, Thermo-Finnigan Delta V Plus IRMS), фитолитный состав почв на поляризационном микроскопе, а также групповой и фракционный анализ гумуса, высоко эффективное газо-жидкостное хроматографическое определение фракционного состава n-алканов, аминокислот, фитогормонов. Возраст почв определялся методом радиоуглеродного датирования.

**Результаты исследований.** Анализ морфологических свойств обнаруживает, что в средней части профиля всех исследованных почв присутствует темноцветный органо-генный горизонт. Наибольшей мощности он достигает в черноземовидных горно-луговых почвах. Его наличие свидетельствует о прошлых этапах почвообразования с более высоким потенциалом гумусообразования и гумусонакопления, а также, видимо, о сдвигах вертикальных природных зон в прошлом. Тёмноцветные горизонты обладают более тяжёлым грансоставом. При этом среднесуглинистый гранулометрический состав горно-луговых почв утяжеляется на глубине 44–100 см. Такое распределение ила свойственно чернозёмам. Бурозём – почва закономерно тяжёлого гранулометрического состава, этим он отличается от преимущественно среднесуглинистых горно-луговых и красноцветных коричневых почв. Гранулометрический состав красноцветных коричневых почв - тяжёлый в горизонте А, облегчается до среднего суглинка в нижней части профиля. Гранулометрический состав стратифицированного горизонта стратозёма – супесь до лёгкого суглинка, ниже по профилю облегчается.

Активный пул почвенного органического вещества включает в себя доступные микроорганизмам фрагменты остатков растений, животных и микробной биомассы,

свободные соединения и связанные в гуминовые вещества. Разложение в почве органических веществ происходит одновременно, но с разной скоростью. Она зависит от химической сложности и исходной прочности соединений: есть быстро (аминокислоты, белки, моносахара, органические кислоты), умеренно (целлюлоза, гемицеллюлоза, аминсахара) и медленно (лигнин, меланин, полифенолы, гуминовые кислоты) разлагаемые субстраты [2]. В почвенной среде даже простые и быстро разлагаемые субстраты могут быть в недоступных позициях или защищены физическими барьерами.

Измерение эмиссии C-CO<sub>2</sub> после высушивания и увлажнения образца почвы позволяет выявить содержание потенциально-минерализуемого (активного) углерода и дает представление о биологической активности почв. Динамика образования C-CO<sub>2</sub> с максимумом в начале инкубации и постепенным замедлением с течением времени свидетельствует о гетерогенном составе органического вещества, в котором преобладают защищенные от разложения компоненты. В структуре пула активного органического вещества преобладала защищенная трудноминерализуемая фракция (в красноцветной коричневой почве и буроземе) и умеренно минерализуемая фракция (в горно-луговой почве). Интенсивность продуцирования C-CO<sub>2</sub> и содержание биофильных элементов нарастает от подножия к вершине склона, достигая максимума в горно-луговых черноземовидных почвах.

Содержание углерода в гумусовых горизонтах возрастает вверх по склону от красноцветных почв к буроземам и горно-луговым почвам. Характер распределения углерода, азота и серы по профилю исследуемых почв – в целом регрессивно-аккумулятивный, но с небольшим максимумом в средней части профиля.

Еще более выраженным максимум в средней части профилей выглядит на кривых распределения величин магнитной восприимчивости. В горно-луговой почве значение величины магнитной восприимчивости скачкообразно увеличивается на глубине 70-100 см, далее постепенно снижается. В буроземе величина магнитной восприимчивости достигает максимума у поверхности и в средней части профиля. В коричневой красноцветной почве величины магнитной восприимчивости максимальны на глубине 20 см и уменьшаются вниз по профилю, что связано с одновременным накоплением гумуса и магнитных минералов в условиях оптимального сочетания температуры и влажности. Профильное распределение величин магнитной восприимчивости коричневой красноцветной почвы коррелирует с кривыми оптической плотности и отношения  $S_{гк}/S_{фк}$ . Распределение значений магнитной восприимчивости в стратоземе резко отличается от прочих и близко к регрессивному линейному.

Максимумы содержания фитогормонов (в частности, ауксина) совпадают с максимумами содержания углерода и магнитной восприимчивости в горно-луговой почве и с максимумом содержания ила в буроземе, что закономерно отражает черноземный генезис исследуемых почв в прошлом. Корреляционный анализ обнаружил высокую корреляцию содержания ауксина с оптической плотностью в обоих профилях, что связано с наличием в ауксине типичной для гумуса черноземов ароматической составляющей.

В буроземе обнаружена высокая корреляция с содержанием железа, что свидетельствует о его участии в закреплении ауксина, а в горно-луговой почве – с соотношением  $S_{гк}/S_{фк}$ , что говорит о накоплении гормона в составе гумуса погребенных горизонтов.

Качественный состав пула аминокислот во всех исследованных почвах одинаков. Количественно - содержание большинства отдельных аминокислот в профиле горно-луговой почвы выше, чем в буроземе. Так, в погребенном горизонте горно-луговой почвы наблюдается увеличенное содержание гистидина, аланина и валина.

В красноцветной коричневой почве, буроземе и горно-луговых почвах были найдены фитолиты злаковых растений (*Koeleria cristata*, *Avena sativa* и др.), растущих в теплом сухом климате. Так, в красноцветной коричневой почве были обнаружены фитолиты предположительно таких растений как: *Agrostis vinealis* (Полевица виноградниковая), *Koeleria cristata* (Келерия), *Achilea asiatica*, *Elymus gmelinii* (Пырейник Гмелина), *Alopecurus*

arundinaceus (Лисохвостростниковый), *Elytrigia repens* (Пырей ползучий), *Avena sativa* (Овес посевной), *Avena* (Овсюг) *fatua*, *Hordeum jubatum* (Ячмень гривастый), *Poa angustifolia* (Мятлик узколистный). В горно-луговой черноземовидной почве найдены фитолиты предположительно ячменя гривастого или келерии. В буроземе обнаружены фитолиты злаковых растений, возможно, пырея ползучего и мятлика узколистного [3]. В элементном составе проанализированных на электронном микроскопе частиц преобладают кремний и кислород, что подтверждает их принадлежность к фитолитам.

На глубине 30-40 см (горизонт Bt) коричневой красноцветной почвы синхронность максимумов на графиках группового состава гумуса, магнитной восприимчивости и содержания органического фосфора, высокоароматичный характер гуминовых кислот и изотопные кривые свидетельствуют о существовании более теплого периода около 7000 лет назад ( $7060 \pm 260$  лет). Данный горизонт отличается от средней части профиля и по составу н-алканов, а именно, преобладанием длинноцепочечных алканов C29 – C31, свойственных травяным растениям.

При этом буроземные профили обнаруживают характерное для древесных биоценозов преобладание C27 – алканов, и лишь на верхней границе пояса в составе липидного комплекса проявляются типичные для трав C29 – алканы. Горно-луговые черноземовидные почвы яйл отличаются высоким общим содержанием н-алканов (до 2338 мкг/кг почвы) и отчетливым доминированием в их составе н-алканов травяного генезиса C31 – C33.

Полученные результаты хорошо коррелируют с величинами отношений стабильных изотопов углерода и азота. Так, профильное распределение величин  $\delta^{13}\text{C}$  во всех исследуемых почвах обнаруживает утяжеление значений вниз по профилю до  $-24\text{‰}$ , что также диагностирует сухие аридные эпизоды почвообразования и позволяет предположить черноземную стадию почвообразования в горно-луговой почве на плато Ай-Петри и, возможно, отсутствие лесного пояса, так как в буроземе изотопные отношения также достигают величин  $-22$  –  $-23\text{‰}$ . А величины  $\delta^{13}\text{C}$  в темноцветном погребенном горизонте коричневой красноцветной почвы подтверждают идею средиземноморского генезиса крымских почв, так как обнаруживают следы C4 растительности ( $-13$  –  $-19\text{‰}$ ).

Наблюдается увеличение значений  $\delta^{15}\text{N}$  вниз по профилю в связи с потреблением корнями растений легкого изотопа. В засушливых районах круговорот азота имеет тенденцию к большей «открытости» и склонность к потере азота ( $^{14}\text{N}$ ), что приводит к более высоким значениям  $\delta^{15}\text{N}$  в органическом веществе погребенных горизонтов по сравнению с более гумидными поверхностными.

В ходе ручных сборов почвенных животных, проведённых в Никитском ботаническом саду и заповеднике «Мыс Мартьян» [1], были обнаружены представители макрофауны почвенных членистоногих: из 6 обнаруженных видов почвенных членистоногих 3 являются средиземноморскими, 2, возможно, являются средиземноморским и 1 не является средиземноморским. Такое соотношение подтверждается и данными Гилярова для коричневых красноцветных почв.

Таким образом, почвы исследованных природных и археологических памятников вертикальных зон Горного Крыма в средней части профиля содержат горизонт более теплого по сравнению с современным климатического эпизода, о чем свидетельствует его тёмная окраска и более высокие значения изотопного состава углерода и азота, высокие значения магнитной восприимчивости. В горно-луговых черноземовидных почвах Ай-Петринской яйлы погребенный горизонт, обогащенный ауксином, гистидином и аланином, C31-C33 н-алканами диагностирует луговостепной, или черноземный этап педогенеза. Утяжеление величин изотопных отношений в профиле коричневой почвы и радиоуглеродный возраст погребенного темноцветного горизонта свидетельствует об «остепнении» экосистем в климатический оптимум голоцена и возможном выпадении зоны буковых лесов. При этом на основании изучения экологических стандартов средиземноморских видов почвенных членистоногих установлена неизменность экологических условий существования субсредиземноморских ландшафтов в заповеднике «Мыс Мартьян» на протяжении голоцена

Полученные результаты анализа состава и содержания биомаркеров растительного, животного и микробного происхождения и попытка их использования в палеопочвенных исследованиях обнаруживают перспективность метода применения биомаркеров и необходимость дальнейшего изучения пула природных органических соединений почв. В любом случае, информационная роль биомаркеров оказывается наиболее высокой в комплексных исследованиях органического вещества дневных и палеопочв.

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-14-01120 в рамках государственного задания МГУ № 121040800146-3 и №117031410017-4, Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова "Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды". Авторы выражают благодарность студенту кафедры почвоведения Казанского Федерального Университета Э. Самохлеб за аналитические исследования аминокислотного состава почв.

Список литературы:

- [1] Грачев Г.М., Костенко И.В., Ковалева Н.О. Эндемики заповедников Крыма как индикатор эволюции ландшафтов и предмет особой охраны (на примере почвенных членистоногих). //Социоестественная история. Вып. ХLI. Природа и общество: Социоприродное взаимодействие во всемирно-историческом процессе. – ИГРАН, – Москва: Макс-ПРЕСС. – 2020. – с. 72-77.
- [2] Семенов В.М., Когут Б.М. Почвенное органическое вещество.– Москва: ГЕОС, 2015. – 233 с.
- [3] Kovaleva N., Reshetnikova R., Kovalev I. To the question about the evolution on the Crimea landscapes in the holocene (on the example of the cape Martian soils). // 8th young environmental scientists meeting. - Ghent University, Belgium Ghent University, Belgium. -2019. – с. 39.

#### ТЕФРА В ЛЕССОВО-ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ СЕРИЯХ ПРЕДКАВКАЗЬЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО УСЛОВИЯМ ЗАЛЕГАНИЯ И ХРОНОСТРАТИГРАФИИ

Е.А. Константинов<sup>1</sup>, В.В. Пономарева<sup>2</sup>, М. Данишик<sup>3</sup>, М.В. Портнягин<sup>4</sup>, Е.А. Мазнева<sup>1</sup>, Н.В. Сычев<sup>1</sup>, А.Л. Захаров<sup>1</sup>, М. Фрехен<sup>5</sup>, С. Тсукамото<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, eakonst@igras.ru,

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия,

<sup>3</sup>John de Laeter Centre/School of Earth and Planetary Sciences, Curtin University, Перт, Австралия

<sup>4</sup>GEOMAR Helmholtz Center for Ocean Research Kiel, Киль, Германия,

<sup>5</sup>Leibniz Institute for Applied Geophysics, Ганновер, Германия

#### TEPHRA IN THE LOESS-PALEOSOL SEQUENCES OF THE CISCAUCASIA: NEW DATA ON THE BEDDING CONDITIONS AND CHRONOSTRATIGRAPHY

Е.А. Konstantinov<sup>1</sup>, V.V. Ponomareva<sup>2</sup>, M. Danisik<sup>3</sup>, M.V. Portnyagin<sup>4</sup>, E.A. Mazneva<sup>1</sup>, N.V. Sychev<sup>1</sup>, A.L. Zakharov<sup>1</sup>, M. Frechen<sup>5</sup>, S. Tsukamoto<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

<sup>3</sup>John de Laeter Centre/School of Earth and Planetary Sciences, Curtin University, Perth, Australia

<sup>4</sup>GEOMAR Helmholtz Center for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany;

<sup>5</sup>Leibniz Institute for Applied Geophysics, Hannover, Germany

Тефра – фрагментированный вулканический материал, выброшенный в воздух вулканическим извержением. Она представляет собой крайне удобный инструмент для корреляции и датирования осадочных горных пород, работая как стратиграфический маркер. Крупные фракции тефры, такие как вулканические бомбы, лапилли и крупный пепел формируют мощные горизонты в отложениях вблизи вулканических центров. Вулканический пепел (<2 мм), а особенно его мелкие фракции, может разноситься на огромные расстояния от вулкана, формируя небольшие прослой и линзы или рассеиваясь в осадке. Зафиксированная дальность разноса пепла достигает 5–7 тыс. км (например, [9]).

Выпадение тефры происходит по меркам геологического времени мгновенно - от первых дней до нескольких месяцев. Таким образом, тефра образует изохрону в осадке, что позволяет прямо коррелировать удаленные разрезы, опираясь на уникальность химического состава вулканического стекла для каждого отдельного извержения. Кроме того, тефра является прекрасным материалом для прямого датирования различными методами — U-Th, (U-Th)/He, K/Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . А по дальности разноса тефры и ее мощности палеовулканологи способны определять объемы извержений.

В четвертичных отложениях на Восточно-Европейской равнине известно более сотни местонахождений видимых прослоев вулканического пепла [4, 7]. Подавляющее большинство местонахождений расположено южнее линии Воронеж-Пенза. Около десятка местонахождений описаны внутри толщ лессовых отложений. Эти местонахождения представляют огромную ценность в свете проблем лессово-почвенной стратиграфии, особенно в интервале среднего плейстоцена, где люминесцентные методы датирования ограничены в своем применении. Однако подавляющее большинство пеплов до сих пор не имеют надежной возрастной привязки и геохимической атрибуции к вулканическим центрам.

В лессово-палепочвенных сериях Предкавказья ранее были описаны две крупные линзы с вулканическим пеплом – в близи станицы Темижбекская и села Отказное. Пепел в обрыве правого берега Кубани вблизи станицы Темижбекская был впервые документирован еще в 1930-х годах. Стратиграфическая интерпретация этой пепловой линзы существенно отличается у разных авторов. Н.А. Лебедева [5] относит пепел к среднему плейстоцену. О.А. Богатиков и др. [1] на основании радиоуглеродного датирования перекрывающей пепел палеопочвы, оценивает возраст вулканического пепла как 22 тыс. л.н. Нерешенным вопросом в изучении Темижбекского местонахождения остается также стратиграфическая интерпретация горизонтов лессов и палеопочв, перекрывающих пепловую линзу. Неполно освещены в литературе локальные обстановки седиментации вулканического пепла.

Пепловый горизонт внутри лессовой толщи в обрыве вблизи дамбы Отказненского водохранилища был описан В. Ударцевым во второй половине 1980-х годов [2]. Он залегает на высоте около 190 м абс. внутри педокомплекса VIв виде гнезд и мелких линз пепла, мощность которых достигает 10 см. Н.С. Болиховская (Bolikhovskaya et al., 2016) соотносит педокомплекс VI с донским оледенением, которое по ее оценкам соответствует морской изотопной стадии 16 (621-676 тыс. лет назад). Линза пепла мощностью 0,7-1,0 м была также установлена внутри лессовой толщи примерно в 600 м к югу от дамбы (Б.Ф. Галай – личное сообщение [1]). Однако обоснованной хроностратиграфической интерпретации этой пепловой линзы не проводилось.

С целью установления возраста и источника вулканического пепла нами проведены исследования на двух вышеуказанных местонахождениях. Выполнена расчистка и документация обнажений, отбор проб, геодезическая привязка, (U-Th)/He датирование пеплового материала, ОСЛ-датирование вмещающих лессовых отложений (для Темижбекской) и серия литологических анализов (для Темижбекской). (U-Th)/He датирование выполнено М. Данишиком в Центре Джона Де Лотера Школы Земли и планетарных наук (Перт, Австралия). Люминесцентное датирование выполнено Н.В. Сычевым под руководством М. Фрехена и С. Тсукамото в Лейбницком Институте прикладной геофизики (Ганновер, Германия). Микрозондовый (EMPA) и LA-ICP-MS анализы частиц вулканического стекла выполнены М.В. Портнягиным и В.В. Пономаревой в центре ГЕОМАР и Университете г. Киль (Германия).

**Местонахождение Темижбекская** (N 45,43177°; E 40,84136°) расположено в черте одноименной станицы в обрыве коренного правого берега реки Кубань. В районе станицы долина Кубани делает крутой поворот с северного направления на юго-западное. Высота бровки обрыва над меженным уровнем реки Кубань составляет 45 м. Линза пепла обнажается в оползневой стенке срыва. Мощность видимой части линзы пепла изменяется от 0,2 до 1,5 м. По простиранию линза прослеживается примерно на 20 м. Пепел залегает в



интервале глубин 10-12 м от бровки обрыва. Перекрывает линзу пепла сложнопостроенная толща лессовидных суглинков, дифференцированная по механическому составу и вмещающая, одну хорошо развитую (внизу) и две слабо развитые палеопочвы (в средней части).

Линза пепла, вероятно, выполняет древнюю эрозионную форму (балку или ложбину), которая полностью была нивелирована аккумуляцией и не читается в современном рельефе. Характер залегания, слоистые текстуры с резкими контактами и высокая чистота пеплового материала указывают на его переотложенную природу путем транспорта и сортировки в водном потоке. Выпадение, размыв и переотложение пепла – вероятно, были близкими по геологическим масштабам времени событиями.

В лессах Предкавказья, в условиях нормального горизонтального залегания лессового чехла, верхняя хорошо развитая палеопочва, имеющая выраженный пик магнитной восприимчивости и полноценные гумусовый и карбонатный горизонты, не бывает моложе мезинского педокомплекса, отвечающего морской изотопной стадии (МИС) 5 [3, 10]. Первая над пеплом палеопочва имеет буроватый гумусовый горизонт средней мощности (около 1 м), гипсовое засоление и уровень рассеянных карбонатов в основании, что позволяет допустить ее соответствие средней (крутицкой) фазе мезинского педокомплекса, близкого по морфологии к выделяемому в Приазовье и Прикубанье [3, 11, 12]. В скважине SB-1, расположенной всего в 50 км к СВ от Темижбекской, крутицкая почва выделяется на близких глубинах – 7–8 м [11], что подкрепляет данную гипотезу. Выше лежащая последовательность также хорошо коррелирует с керном скважины SB-1: слабо развитые палеопочвы S1SS1 (МИС 5a) и L1SS1 (МИС 3) и перекрывающая их зона с высоким содержанием песка (МИС 2). Таким образом, лессово-палеопочвенная стратиграфия разреза Темижбекская позволяет предполагать, что формирование линзы пепла происходило ранее МИС 5с.

Педостратиграфическая интерпретация согласуется с результатами люминесцентного датирования лессовидных суглинков, выполненного по калиевому полевому шпату. Возраст образца, полученного из основания хорошо развитой палеопочвы над пеплом, составил около 95 тыс. л.н. Дата из серых суглинков под пеплом – около 240 т.л. Возраст пепла, полученный на основании (U-Th)/He датирования цирконов из вулканического материала, позволяет соотнести его формирование с концом МИС 8.

По химическому составу вулканические стекла в пепле имеют довольно однородный состав и отвечают высококалийному риолиту. Наличие крупных (более 100 мкм) пемзовидных частиц указывает на относительно близкий источник извержения. Все это подкрепляет правоту отнесения пепла из Темижбекской к Эльбрусскому вулканическому центру [6].

**Местонахождение Отказное.** Линзы вулканического пепла обнаружены в стенках обрыва восточного берега Отказненского водохранилища, примерно в 700 м к югу от дамбы. Основная линза (участок 1) шириной 15–18 м и мощностью до 0,7 м вскрывается в стенке западной экспозиции (N 44,29480°; E 43,85719°) лессового мыса, выдающегося примерно на 120 м от осевой линии берега. Высота берегового обрыва на участке 1 составляет примерно 15-18 м от подножья (185-188 м абс.), обнаженная часть обрыва имеет высоту 12 м. Линза пепла залегает в толще лессовых пород на глубине около 7-8 метров от бровки обрыва.

Описание строения отложений на участке 1 (по наблюдению от подножья):

Слой 1 (0,0–1,0 м). Голоценовая почва (черноземовидная). Нижняя граница не резкая.

Слой 2 (1,0–3,0 м). Лесс светло палевый массивный, распадается на блоковые отдельности в стенке обрыва (размером со строительные пеноблоки). Нижняя граница не резкая.

Слой 3 (3,0–3,7 м). Палеопочва бледно-серо-бурая. Распадается в стенке на мелкопризматические отдельности (до 10 см). Нижняя граница не резкая.

Слой 4 (3,7–5,0 м). Лесс палевый массивный, распадается в стенке на призматические отдельности (10–15 см). Нижняя граница не резкая.

Слой 5 (5,0–6,0 м). Палеопочва бледно-серо-бурая. Распадается в стенке на мелкопризматические отдельности (до 10 см). Нижняя граница не резкая.

Слой 6 (6,0–7,0 м). Лесс палевый массивный, распадается в стенке на призматические отдельности (10–20 см). Нижняя граница резкая.

Слой 7 (7,0–7,7 м). Линза вулканического пепла, состоящая из двух прослоев.

Слой 7а (7,0–7,4 м) – серый сцементированный пепел (туф), слоистый. Толщина отдельных прослоев 1–3 см. Падение слоев согласуется с общей вогнутой формой залегания линзы туфа. Нижняя граница резкая.

Слой 7б (7,4–7,7 м) – вулканический пепел светло-бежевый, слабосцементированный, массивный. Состоит из пемзовидных частиц размерностью мелкого-среднего песка. Мощность изменяется по простиранию от 10 до 30 см. Нижняя граница резкая.

Слой 8 (7,7–10,0). Лессовидный суглинок бледно-серо-бурый, залегающий согласно с вышележащей линзой – педоседимет, заполняющий эрозионную форму. Нижняя граница не резкая.

Слой 9 (10,0–11,0). Лесс палевый массивный, распадается в стенке на призматические отдельности (10–20 см). Нижняя граница резкая.

Слой 10 (11,0–12,0). Суглинок слабосцементированный светло-бурый с обилием карбонатных конкреций (размером 1–5 см), залегающих субгоризонтальными прослоями по 5–10 см толщиной.

Вторая линза вулканического пепла (участок 2, 44.294669, 43.858115) расположена в 50-70 м от участка 1, в оползневой стенке северо-восточной экспозиции того же лессового мыса. Обнаженность пепловой линзы слабая, склон сильно трансформирован оползневыми процессами, залесен. Определить истинную ширину линзы не представляется возможным, видимая ширина – 5–7 м. Видимая мощность – 20-30 см. Вероятно, пепел участка 2 принадлежит тому же геологическому телу, что было вскрыто на участке 1. Судя по характеру залегания линз, вулканический пепел выполняет эрозионную форму, простирающуюся с ЮВ на СЗ.

По химическому составу тефры из линзы участка 1 относится к высококалийевым риолитам, что вместе с высокой долей крупных пемзовидных частиц дает основание связать тефру с Эльбрусским вулканическим центром. На основании (U-Th)/He цирконов возраст тефры отнесен к рубежу МИС 13 и 14. Таким образом, новая дата существенно (более чем на 100 тыс. лет) омолаживает прежде принятую [2] оценку возраста пепла. Это, в свою очередь, позволяет предварительно соотнести педокомплекс VI, внутри которого залегают пепел, с воронским педокомплексом, выделяемым А.А. Величко и др.[3].

#### Список литературы:

[1] Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. Радиоуглеродное датирование голоценовых извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ, Россия) // ДАН. – 1998. – Т.363. – №2. – С. 219–221.

[2] Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии // М.: Изд-во МГУ. – 1995. – Т. 270. – С. 3.

[3] Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова и др. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лессово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // Доклады академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение " Российская академия наук", 2012. – Т. 445. – №. 4. – С. 464-464.

[4] Карлов Н. Н. К истории изучения вулканических пеплов Европейской части СССР // Бюлл. МОИП. – 1957. – Т. 32. – №. 2. – С. 25-47.

[5] Лебедева Н. А. Континентальные антропогенные отложения Азово-кубанского прогиба и соотношение их с морскими толщами. – Наука, 1963. – №. 84.

[6] Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Кирьянов В.Ю. и др. Вулканические пеплы катастрофических извержений позднего плейстоцена на территории Восточной и Южной Европы // Новейший и современный вулканизм на территории России (Отв. ред. Н.П. Лавров). – М.: Наука. – 2005. – С. 45-62.

- [7] Цеховский Ю. Г., Муравьев В. И., Бабушкин Д. А. Четвертичные вулканические пеплы Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. – 1998. – Т. 3. – С. 292-307.
- [8] Bolikhovskaya N.S., Faustov S.S., Markova A.K. Pleistocene climatic stratigraphy and environments of the Terek-Kuma Lowland (NW Caspian sea region) inferred from palynological, paleomagnetic and rodent records of the long Otkaznoye sediment sequence // Quaternary International. – 2016. – Т. 409. – С. 16-32.
- [9] Cook E. et al. First identification and characterization of Borrobol-type tephra in the Greenland ice cores: new deposits and improved age estimates // Journal of quaternary science. – 2018. – Т. 33. – №. 2. – С. 212-224.
- [10] Konstantinov E.A., Velichko A.A., Kurbanov R.N., Zakharov A.L. Middle to Late Pleistocene topography evolution of the North-Eastern Azov region // Quaternary International. – 2018. – Т. 465. – С. 72-84.
- [11] Mazneva E.A., Konstantinov E.A., Zakharov A.L. et al. Middle and Late Pleistocene loess of the Western Ciscaucasia: Stratigraphy, lithology and composition // Quaternary International. – 2021. – Т. 590. – С. 146-163.
- [12] Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D. et al. Morphology and micromorphology of the loess-paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS 1–MIS 17) // Catena. – 2018. – Т. 168. – С. 79-101.

**РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ВНУТРЕННИХ ДОЛИН ХИБИНСКОГО МАССИВА  
(КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) В УСЛОВИЯХ ДЕГЛЯЦИАЦИИ В ПОЗДНЕМ  
ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ**

**Н.Г. Константинова**

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
ngkonst@yandex.ru

**DEVELOPMENT OF THE INNER VALLEY RELIEF OF THE Khibiny MOUNTAINS  
(KOLA PENINSULA) DURING DEGLACIATION IN THE LATE PLEISTOCENE-  
HOLOCENE**

**N.G. Konstantinova**

Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Территория Кольского полуострова неоднократно испытывала влияние ледниковых покровов, надвигавшихся из Скандинавии, что предопределило здесь развитие комплексов ледниковых отложений. Наиболее полный и изученный разрез четвертичных отложений охватывает вторую половину позднего плейстоцена и голоцен. По последним данным на Кольском полуострове установлены отложения московского оледенения, микулинской межстадиальной трансгрессии, морена ранневалдайского оледенения, межстадиальные осадки, отложения поздневалдайского оледенения и голоценовые осадки. Фрагменты более древних образований сохранились в самых глубоких депрессиях коренного рельефа, где обнаружена доледниковая кора выветривания и другие доледниковые континентальные отложения [1, 2].

По данным Svendsen J.I. et. all. [3] последнее (валдайское) оледенение перекрывало весь Кольский полуостров и имело значительную мощность (более двух тысяч метров), однако, для центральной части полуострова рядом исследователей (М.К. Граве, А.А. Никонов, В.Я. Евзеров, Б.И. Кошечкин и др.) оно разделяется на две стадии. В первую стадию покров имел максимальные мощность (предположительно, около тысячи метров) и распространение, перекрывая вершины низкогорных массивов. Во вторую стадию поверхность льда достигала средней части склонов. Одновременно с покровным оледенением, а также после него, в крупных долинах существовало горно-долинное оледенение [2, 3].

Разные геоморфологические и палеогеографические условия, существовавшие во время наступания и деградации поздневалдайского ледникового покрова, а также возникновение горно-долинного оледенения обусловили формирование различных по морфологии, возрасту

и происхождению комплексов рельефа и ледниковых отложений в днищах долин и котловинах.

Целью данной работы является установление особенностей развития внутренних долин Хибинского массива в позднем плейстоцене и голоцене и палеогеографические реконструкции (этапов формирования современного рельефа) для данного региона. Для детального исследования были выбраны наиболее крупные и представительные долины в пределах массива, которые в различной степени подвергались покровному и горно-долинному оледенению. В долинах описан комплекс ледниковых отложений, представленный моренами, флювиогляциальными и ленточными отложениями, отобраны образцы на общие литологические анализы и на люминесцентное датирование, произведена съемка террасовых уровней приледниковых озер и пространственная привязка разрезов при помощи спутникового геодезического приемника GPS. На вершинных поверхностях гор отобраны образцы с поверхности кварцсодержащих валунов для космогенного датирования по бериллию-10.

Для внутренних долин южной части Хибин в позднеплейстоценовое и голоценовое время было характерно развитие подпруженных краем ледника озер. Причем рельеф и история развития смежных долин, находящихся примерно в одинаковых условиях и имеющих схожую ориентировку, значительно отличается. Такими долинами являются, например, долины Поачвумйока, Вудъяврйока и руч. Снежного. Для долин р. Поачвумйок и руч. Снежный характерно наличие мощных толщ флювиогляциальных отложений. В долине руч. Снежного они слагают флювиогляциальную дельту, в настоящее время вскрытую карьером по добыче ПГС. В долине р. Поачвумйок этими отложениями сложены террасы, развитые в нижнем течении. В большей части долин (Вудъяврйок, Ворткеуай, Саамская, Гольцовка, Гакмана и др.) граница между горным и покровным ледниками в рельефе представлена конечно-моренными валами, которые разделяют отложения с преобладанием эрратических и местных валунов. Соответственно, если в долинах восточного склона массива местные ледники могли развиваться свободно, оставляя гряды осцилляционных морен, то на остальных склонах они в той или иной степени блокировались скандинавским покровным льдом.

Следы горного оледенения представлены в основном холмисто-западинными каровыми моренами, а в некоторых долинах, выходящих за пределы кара, и серией конечно-моренных форм голоценого и более древнего возраста. Во время отступления покрова сохранялись условия для существования горных ледников, которые в пределах западной части Хибин также испытали несколько этапов активизации и спускались до абс. отметок 400-500 м. Деградация горно-долинных ледников носила характер ареальной дегляциации, когда происходило отчленение и пассивное таяние неподвижных глыб льда, в результате чего в днищах каров и троговых долин сформировался своеобразный холмисто-западинный рельеф абляционной морены.

Во время деградации покровного ледника в пределах внутренних долин от него отчленялись массивы льда, занимавшие депрессию с озерами Малый и Большой Вудъявр. Перед краем покровного льда накопились мощные толщи флювиогляциальных и озерных отложений. Приледниковый водоем между горными ледниками на севере и покровным ледником на юге существовал, вероятно, в течение непродолжительного времени. Осадконакопление в оз. Купальном, судя по материалам Д.Б.Денисова, началось в конце пребореального – начале бореального периода [2].

Несмотря на кратковременность голоценового этапа по сравнению с плейстоценовыми и, тем более, доледниковыми этапами, его значение чрезвычайно велико, т.к. именно во время сокращения материкового льда возник разнообразный и сложный комплекс отложений и форм. В голоцене закончилось образование поздневалдайской морены и сформировались сопряженные с ней водно-ледниковые отложения.

Список литературы:

- [1] Арманд А.Д. Развитие рельефа Хибин и Прихибинской равнины. – Апатиты, – 1964. – 244 с.  
 [2] Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Покровные и горные оледенения позднего плейстоцена и голоцена в районе Хибинских гор. // Геоморфология, – 2010. – №1. – С. 26-36.  
 [3] Svendsen J.I. et. all. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. // Quaternary Science Reviews 23, – 2004. – P. 1229-1271.

**ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТАЙМЫРА: ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И НОВЫЕ ДАННЫЕ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ ЗА 2017-2020 ГГ.**

**(ГГС-200, S-45-IX, X, XI, XII)**

**Д.Н. Костин<sup>1</sup>, О.М. Антонов<sup>1</sup>, Н.В. Куприянова<sup>2</sup>, А.В. Крылов<sup>1</sup>, В. А. Григорьев<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия, vsegei@vsegei.ru

<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. Академика И. С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия, okeangeo@vniio.ru

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский Государственный Университет (СПбГУ), Россия, spbu@spbu.ru

**QUARTERLY SEDIMENTS OF THE NORTHERN TAYMYR: PALEO GEOGRAPHY AND THE NEW DATA FROM GEOLOGICAL SURVEY WORKS IN 2017-2020. (GGS-200, S-45-IX, X, XI, XII)**

**D.N. Kostin<sup>1</sup>, O.M. Antonov<sup>1</sup>, N.V. Kupriyanova<sup>2</sup>, A.V. Krylov<sup>1</sup>, V. A. Grigoriev<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint Petersburg, Russia

<sup>2</sup>All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia), Saint Petersburg, Russia

<sup>3</sup>St. Petersburg State University, Russia

Полуостров Таймыр вместе с архипелагом Северная Земля, омываемые шельфовыми морями Северного Ледовитого океана, является одним из ключевых районов в вопросах изучения четвертичных отложений и реконструкций палеогеографических условий центральной части Российской Арктики. Изучению этого региона посвящено большое количество работ по теме исследований четвертичных отложений, однако, район северо-западного Таймыра, где проходили работы по составлению карты четвертичных отложений (КЧО) комплекта ГГК-200, по большей части представлен белым пятном на территории полуострова, т.к. предыдущие геолого-съёмочные работы по составлению КЧО и др., проводившиеся в период с 1997 по 1999 год не были доведены до конца из-за прекращения финансирования, а отдельные работы по изучению четвертичных отложений не могли охватить данную территорию и представлены единичными обнажениями [6, 8].

Новые данные, появившиеся по результатам экспедиции проекта QUEEN [8] в 2002 году и геологической съёмки миллионного масштаба в 2014-2015 году [3] добавили дискусионности в вопросе развития природной среды на данной территории в верхнем неоплейстоцене, поэтому в ходе проводившихся геолого-съёмочных работ с 2017 по 2020 год были изучены многочисленные разрезы, как ранее описанные предшественниками и дополненные в ходе работ, так и найдены и детально описаны и опробованы новые обнажения.

В 2020 году значительная часть обнажений была изучена вдоль южного побережья п-ва Михайлова (рис. 1), который рассматривается как возможная граница распространения Карского ледникового щита [1, 9], и где были описаны и опробованы обнажения морского и ледникового генезиса. Кроме п-ва Михайлова основные работы были сосредоточены в районе эстуария рек Широкая и Диоритовая, где была описана 20-метровая толща морских отложений (рис. 2), представленная в верхней части монотонными плотными темно-серыми

алевритами, подстилающиеся 3 метровой пачкой горизонтально-слоистых песков с фауной *Portlandia arctica* (Gray, 1824) *in situ*, и обнажениям по побережью бухты Михайлова, где были отобраны пробы для OSL,  $^{14}\text{C}$  и U/Th датирования, а также споро-пыльцевого и микрофаунистического анализа из горизонтально слоистой ритмичной толщей мелкозернистых песков и глинистых алевритов из морских отложений на уровне 10 м н.у.м.

В 2017-2019 гг. основные работы сводились к изучению четвертичных отложений в долинах рек Гусиная, Ленивая, Скалистая, Блудная и Светлая, где были изучены отложения ледникового ряда, в первую очередь гляциофлювиальные отложения Карского ледникового щита (МИС2).



Рис. 1. Южное побережье п-ва Михайлова.



Рис. 2. Морские отложения в районе эстуария рек Широкая и Диоритовая.



Рис. 3. Морские отложения в долине р. Гусиная.

Каргинскому времени (МИС-3) – одному из самых противоречивых этапов верхнего неоплейстоцена [7] севера Средней Сибири посвящено немало статей [2, 4, 5], в связи с этим во время работы по изучению и составлению карты четвертичных отложений основные исследования были сосредоточены над уточнением и ходом развития природной среды именно для данного периода, в результате чего были выделены районы распространения послеледниковой каргинской трансгрессии (рис. 3).

Список литературы:

- [1] Антропоген Таймыра. – М.: Наука, – 1982.
- [2] Астахов В.И., Мангеруд Я. О возрасте межледниковых слоев на Нижнем Енисее // Докл. РАН. – 2005а. – Т 403. – № 1. – С. 63-66.
- [3] Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н. и др. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям Западного Таймыра и островам Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2016. – №3 (109). – С. 74-84.
- [4] Лаухин С.А., Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Современное состояние реконструкций природной среды на севере Сибири в каргинское время (поздний плейстоцен) // Бюллетень московского общества испытателей природы. Отдел геологический. – 2012. – Т. 87. – № 6. – С. 37-48.
- [5] Молодьков А. Н. Каргинское время (МИС 3): Геохронологические свидетельства по данным ЭПР и ИК-ОСЛ анализов раковин морских моллюсков и вмещающих отложений // Геоморфология и палеогеография полярных регионов. – Санкт-Петербург, – 2012. – С. 215-219.
- [6] Павлов М.В., Федоров Г.Б., Большианов Д.Ю., Антонов О.М. Новые данные о строении четвертичных отложений и палеогеографии архипелага Северная Земля и Северного Таймыра // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 2. – Дудинка, – 2004. – С. 245-257.
- [7] Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа): Пояснительная записка/ Ред. В.С. Волкова, Б.А. Борисов, В.А. Камалетдинов. - Новосибирск: СНИИГГиМС, – 2010. – С. 90 с.; Прил. 1.
- [8] Hjørt C., Alexanderson H. Weichselian glaciation of the Taymyr Peninsula, Siberia. Quaternary glaciations—extent and chronology. Part 1. Europe. Amsterdam: Elsevier, – 2004. P. 10–16.
- [9] Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Science Review. – 2004. – Vol. 23. – № 11–13. – P. 1229–1271.

**ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ИСКОПАЕМЫХ НАСЕКОМЫХ В ЭОЛОВЫХ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ И ИХ РОЛЬ В РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНОЙ ОБСТАНОВКИ ПРОШЛОГО****С.А. Кузьмина<sup>1</sup>, А.Э. Басилян<sup>2</sup>**<sup>1</sup>Палеонтологический Институт РАН, Москва, Россия, svkuz@yandex.ru<sup>2</sup>Геологический Институт РАН, Москва, Россия, alexandr.basilyan@gmail.com**FIRST FINDS OF THE FOSSIL INSECTS IN THE QUATERNARY AEOLIAN DEPOSIT OF THE CENTRAL YAKUTIA AND THEIR ROLE IN THE ENVIRONMENTAL RECONSTRUCTIONS****S.A. Kuzmina<sup>1</sup>, A.E. Basilyan<sup>2</sup>**<sup>1</sup>Paleontological Institute RAS Moscow, Russia<sup>2</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Изучение ископаемых насекомых помогает проводить детальные реконструкции природной обстановки позднего кайнозоя [5]. На северо-востоке России этот метод успешно применяется с 70-х годов [2]. Особенно хорошо насекомые, прежде всего жесткокрылые, помогают понять природу ксерофитных травянистых сообществ плейстоцена, различать их различные типы [4].

Основные исследования [3] проводились на севере (Приморские низменности Якутии, Западная Чукотка), тогда как обширные области центральной Якутии до сих пор оставались белым пятном на карте. Насекомые были известны только из отдельных случайных образцов, и они не давали практически никакой информации, кроме самого факта находок остатков хитина. В 2020 году мы начали заполнять этот пробел.

В Центральной Якутии, особенно в долинах крупных рек, таких как Лена и Вилюй, четвертичные отложения образованы преимущественно песками. В ряде плейстоценовых разрезов имеются очевидные признаки эолового происхождения песков [1], причем эоловые процессы там продолжают и до настоящего времени, что выражается в образовании песчаных дюн и дюнных массивов – тукуланов. Растительность на дюнах или отсутствует, или состоит из разреженных куртинок злаков, маревых и полыни, на закрепленных участках могут расти кустарники и деревья, и даже образовываться небольшие стоячие водоемы в нишах выдувания. Современные насекомые представлены рядом характерных псаммофильных видов и случайно попавшими на песок особями из соседних биотопов, например из леса заходят муравьи.

Перед нами стояла задача сбора ископаемых насекомых из плейстоценовых дюн, но подходящего материала долго не находилось. В 2020 году мы опробовали несколько горизонтов палеопочв в разрезе Усть-Буотама напротив поселка Булгуняхтах на реке Лена, промыли десятки килограмм песка с почти нулевым результатом. Основным разрушающим фактором в палеопочвах служат пожары, в пробах с большим количеством угля насекомых почти нет. Вне палеопочв, в самом песке, насекомых не было совсем.

Для поисков подходящей породы в эоловых отложениях приходилось тщательно обследовать обнажения, обращая внимание на редкие здесь скопления растительного детрита. Такая методика в итоге принесла плоды. В стратотипическом разрезе Песчаная гора на реке Лена мы нашли два прослоя детрита в толще песка дьолкуминской свиты, возраст горизонта примерно 14 тысяч лет [1]. Состав насекомых четко указывает на ксерофитные травянистые сообщества с доминированием лугостепных и степных видов. В разрезе Харыялах из горизонта палеопочвы в верхах дьолкуминской свиты также главную роль играют ксерофильные виды, среди которых заметную роль играют степняки. В отличие от одновозрастных отложений приморских низменностей Якутии, здесь не найдены тундровые насекомые. Широко распространенные на севере тундростепи, в центре Якутии замещаются холодными степями.



Механизм образования скопления насекомых в эоловых песках стал понятен после изучения современной дюны над разрезом Усть-Буотама. Дюна находится на берегу Лены, ее высота около 120 метров, песок задувается из долины реки, где в межень обнажаются обширные отмели. На бровке дюны, обращенной к реке, выступает горизонт почвы с торчащими стволами мертвых деревьев. Возраст почвы 550–290 лет (А.А. Галанин, личное сообщение).

В пробе из этой почвы в 2020 г. нашлись только немногочисленные остатки муравьев и уголь. Зато в теле самой дюны, от 10 до 15 метров выше бровки, обнаружили линзы сухого растительного детрита, переполненные насекомыми. Комплекс насекомых из детрита указывает на участие разных экологических групп жуков и муравьев, включая обитателей кустарника, леса, водных и прибрежных биотопов, открытых участков с разреженной травянистой растительностью. Мы обратили особое внимание на присутствие ксерофильных жуков пилюльщиков рода *Morychus*. Эти жуки в современной обстановке встречаются редко, но были широко распространены в плейстоцене. Они служат индикаторами низкотравных ксерофильных осочковников с участием мха. Тщательные сборы современных насекомых на дюне и соседних участках показали, что сейчас там *Morychus* не обитают, хотя появление подходящего биотопа на определенной стадии зарастания дюны вполне допустимо.

В 2021 мы вновь посетили дюну Усть-Буотама, линзы растительного детрита были уже сдуты, а на бровке обнажились новые участки погребенной почвы без признаков пожара. В новом образце из почвы состав насекомых оказался идентичным пробе 2020 года из линз растительного детрита. Таким образом, похоже, что эти линзы образовались путем раздувания и переноса вверх по склону материала из погребенной почвы. Происходила сортировка и концентрация остатков насекомых. Скорее всего, лес начал расти на уже сформировавшейся во время эпизода закрепления дюны почве травянистого биотопа, и этим объясняется смешанный характер энтомофауны. Водные и прибрежные виды могли перемещаться в почву на дюне на зимовку или заноситься ветром.

Образование скоплений детрита с насекомыми в толще эоловых песков в Песчаной Горе, вероятно происходило примерно так же, как в дюне на Усть-Буотама - путем разрушения и переноса ветром включений из палеопочвы. В отличие от почти современной почвы из дюны, здесь очень мало лесных видов, а роль ксерофилов значительно выше. Хотя возможно имеет место некоторое переотложение материала, оно искажает картину не слишком сильно, комплекс насекомых остается прежним, только прослой может немного смещаться вверх по разрезу.

В эоловых песках были обнаружены не только следы палеопочв, но и отложения временных водоемов в нишах выдувания. Так, в разрезе песков с признаками эоловой переработки напротив поселка Кызыл-Сыр на реке Вилюй, мы нашли сантиметровой прослой тонкого детрита. После промывки в пробе обнаружилось большое количество остатков пресноводных беспозвоночных (эфиппии дафний) и околводных жуков.

Поиски насекомых в эоловых отложениях, в итоге, дали положительный результат. В толще песков, с первого взгляда бесперспективной, насекомые были найдены в горизонтах палеопочв, разрушенных палеопочв и в отложениях временных стоячих водоемов. Ископаемые насекомые и мелкие беспозвоночные позволяют выявить отложения водного генезиса в толще эоловых песков, что дает важную информацию для понимания истории формирования аридных ландшафтов плейстоцена. Насекомые из палеопочв позволяют провести реконструкции ландшафтного покрова и составить представление о распространении травянистых сообществ. Сейчас мы можем утверждать, что в Центральной Якутии в холодных эпохах плейстоцена были развиты степные сообщества, имеющие черты сходства и отличия с тундростепными сообществами более восточных и северных территорий. Общим является высокая роль в плейстоценовых энтомофаунах пилюльщиков рода *Morychus* (в Центральной Якутии к обычному виду *M. viridis* добавляется скорее всего еще два вида), долгоносиков родов *Phyllobius*, *Coniocleonus*, *Stephanocleonus*. Эти виды являются хорошими индикаторами холодных степей. Отличие состоит в более богатом

комплексе степных видов и слабом участии тундровых насекомых. Классические тундростепи здесь замещаются степями и полупустынями.

*Работа была поддержана грантами РФФИ № 21-17-00054 (С.А. Кузьмина) и РФФИ 20-04-00165 (А.Э. Басилян).*

Список литературы:

[1] Галанин А.А. Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение // Криосфера Земли. – 2021. – Том XXV. – № 1 – С.3–34.

[2] Киселев С.В. Позднекайнозойские жесткокрылые Северо-Востока Сибири. – Москва, Наука.– 1981, – 116 с.

[3] Кузьмина С.А. Макроэнтомологический анализ: методика, возможности и примеры применения для реконструкции климата и природной обстановки четвертичного периода северо-востока Сибири // Сибирский энтомологический журнал.– 2017, – № 4. – С.381-398.

[4] Кузьмина С.А., Пономаренко А.Г. Палеоэнтомологические данные об условиях обитания мамонтов. //Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. – Москва, Геос.– 2001. – С.279-286.

[5] Elias, S.A. Quaternary insects and their environments. Washington, DC and London, Smithsonian Institution Press – 1994. – 284 p.

## ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ U/PB ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ДЛЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЙ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Р.Н. Курбанов<sup>1,2</sup>, К. Колтрингер<sup>3</sup>, Н.А. Таратунина<sup>1,2</sup>, Т. Стивенс<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия  
kurbanov@igras.ru

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Уппсальский Университет, Уппсала, Швеция

## THE EXPERIENCE OF USING OF DETRITAL ZIRCONS U/PB DATING TO DETERMINE PROVENANCE AREA FOR LOESS-SOIL SERIES OF THE LOWER VOLGA REGION

R.N. Kurbanov<sup>1,2</sup>, C. Cöltringer<sup>3</sup>, N.A. Taratunina<sup>1,2</sup>, T. Stevens<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Uppsala University, Uppsala, Sweden

Определение источников сноса материала, формирующих различные типы четвертичных отложений, является одной из актуальных задач четвертичной геологии. Данные об источнике материала служат основой для генетических интерпретаций и палеогеографических реконструкций [1]. Решений этой задачи требует комплексного изучения разрезов, привлечения данных о структуре, составе и возрасте отложений.

Для выявления источников сноса при формировании новейших отложений применяется комплекс методов. Традиционным подходом является детальное изучение минералогического состава, в первую очередь, тяжёлой фракции [4]. Применяется анализ минералого-петрографических спектров в целях установления питающих провинций и путей транзита материала.

В современной практике выявления питающих провинций применяются минералогические, литологические и геохимические методы. Минералогический состав осадка, в первую очередь, тяжёлой фракции, зачастую служит основанием для выделения связей изучаемого материала с тем или иным источником. Однако обилие вероятных источников, их перекрытие по комбинации минералов, неоднозначность выводов, а также

трудоемкость метода ограничивают его применение. Информацией о связи изучаемых отложений с той или иной питающей провинцией могут служить данные о химическом составе отложений. Например, широко применяется анализ содержания в отложениях редких элементов (Nd, Sr, Pb, Hf, Os и др.), а также различных геохимических индексов [7]. Литологический блок опирается на анализ скоростей осадконакопления, сортировку материала по гранулометрическому составу, форму зёрен. Эти данные являются косвенными, и, зачастую, используется как дополнительная основа для корреляций. Все более активно внедряются и такие методы как анализ изотопных соотношений [6], интенсивности ЭПР сигнала кристаллов кварца [11], содержание доломита [10] и целый ряд других [13].

Однако применение указанных методов существенно ограничивается при изучении отложений, в образовании которых принимали различные источники. Особенно сложной является задача реконструкции источников сноса для горизонтов лёсса – породы, образующейся в результате медленного накопления пылеватой фракции из атмосферы. Лёсс является смесью многих областей сноса, даже его химический состав отражает средние значения верхней части земной коры. Это существенно ограничивает применимость геохимических методов. Литологические методы указывают на закономерности, связанные с последней станцией геологического транспорта, и редко связаны с первоначальными источниками.

В связи с тем, что понимание источника материала при формировании толщ лёссов – важнейшего континентального палеогеографического архива – позволяет говорить о направлениях перемещения атмосферной пыли, это направление исследований стало важным для палеоклиматических реконструкций. Атмосферная пыль может перемещаться на значительные расстояния (тысячи км). Выявление генетических связей и источников материала лёссов – прямое свидетельство для реконструкции характеристик атмосферной циркуляции прошлого.

Относительно новым методом в изучении четвертичных отложений стало U/Pb датирование детритовых цирконов из лёссов и образцов из потенциальных источников материала. В ряде исследований (в первую очередь для Китайского Лёссового плато) продемонстрирован успешный опыт применения U/Pb датирования цирконов для анализа происхождения лёссовых толщ. Этот метод признан особенно эффективным при выделении нескольких источников, что является сложной задачей в случае привлечения классических методов литологии, минералогии и геохимии.

Суть метода заключается в датировании выделенных зерен циркона из образцов изучаемых лёссовых толщ и их сравнения с результатами датирования цирконов из потенциальных источников. На основе данных о четвертичной геологии, в регионе выделяются потенциальные источники материала для формирования лёссов – аллювиальные отложения крупных рек, эоловые пески пустынь и побережий морей, элювий областей денудации, склоновые чехлы в горных районах. Так как атмосферная пыль может формироваться практически из любых видов отложений, испытывающих дефляцию, набор источников должен быть по возможности максимально широким, включая однообразные отложения и даже маловероятные в настоящее время источники, которые могли участвовать в формировании осадка в прошлом. Из каждого потенциального источника отбирается образец навеской 1-2 кг; размер навески определяется гранулометрией и потенциальным содержанием цирконов. Выделяются зёрна различных фракций – от мелкого алеврита до крупного песка.

Циркон является чрезвычайно устойчивым и одним из наиболее распространённых минералов в составе тяжёлой фракции. При этом кристаллическая структура способствует первоначальной концентрации U и Th, но не Pb, что позволяет выполнять надёжное определение возраста формирования кристаллов и определяет широкое применение соотношения U/Pb в геохронологии. Задачи U/Pb геохронологии сейчас достаточно успешно решаются методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) и

лазерной абляцией проб (ЛА-ИСП-МС) с использованием различных типов масс-спектрометров и приставок лазерной абляции (ЛА) [2]. Этот тип спектрометров позволяет получать датировку по каждому отдельному зерну циркона. Выполнение датирования по группе зёрен (навеска из 150-300) позволяет получать распределение возрастов, в результате чего для каждого образца строятся гистограммы распределения. Источники материала имеют один или два чётких пика. Для лёссов в распределении обычно достаточно отчётливо выделяются группы, отражающие различные источники. На основании анализа этих распределений делаются выводы о генетических связях и возможных источниках сноса, применяются статистические методы.

Метод уран-свинцового датирования детритовых цирконов был применён авторами для определения источников сноса при формировании лёссово-почвенных серий Нижнего Поволжья. В регионе в последние годы проводится активное изучение ательских субаэральных отложений, значительную часть которых формируют малоизученные горизонты лёссов и погребённых почв [3, 5, 9, 12].

Основное внимание уделено лёссовому материалу из трех опорных разрезов, компактно расположенных в северной части долины Нижней Волги: Средняя Ахтуба, Ленинск и Райгород. Пробы из горизонтов лёссов (1-2 кг) были отобраны из разных участков толщи. Также были отобраны современные отложения в районах потенциальных источников. Цирконы выделяли путем просеивания, промывки, выделения в тяжелой жидкости и магнитной сепарации. Выделенная навеска цирконов была залита эпоксидной смолой и подготовлена для анализа методом ИСП-МС в Университете Аризоны. Датирование выполнялось для навески из 300 зёрен для получения более качественного распределения и упрощения выделения пиков.

Основой для отбора образцов потенциальных источников материала стал анализ закономерностей геологического транспорта на юге Русской равнины в позднем плейстоцене. Выделение потенциальных источников базируется на последних результатах исследования лёссово-почвенных серий в бассейнах Хуанхэ, Рейна и Дуная, указывающие на доминирующую роль локальных источников, в первую очередь – аллювия крупных рек. Нами предложена гипотеза о возможном влиянии различных процессов транспорта и выделены 11 питающих провинций, U/Pb возраст цирконов в которых, по-видимому, должен быть различным (рис. 1):

1. Покровные четвертичные отложения центра Русской равнины, верховья Волги;
2. Ледниковые (морены и флювиогляциальные) отложения центра Русской равнины, принесенные из Скандинавии;
3. Аллювий ергенинской свиты (Приволжская возвышенность);
4. Покровные отложения Урала, аллювий Камы;
5. Аллювий Дона и Днепра;
6. Морские террасы и прибрежно-морские отложения Чёрного моря;
7. Покровные отложения Крыма;
8. Покровные отложения Кавказа;
9. Морские террасы и прибрежно-морские отложения Каспийского моря (Прикаспийская низменность);
10. Области денудации и аридные пустыни Средней Азии;
11. Аллювий Волги в нижнем течении.

Выделенные источники зачастую перекрывают друг друга; часть из них является транзитными, как, например, аллювий в низовьях Волги, который включает в себя (в той или иной степени) материал из провинций 1-4. Детальное обоснование возможных механизмов участия приведённых источников в итоговом балансе пылеватых частиц лёссов Нижней Волги требует специального исследования, предварительные сведения приведены в [8]. На рис. 1 показаны рассматриваемые районы происхождения лёссов Нижней Волги.



Рис 1. Район изучения. Номерами выделены возможные источники материала для формирования изученных лёссово-почвенных серий Нижней Волги [12].

К настоящему моменту изучено 8 образцов из лёссово-почвенных серий Нижнего Поволжья и 12 образцов потенциальных источников. Полученные предварительные результаты позволяют сформулировать следующие выводы:

1. Все образцы ательских лёссов имеют схожее распределение U/Pb датировок, что указывает на сохранение общих закономерностей эолового переноса на протяжении последнего ледниково-межледникового цикла.

2. На юге Русской равнины выделяются отдельные районы, резко различные по распределению возраста детритовых цирконов.

3. Отмечается высокая корреляция между образцами лёссов, аллювия низовий Волги и ергенинских песков.

*Исследование выполнено при поддержке РФФИ, грант № 20-55-56046 (аналитические исследования) и РНФ, грант № 19-77-10077 (полевые работы).*

#### Список литературы:

- [1] Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. – 2012. – 564 с.
- [2] Зайцева М.В., Пупышев А.А., Щапова Ю.В., Вотяков С.Л. U-Pb датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S и приставки для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. – 2016. – Т. 20. – № 4. – С. 294–306.
- [3] Курбанов Р.Н., Мюррей Э.С., Янина Т.А., Свистунов М.И. Новые данные по геохронологии палеогеографических событий позднего плейстоцена Северного Прикаспия (по результатам ОСЛ-датирования). Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, т. 3. – ИО РАН Москва, – 2017. – С. 325–327.
- [4] Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие / Под редакцией П.А. Каплина, Т.А. Яниной. – М.: Географический факультет МГУ, – 2010 – 430 с.
- [5] Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н. и др. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестник Московского университета. Серия 5. География, – 2017. – № 1. – С. 21–29.
- [6] Aleon J, Chaussidon M, Marty B, et al. Oxygen isotopes in single micrometer-sized quartz grains: tracing the source of Saharan dust over long-distance atmospheric transport. *Geochim Cosmochim Acta*, – 2002. – 66. – P. 3351–3365
- [7] Guan Q Y, Pan B T, Gao H S, et al. Geochemical evidence of the Chinese loess provenance during the Late Pleistocene. *Paleogeogr, Paleoclimatol, Paleoecol*, – 2008. – 270. – P. 53–58
- [8] Koltringer C., Stevens T., Kurbanov R. Potential source areas for Lower Volga loess: provenance analysis using detrital zircon U-Pb ages. *E3S Web Conf.* – 2019/ – Vol. 99. – 3 p.
- [9] Kurbanov R., Yanina T., Murray A. et al. The loess-soil sequences in the Lower Volga area: stratigraphy, geochronology and paleogeography. *Proceedings of UNESCO-IUGS-IGCP 610 and INQUA POCAS. Dokuman Evi, Avcilar Istanbul*, – 2018. – P. 102–104.

- [10] Li G J, Chen J, Chen Y, et al. Dolomite as a tracer for the source regions of Asian dust. *J Geophys Res*, – 2007. – 112 p.: D17201
- [11] Sun Y B, Tada R, Chen J, et al. Distinguishing the sources of Asian dust based on electron spin resonance signal intensity and crystallinity of quartz. *Atmos Environ*, – 2007. – № 41. – P. 8537–8548
- [12] Taratunina N., Rogov V., Streletskaya I., Kurbanov R. Permafrost processes in the late pleistocene loess in the Lower Volga region. Abstracts of the International conference “Loessfest2018: Diversity of loess: properties, stratigraphy, origin and regional features”. Volgograd State University Volgograd, – 2018. – P. 110-111.
- [13] Xie J., Yang Sh., Ding Zh. Methods and application of using detrital zircons to trace the provenance of loess. *Science China Earth Sciences*, – 2012. – Vol.55. – № 11. – P. 1837–1846.

**ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ОЗЕРА НЕРО В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНЕ (ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА)**

**Л. И. Лазукова<sup>1</sup>, Е.А. Константинов<sup>1</sup>, Г.Вайкутиене<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, lazukova@igras.ru

<sup>2</sup>Вильнюсский университет, Вильнюс, Литва, giedre.vaikutiene@gf.vu.lt

**PALEOECOLOGY OF LAKE NERO AT THE END OF LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE (BY DIATOM ANALYSIS)**

**L.I. Lazukova<sup>1</sup>, E.A. Konstantinov<sup>1</sup>, G. Vaikutienė<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Vilnius University, Vilnius, Lithuania

Озеро Неро является крупнейшим озером Ярославского Поволжья. Оно занимает южную часть Ростовской котловины. Мощность озерно-аллювиальных осадков в котловине достигает 100 м [4]. Озерные водоемы претерпевали сложную историю в Ростовской котловине с момента отступления московского ледникового покрова, существенно изменяя свой уровень и границы. Изучение отложений озера Неро и его террас является ключом к пониманию истории развития гидрологической системы Ростовской котловины, в частности, и Ярославского Поволжья, в целом. Однако до сих пор остается множество пробелов в истории природной среды этой территории в интервале последних 20 тысяч лет. Существующие реконструкции [1, 2, 3, 5, 9] противоречивы. Многие из них, особенно ранние, грешат слабой обеспеченностью количественными возрастными определениями (прежде всего, <sup>14</sup>C датами).

Основными объектами данного исследования являются скважины NER-5, NER-6, K7BC. Первые две были пробурены непосредственно на акватории озера. Скважина K7BC пробурена на второй аккумулятивной террасе западного борта озера Неро, на абсолютной высоте 105 м.

Скважина NER-5 (N 57,17508; E 39,46006) пробурена на участке с максимальными глубинами (3,9 м) - в осевой зоне ложбины, расположенной в СЗ части акватории. В колонке NER-5 выделяются следующие литологические горизонты сверху вниз: 3,9–4,3 - слабоконсолидированный ил; 4,3–4,7 - ил органический (сапропель); 4,8–8,0 - органо-класто-карбонатный ил; 8,0–13,0 - класто-карбонатный ил.

Скважина NER-6 расположена в 1,35 км к ЮЗ от д. Угодичи (координаты N 57,15250; E 39,47583). Глубина озера в месте скважины - 1,6 м. В колонке NER-6 выделяются следующие литологические сверху вниз горизонты: 1,4–1,9 - слабоконсолидированный ил; 1,9–3,0 - ил органический (сапропель); 3,0–6,2 - органо-класто-карбонатный ил; 6,2–11,8 - класто-карбонатный ил; 11,8–12,5 - кластический ил.

Скважина K7BC находится на присклоновой поверхности второй аккумулятивной террасы вблизи тылового шва и имеет координаты N 57,191579; E 39,310386. В колонке K7BC выделяются следующие литологические горизонты сверху вниз: 0–0,38 - суглинок сильно оторфованный; 0,38–1,45 - низинный осоково-тростниковый торф; 1,45–1,65 - суглинок сильно оторфованный; 1,65–1,83 - суглинок слабо оторфованный; 1,83–2,0 -

суглинок легкий; 2,0–2,9 – переслаивание суглинка легкого серого и супеси серой с включениями растительного детрита; 2,9–7,55 – суглинок легкий серый массивный с включениями растительного детрита; 7,55–9,0 – тонкое переслаивание песка тонкого и песка среднего.

Препараты для диатомового анализа были приготовлены по стандартной методике [7]. Построение диаграмм было выполнено в программе Tilia. Для скважины NER-5 образцы были отобраны в диапазоне глубин с 430 до 1280 см с шагом 50 см, для NER-6 – с 160 до 600 см с шагом 40 см, для скважины K7BC – с 100 до 200 см с шагом 20 см и с 200 до 900 см с шагом 100 см. В каждом препарате была определена видовая принадлежность диатомей, количество створок варьировалось от 200 до 1000 для разных образцов.

С помощью кластерного анализа на основе видовых ассоциаций [6, 8] выделены интервалы (DZ - diatom zones, табл. 1, 2).

Таблица 1. Интерпретация данных диатомового анализа донных отложений озера Неро, скважина NER-5

Зона	Глубина, см (от воды)	Примерный возраст, cal yr BP	Краткая характеристика видового состава	Характеристика условий водоема
DZ 1a	430-510	5200-6400	Преобладают виды перифитона (63-93%) <i>Staurosira construens</i> , <i>Pseudostaurosira robusta</i> , <i>Pseudostaurosira brevistriata</i> , присутствуют планктонные <i>Aulacoseira granulata</i> и небольшое количество <i>Cyclostephanos dubius</i>	Мелководная или прибрежная часть мелководного эвтрофного озера, щелочные условия
DZ 1b	510-670	6400-7700	Господство перифитона (88-95%), особенно <i>Staurosira construens</i> , сокращение <i>Pseudostaurosira robusta</i> , <i>Pseudostaurosira brevistriata</i> . Появляется в небольшом количестве <i>Cavinula scutelloides</i> и <i>Staurosirella martyi</i>	Мелководная или прибрежная часть мелководного эвтрофно-мезотрофного озера
DZ 2a	670-870	7700-8900	Преобладание планктонных (60-91%) эвтрофных видов <i>Aulacoseira granulata</i> , <i>A. ambigua</i> . Увеличивается количество перифитонных <i>Cavinula scutelloides</i> и <i>Staurosirella martyi</i> , появляется планктонный <i>Stephanodiscus alpinus</i>	Относительно глубокое озеро, некоторое понижение температуры воды, щелочные условия
DZ 2b	870-1170	8900-10900	Снижение планктонных видов (50-72%) <i>Aulacoseira granulata</i> , <i>A. ambigua</i> , увеличение перифитонных <i>Cavinula scutelloides</i> и <i>Staurosirella martyi</i>	Возможно незначительное снижение глубины; озеро мезо-эвтрофное
DZ 2c	1170-1310	10900-13300	Преобладание планктонных (70-91%) эвтрофных видов <i>Aulacoseira granulata</i> , <i>Cyclostephanos dubius</i> , в меньшей степени <i>Aulacoseira ambigua</i> . Большое количество перифитонного <i>Cavinula scutelloides</i> , меньше <i>Staurosirella martyi</i> . Присутствуют планктонные <i>Stephanodiscus alpinus</i> , <i>Cyclotella radiosa</i>	Относительно глубокое озеро, некоторое понижение температуры воды

Для отложений NER-5 по результатам диатомового анализа можно выделить 2 зоны. Нижняя часть отложений 670–1310 см, где преобладают планктонные мезо- и эвтрофные виды, соответствует по своему диатомовому комплексу достаточно глубокому озеру.

Появление таких видов как *Stephanodiscus alpinus*, *Cyclotella radiosa* позволяет выделить в нижней части отложений две подзоны с более холодными климатическими условиями (интервалы 670–870 и 1170–1310 см). Наличие в большом количестве перифитонных видов *Cavinula scutelloides* и *Staurosirella martyi* в подзоне 810–1170 см может говорить о некотором обмелении озера.

Диатомовый комплекс верхней части отложений с интервалом глубин 430–670 см – зона с преобладанием перифитонных видов, характерен для мелководного эвтрофного озера.

Таблица 2. Интерпретация данных диатомового анализа донных отложений озера Неро, скважина NER-6 (возрастная оценка на основе литологической корреляции с колонкой NER-5)

Зона	Глубина, см (от воды)	Примерный возраст, cal yr BP	Краткая характеристика видового состава	Характеристика условий водоема
DZ 1a	160-260	Нет данных	Господство (около 80%) перифитонных видов <i>Staurosira construens</i> , <i>Pseudostaurosira robusta</i> , <i>Gyrosigma attenuatum</i> , <i>Amphora ovalis</i> , <i>A. copulata</i>	Мелководная прибрежная часть мелководного эвтрофного озера, щелочные условия
DZ 1b	260-300	Нет данных	Уменьшение перифитонных видов до 40% за счет уменьшения количества <i>Staurosira construens</i> и увеличения <i>Aulacoseira granulata</i> и <i>A. ambigua</i>	Возможно некоторое увеличение глубины озера
DZ 2a	300-480	5000-7300	Преобладание перифитонных видов с небольшими флуктуациями их численности ( <i>Staurosira construens</i> , <i>Pseudostaurosira robusta</i> , <i>Pseudostaurosira brevistriata</i> , <i>Staurosira venter</i> ). Присутствует <i>Stephanodiscus alpinus</i>	Мелководная или прибрежная часть мелководного озера, возможно, некоторое понижение температуры воды
DZ 2b	480-600	7300-8000	Преобладание перифитонных видов, увеличивается количество <i>Staurosirella martyi</i> , <i>Cavinula scutelloides</i> , <i>Stephanodiscus dubius</i> , <i>Stephanodiscus alpinus</i>	Мелководная или прибрежная часть мелководного мезотрофного озера, возможно, некоторое понижение температуры воды

В целом, по результатам диатомового анализа отложения скважины NER-6 однотипны и соответствуют диатомовому комплексу мелководного озера. Но есть некоторые различия, которые позволяют нам выделить несколько зон и подзон. Диатомовый комплекс интервала глубин 300–600 см с преобладанием *Staurosira construens*, *Pseudostaurosira robusta*, *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosira venter* характерен для мелководного озера. Возможно, было некоторое понижение температуры воды, о чем свидетельствует наличие *Stephanodiscus alpinus*. В диапазоне глубин 480-600 см появляются *Staurosirella martyi*, *Cavinula scutelloides*, *Stephanodiscus dubius*. Первые два вида могут говорить о некотором снижении глубины озера. Диатомовый комплекс интервала глубин 160–260 см характерен для мелководного эвтрофного озера. Преобладают перифитонные виды *Staurosira construens*, *Pseudostaurosira robusta*, *Gyrosigma attenuatum*, *Amphora ovalis*, *A. copulata*. На глубинах 260–300 см наблюдается резкое возрастание числа *Aulacoseira granulata* (до 47%) и уменьшение перифитонных видов, возможно в этот период времени произошло увеличение глубины и эвтрофикации озера.



Таблица 3. Интерпретация данных диатомового анализа отложений террасы озера Неро, скважина К7ВС

Глубина, см	Примерный календарный возраст	Количество створок, шт.	Краткая характеристика видового состава	Характеристика условий водоема
160	12090±530	354	100% перифитон с преобладанием <i>Eunotia biconstricta</i> , <i>Cymbella neogena</i> , <i>Eunotia praerupta</i> var. <i>bidens</i> , <i>Hantzschia amphioxys</i> , <i>Pinnularia viridiformis</i> , <i>Placoneis amphibola</i> , <i>Stauroneis gracilis</i> , <i>Rexlowea parasemen</i>	Холодный, мелкий или пересыхающий олиготрофный водоем (лужа)
700	25260±470	1243	Преобладают планктонные виды (около 95%) <i>Aulacoseira granulata</i> , <i>Stephanodiscus alpinus</i> , <i>S. neoastraea</i> , <i>Cyclotella radiosa</i> , <i>Pantocsekiella ocellata</i> . Присутствует также перифитонный вид <i>Cavinula scutelloides</i>	Холодный, глубокий олиготрофный водоем или переотложение из более древних горизонтов
900	Нет данных	667	Преобладают планктонные виды (около 80%) <i>Stephanodiscus neoastraea</i> , <i>Pantocsekiella ocellata</i> , <i>Aulacoseira ambigua</i> , присутствует также <i>Stephanodiscus alpinus</i> . Из перифитона преобладает <i>Tabellaria fenestrata</i> , <i>T. floculosa</i> .	Достаточно глубокий водоем или переотложение из более древних горизонтов

В скважине К7ВС диатомовые водоросли в достаточном количестве (от 350 до 1200 створок) были найдены лишь на трех глубинах: 160, 700 и 900 см (таблица 3). На остальных глубинах в отложениях скважины К7ВС диатомовые водоросли присутствуют в единичном числе (10-30 створок). Можно отметить, что среди них находятся *Hantzschia amphioxys*, *Pinnularia* sp., *Aulacoseira granulata*, *A. ambigua*, *Tabellaria fenestrata*, *Gomphonema* sp., *Stephanodiscus neoastraea*, *Stephanodiscus alpinus*, *Hannaea arcus*. Кроме того следует добавить, что на глубинах 200–700 см (с максимумом на глубине 300 см) встречаются обломки и целые створки морского вида *Paralia* sp.

Диатомовый комплекс на глубине 900 см состоит из планктонных видов (78%). Преобладает *Stephanodiscus neoastraea* (51%), присутствуют *Pantocsekiella ocellata*, *Aulacoseira ambigua*, есть также некоторое количество *Stephanodiscus alpinus* (4,8%). Среди перифитонных видов *Tabellaria fenestrata* и *T. floculosa*. Такой набор диатомовых водорослей позволяет говорить об олиго- мезотрофном водоеме, достаточно глубоком, возможны немного более холодные климатические условия, чем современные.

На глубине 700 см господствуют планктонные диатомовые (около 95 %). Преобладают *Aulacoseira granulata* и *Stephanodiscus alpinus* (36 и 31 % соответственно), присутствуют *S. neoastraea*, *Cyclotella radiosa*, *Pantocsekiella ocellata*. Из перифитонных видов – *Cavinula scutelloides*. Такой диатомовый комплекс полностью соответствует глубокому холодному олиго- мезотрофному водоему.

Необходимо отметить, что наличие на глубинах 700 и 900 см диатомовых комплексов, которые характерны для глубоких холодных олиго- мезотрофных озер, противоречит механическому составу с преобладанием песка. Этот факт и присутствие морского вида *Paralia sp.* говорит в пользу того, что эти диатомовые комплексы следует считать переотложенными.

На глубине 160 см обращает внимание господство перифитонных видов диатомовых и полное отсутствие планктонных диатомей. Из этого мы можем сделать вывод, что водоем был очень мелким. Весь комплекс диатомовых характерен для олиготрофного кислого водоема. Наличие *Hantzschia amphioxys*, вида-аэрофила, говорит о том, что водоем был пересыхающим. Виды *Eunotia biconstricta*, *Stauroneis gracilis*, *Rexlowea parasemen*, *Eunotia praerupta var. bidens* свидетельствуют о более суровых климатических условиях, чем современные.

Выводы:

1) На протяжении голоцена озеро Неро эволюционировало из более глубокого (глубже современного), периодически более холодного (относительно современного) озера в мелководный эвтрофный, хорошо прогреваемый водоем.

2) Отложения, вскрытые скважиной NER-6 хорошо коррелируют с верхней частью керна NER-5, но, по-видимому, имеют более высокое временное разрешение.

3) Единичное количество диатомовых водорослей в осадках террасы (колонка K7BC) в интервале от 160 до 700 см может говорить о неозерном генезисе отложений. В пользу переотложения также говорит наличие створок морского вида *Paralia sp.* на глубинах от 200 до 700 см.

4) Диатомовый комплекс, обнаруженный в колонке K7BC на глубине 160 см соответствует позднему дриасу (12090±530) и свидетельствует, что в это время на террасе 105 м существовал мелкий пересыхающий водоем (лужа) при более холодных климатических условиях, чем современные.

Список литературы:

[1] Александровский А.Л. Эволюция почв низких террас озера Неро // Почвоведение 2011, №10 С. 1155-1167.

[2] Алешинская З.В., Гунова В.С. 1975 Голоценовая история озера Неро по данным сопряженного анализа // История озер в голоцене. Л.: Ротапринт ГО СССР, 1975. С. 150–158.

[3] Алешинская З.В., Гунова В.С. Новейшие отложения и палеогеография озера Неро // Вестник Моск. Ун-та, сер. 5, География, 1997, № 1, С. 49-52.

[4] Гунова В.С., Лефлат О.Н. Голоценовое и современное состояние экосистемы озера Неро // Вестник Моск. Ун-та, сер. 5, География, 1997, №4, С. 42-45.

[5] Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1974. 278 с.

[6] Barinova, S.S., Medvedeva, L.A., Anissimova, O.V. Diversity of algal indicators in environmental assessment. Tel-Aviv.,: Pilies Studio, 2006, P. 230-321.

[7] Battarbee, R.W. Diatom analysis. In Handbook of Holocene Paleocology and Paleohydrology (Ed. Berglund, B.). Wiley & Sons, Chichester, 1986, P. 527-570.

[8] Denys L. A checklist of the diatoms in the holocene deposits of the western Belgian coastal plain with a survey of their apparent ecological requirements, I. Introduction, ecological code and complete list. Geological Survey of Belgium, 1991. P. 1-40.

[9] Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O., Lacourse T., Subetto D., Torssander P., Romanenko F. Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia // Journal of Paleolimnology, 2006, V.35, P. 543-569.

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРИВ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ КВАРТЕРЕ**

**С.И. Ларин<sup>1</sup>, Н.С. Ларина<sup>2</sup>, В.А. Алексеева<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия, silarin@yandex.ru

<sup>2</sup> Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия, nslarina@yandex.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия, valekseeva@rambler.ru

**PALEO GEOGRAPHICAL CONDITIONS OF GRIVAS (SMALL RIDGES) FORMATION IN THE SOUTH-WEST OF WESTERN SIBERIA IN THE LATE QUATERNARY**

**S.I. Larin<sup>1</sup>, N.S. Larina<sup>2</sup>, V.A. Alekseeva<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia

<sup>2</sup> Tyumen State University, Tyumen, Russia

<sup>3</sup> Moscow, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

На юге Западной Сибири и в Северном Казахстане широко известны параллельные и субпараллельные гряды (местное название - гривы) - формы рельефа, вытянутые преимущественно с северо-востока на юго-запад. С ними парагенетически связаны покров лессовидных отложений, палеокриогенный микрорельеф, фрагменты ископаемых почв и некоторые другие образования. С учетом разного рода котловинных форм рельефа, занятых в настоящее время озерами, болотами или березово-осиновыми колками, этот рельеф получил название грядово (гривно)-ложбинно-котловинного.

Несмотря на длительную историю изучения и многочисленные попытки выяснить генезис этих загадочных образований, эта проблема не решена до сих пор.

Новый импульс этому вопросу придали работы А.А.Величко [2] в которых ориентированный грядово-бугристый рельеф и генетически связанный с ним покров лессовидных отложений в Западной Сибири, рассматриваются как ключевые климатические морфотипы позднеледниковых аридных ландшафтов, близких по своему облику к холодным пустыням или полупустыням. В отличие от современных донных пустынь более низких широт грядово - бугристые образования содержат в осадках и рельефе палеокриогенные реликты. Поэтому выяснение генезиса, возраста и процесса эволюции грив и лессовидных отложений в позднем квартере имеет исключительно важное значение для изучения развития ландшафтов не только юга Западной Сибири, но и других территорий России и зарубежья.

Комплексное палеогеографическое изучение гривных толщ в юго-западной части Западной Сибири (55°-57°с.ш.), показало, что они сложены преимущественно низкосортированным (коэффициент сортировки  $So > 3$ , коэффициент асимметрии  $Sk > 0$ ) мелким глинистым песком и песчанистым алевритом. Содержание глинистой фракции в отдельно взятых разрезах непостоянно, поэтому выделяются алеврито-песчанистые разности: глинистая, сильноглинистая, алевритисто-сильноглинистая, алевритово-глинистая [6].

Судя по значениям коэффициента криогенной контрастности (ККК) [4] - индикатора наличия и параметров мерзлоты, в ходе аккумуляции верхних 4–6–10 метров гривных толщ ландшафтно-мерзлотные условия неоднократно менялись [6]. Большей частью преобладала сезонная мерзлота со среднегодовыми температурами грунтов +2...+6°С. Реконструкция ландшафтов по точкам-аналогам [4] показала развитие в эти периоды южной тайги [6]. Два-три-четыре резких похолодания, отраженных в толщах отдельных грив, резко меняли ландшафтно-мерзлотные условия в сторону более суровых условий. Расчеты показывают, что в эти периоды южная тайга сменялась средней, северной тайгой, южной тундрой и даже арктической тундрой, а сезонная мерзлота трансформировалась в островную, массивно-островную и сплошную мерзлоту. Например, в разрезе отложений гривы у с. Красноорлово (разрез K1/15; 55°58' 25,4" с.ш., 68° 00' 59,6" в.д.), температуры грунта, реконструированные по значениям ККК, во время развития средней/северной тайги +1...+2...+3°С, северной тайги/южной тундры 0...-1...-2°С, южной тундры -4...-5...-6°С, арктической тундры -10°С.

Морфоскопия зерен кварца из осадочной толщи грав показывает преобладание частиц в разной степени испытавших перенос в воздушной среде [6]. В одних случаях доля таких зерен достигает 88-100% (грива у с. Чуртан; 56°42' 37,9" с.ш., 70°34' 15,3" в.д.), в других (грива у с. Кареглазово; 56°18' 29,1" с.ш., 70°26' 49,4" в.д.) снижается до 68-72% – 88-96% , иногда до 48%. В некоторых разрезах (грива у с. Кареглазово) обращает внимание низкая (редко средняя) степень выраженности эоловых текстур поверхности, часто встречающихся только лишь на незначительных по площади участках видимой поверхности зерен. При этом многие кварцевые зерна несут следы постседиментационных преобразований, прежде всего в виде кремневой пленки осажденных коллоидов, обволакивающей поверхность зерна, нивелирующей рельеф поверхности и в значительной степени маскирующей ее исходные текстуры. Например, доля кварцевых зерен с кремневой пленкой в разрезе гривы у с. Кареглазово достигает от 76-96% до 100% (в среднем, 89%) [6]. Невысокий коэффициент окатанности песчаных частиц, хорошая сохранность исходных текстур поверхности и незначительная встречаемость специфических для эоловых процессов текстур поверхности (в основном только на выпуклых участках кварцевых зерен) в разрезе отложений гривы у с. Кареглазово свидетельствуют о неблагоприятных для этого физико-географических условиях (интенсивность процессов физического выветривания, количество атмосферных осадков, повторяемость и скорость ветров, характер растительного покрова) и слабом проявлении эоловых процессов. О низких скоростях ветров и, по всей видимости, ближнем переносе свидетельствует отсутствие в материале гривы у. Кареглазово частиц фракции >1 мм и 1,0–0,5 мм, невысокое содержание частиц фракции 0,5–0,25 мм (2-3%, до 5–6%) и преобладание фракции мелкого песка (0,25–0,1 мм) от 23–25% до 58% (в среднем по разрезу 42%). Известно, что критическая скорость ветра для сухих частиц фракции 0,5–0,25 мм составляет 7–9 м/с, а фракции 0,25–0,1 мм – 5–6 м [3]. Такие ветры по шкале Бофорта относятся к слабым, умеренным и свежим (3–5 баллов).

Содержание зерен кварца с криогенными текстурами поверхности в одних случаях составляет от 64% до 96 % (грива у с. Чуртан), в других (грива у с. Кареглазово) достигает 36-68% (среднее 50%) в самой верхней части разреза, ниже по разрезу снижаясь до 24-28% и даже 4-9% [6]. В последнем случае незначительная встречаемость криогенных текстур поверхности (за исключением самой верхней части разреза) говорит скорее об умеренном климате, а широкое развитие пленок кремнезема на поверхности кварцевых зерен – об его гумидности, когда становится возможной миграция коллоидных растворов.

Для выяснения условий увлажнения и термического режима, в которых шло формирование литологических особенностей гривных толщ, была выполнена реконструкция средних годовых сумм осадков (MAP, мм/год) и средних годовых температур (MAT, °C). В качестве расчетных формул использованы геохимические эмпирические зависимости коэффициентов выветривания с климатическими факторами. Апробация этих зависимостей для почв различных климатических зон территории Северной Америки [8, 12], лёссового плато Китая [10] и степной зоны европейской части России [1] показала их высокую перспективность. Для расчетов использованы зависимости:  $MAP_{CHEM} = 221,1e^{0,0179(CIA-K)}$  [12], а также  $MAT = -2,74 \ln(PWI) + 21,39$  [8]. Кроме этого был рассчитан PWI - палеопочвенный индекс выветривания и показатель палеотемператур [9]:  $PWI = [4.20Na + 1.66Mg + 5.54K + 2.05Ca]100$ . Для реконструкции интенсивности выветривания и палеоосадков (MAP) применен коэффициент выветривания [11]:  $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]100$  - соотношение первичных и вторичных минералов в валовом образце. Значения CIA ~50 ед. характерны для невыветрелых пород, формировавшихся преимущественно в холодной и аридной климатической обстановке. Для таких условий пороговое значение CIA ~70 ед. [11]. Сильновыветрелые породы имеют CIA до 100 единиц, в почвах этот коэффициент отражает преимущественно степень преобразования вторичных глинистых минералов илистой фракции. Дополнительную информацию дают также индекс химической преобразованности отложений без учета эффекта от биологического круговорота калия [13]:  $CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \cdot 100$  и индекс химической

зрелости тонкой алюмосиликокластики, поступающей в процессе выветривания в область седиментации [7]:  $ICV = [Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2] / Al_2O_3$ . Величина  $CIW$  возрастает с ростом степени разложения исходных пород или осадков. Индекс  $ICV$  в незрелых отложениях с высоким содержанием неглинистых минералов  $>1$ , у более зрелых с большим количеством глинистых минералов индекс  $<1$ .

На основе указанных выше зависимостей  $MAP\_CHEM$  и  $MAT$  реконструированы средние годовые атмосферные осадки ( $MAP$ , мм/год) и средние годовые температуры воздуха ( $MAT$ , °C) во время формирования толщи грив возле с. Красноорловское, с. Большеудалово (разрез 2/15;  $56^{\circ}11' 14,19''$  с.ш.,  $69^{\circ} 21' 24,4''$  в.д.) и с. Савина (разрез 3/15;  $56^{\circ}11' 29,3''$  с.ш.,  $69^{\circ} 31' 22,2''$  в.д.).

Рисунки хода средних годовых осадков по разрезам разных грив очень похожи между собой. На них отчетливо выделяются нижние и средние «сухие» части разрезов и верхние «гумидные» части, где значения суммы средних годовых осадков резко возрастают. Нижние и средние части разрезов грив характеризуются относительно небольшой амплитудой колебаний значений осадков в сторону увеличения и уменьшения. Это свидетельствует об относительной однородности условий увлажнения во время формирования большей части гривных толщ. Верхние «гумидные» участки разрезов грив в этом отношении резко контрастируют с нижележащими отложениями. В основании верхней пачки гривных толщ отмечается резкое снижение количества осадков. Особенно заметны признаки уменьшения увлажнения в разрезе гривы у с. Красноорловское.

Ход количества осадков по разрезам грив хорошо согласуется с литогеохимическими коэффициентами [5], свидетельствующими о формировании большей части гривных толщ в относительно однородных условиях седиментации (средние значения  $TiO_2/Al_2O_3=0,07$ ,  $Zr/TiO_2=0,04$ ) при минимальных средних значениях коэффициентов биоактивности и биопродуктивности ( $(Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3=0,34$ ;  $MnO/Al_2O_3=0,01$ ;  $MnO/Fe_2O_3=0,03$ ). В основании верхних пачек разрезов отложений грив, по литохимическим данным также фиксируется волна похолодания и аридизации климата ( $CIA \sim 51-55$ ,  $CIW \sim 55-60$ ,  $ICV \sim 1,4-1,2$ ). Самые верхние части разрезов гривных толщ формировались в гумидных условиях ( $CIA \sim 71-79$ ,  $CIW \sim 82-88$ ,  $ICV \sim 0,8-1,0$ ).

Реконструированные значения средних годовых осадков получились достаточно высокие. Например, среднее, максимальное и минимальное значение годового количества осадков по разрезу гривы у с. Красноорловское составляет 682 мм, 851 мм и 542 мм. Для нижней и средней части разреза гривы максимальное, минимальное и среднее значение осадков соответственно 679 мм, 542 мм и 641 мм. Разница между максимальным и минимальным значениями осадков для нижней и средней частей разреза 137 мм. Среднее количество годовых осадков для верхней части разреза гривы 847 мм.

Среднее, максимальное и минимальное значение годового количества осадков для всего разреза гривы у с. Большеудалово составляет 704 мм, 848 мм и 635 мм. Для нижней и средней части разреза гривы максимальное, минимальное и среднее значения осадков соответственно 690 мм, 635 мм и 673 мм. Разница между максимальным и минимальным значениями осадков в нижней и средней частях разреза 55 мм. Среднее значение осадков для верхней части разреза гривы 828 мм.

Для всего разреза гривы у с. Савина среднее, максимальное и минимальное значение годовой суммы осадков составляет 683 мм, 875 мм и 616 мм. Для нижней и средней части разреза гривы максимальное, минимальное и среднее значения осадков соответственно 664 мм, 608 мм и 638 мм. Разница между максимальным и минимальным значениями осадков в нижней и средней частях разреза 56 мм. Среднее значение осадков для верхней части разреза гривы 831 мм.

По всей видимости, расчетные величины суммы средних годовых осадков заметно завышены. Завышение показателя  $MAP$  с использованием индекса  $CIA$  отмечают [1], поэтому использованная методика требует адаптации для территории юга Западной Сибири и проверки другими методами и показателями.

Рисунки изменчивости реконструированных значений средних годовых температур воздуха (MAT, °C) в разрезах разных грив также похожи между собой. Отчетливо выделяются нижние и средние части разрезов грив с небольшой амплитудой колебаний температур и верхние «теплые» части разрезов, где значения средних годовых температур воздуха резко возрастают. В основании верхней пачки гривных толщ отмечается заметное похолодание. Особенно контрастно это проявилось в разрезах грив у с. Красноорловское и с. Савина. Средние годовые температуры воздуха по конкретным разрезам грив имеют сходные значения.

Например, средние годовые температуры воздуха, реконструированные по разрезу отложений гривы мощностью 3,9 м у с. Красноорловское, изменяются в диапазоне от  $-0,30^{\circ}\text{C}$  до  $+0,98^{\circ}\text{C}$ . В нижней и средней части графика выделяются небольшие волны понижения температур с минимальными значениями  $0,02^{\circ}\text{C}$ ,  $-0,04^{\circ}\text{C}$  и  $-0,30^{\circ}\text{C}$ . Максимальные значения температур воздуха для трех волн потепления между ними соответственно  $+0,25^{\circ}\text{C}$ ,  $+0,32^{\circ}\text{C}$  и  $+0,27^{\circ}\text{C}$ . Общая амплитуда колебаний температур в этой части разреза гривы достигает около  $0,6^{\circ}\text{C}$ . В верхней части разреза указанной гривы, значения средних годовых температур воздуха резко повышаются. Максимальные значения достигают  $+0,98^{\circ}$ .

Средние годовые температуры воздуха, реконструированные по разрезу отложений гривы мощностью 4,9 м у с. Савина изменяются в диапазоне от  $-0,42^{\circ}\text{C}$  до  $+0,97^{\circ}\text{C}$ . В нижней и средней части этого разреза выделяются три-четыре небольшие волны понижения температур с минимальными значениями от  $0^{\circ}\text{C}$  до  $-0,42^{\circ}\text{C}$ . Три волны повышения температур воздуха между ними имеют максимальные значения  $+0,27^{\circ}\text{C}$ ,  $+0,21^{\circ}\text{C}$ ,  $+0,09^{\circ}\text{C}$ . Общая амплитуда колебаний температур в этой части разреза гривы достигает около  $0,7^{\circ}\text{C}$ . В верхней части разреза средние годовые температуры воздуха резко повышаются до  $+0,97^{\circ}\text{C}...+1,15^{\circ}\text{C}$ .

Средние годовые температуры воздуха, реконструированные по разрезу отложений гривы мощностью 8,1 м у с. Большеудалово изменяются в диапазоне от  $-0,39^{\circ}\text{C}$  до  $+0,62^{\circ}\text{C}$ . В нижней и средней части графика выделяются четыре небольшие волны понижения температур с минимальными значениями от  $-0,39^{\circ}\text{C}$  до  $-0,19^{\circ}\text{C}$ . Четыре небольших волны потепления между ними характеризуются максимальными значениями температур воздуха  $+0,11^{\circ}\text{C}$ ,  $+0,28^{\circ}\text{C}$ ,  $+0,12^{\circ}\text{C}$ ,  $+0,08^{\circ}\text{C}$ . Общая амплитуда колебаний температур в этой части разреза гривы достигает  $0,2-0,5^{\circ}\text{C}$ . В верхней части разреза средние годовые температуры воздуха резко повышаются и достигают  $+0,62^{\circ}\text{C}$ .

В целом полученные данные свидетельствуют о смене палеогеографических условий в ходе формирования грив на юго-западе Западной Сибири в широком диапазоне ландшафтно-климатических условий: от холодного аридного до умеренного климата, от сезонной мерзлоты и преимущественно положительных среднегодовых температур грунта до сплошной мерзлоты с весьма низкими среднегодовыми температурами.

### **Благодарности**

*Авторы благодарят чл.-корр. РАН, д.б.н. А.О. Алексеева, д.б.н. Т.В. Алексееву и к.г.-м.н. П.И. Калинина (ИФХиБПП РАН, Пущино) за проведение аналитических исследований и консультации.*

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №20-05-00734А, частично в рамках госзадания №АААА-А17-117051850064-0 и АААА-А16-11632810089-5.*

### Список литературы:

[1] Алексеев А.О. Калинин П.И. Алексеева Т.В. Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге Восточно-Европейской равнины в четвертичное время // Почвоведение. - 2019. - №4. - С 389-399.

[2] Величко А.А., Тимирева С.Н., Кременецкий К.В., МакДональд Г., Смит Л. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Изв. РАН. Сер. географ. - 2007. - № 4. - С. 16-28.

- [3] Динамическая геоморфология: Учебное пособие / Под ред. Г.С.Ананьева, Ю.Г.Симонова, А.И.Спиридонова. М.:Изд-во МГУ, 1992. 448с.
- [4] Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1994.-131 с.
- [5] Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С. Литолого-геохимическая индикация генезиса покровных отложений Ишимской равнины (Юго-запад Западной Сибири) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием). - Казань: Издательство Казанского университета, 2019. - С. 239-240.
- [6] Ларин С.И., Лаухин С.А., Алексеева В.А., Ларина Н.С. О мерзлотно-климатических условиях формирования гривных толщ Тобол-Ишимского междуречья // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. онлайн-сессии, 19–22 апреля 2021 г. [электронный ресурс] / Под ред. Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой, О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгина. – Новосибирск: ИНГТ СО РАН, 2021. С. 322-326. doi:10.18303/B978-5-4262-0104-0-322.
- [7] Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1995, vol. 59, p. 2919–2940.
- [8] Gallagher T.M., Sheldon N.D. A new paleothermometer for forest paleosols and its implications for Cenozoic climate // *Geology*. 2013. V. 41. P. 647-650.
- [9] Koch P.L. Isotopic reconstruction of past continental environments // *Annual Rev. Earth & Planet Sci.* 1998. V. 26. P. 573-613.
- [10] Maher B. A. The magnetic properties of Quaternary aeolian dusts and sediments and their palaeoclimatic significance // *Aeolian Res.* 2011. V. 3. № 2. P. 87-144.
- [11] Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 1523-1534
- [12] Sheldon N.D., Tabor N.J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // *Earth-Sci. Rev.* 2009. V. 95. P. 1–52.
- [13] Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rock and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*, 1995, vol. 23, P. 921–924.

## ВЛИЯНИЕ ГАЗОГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА РЕЧНЫХ ДОЛИН ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОН

**Е.В. Лебедева**

Институт географии РАН, Москва, Россия, Ekaterina.lebedeva@gmail.com

## INFLUENCE OF GAS HYDROTHERMAL ACTIVITIES ON THE FORMATION OF RELIEF OF GEOTHERMAL ZONES' RIVER VALLEYS

**E.V. Lebedeva**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Растворы термальных источников и парогазовые выбросы фумарол геотермальных зон интенсивно изменяют как вмещающие породы, так и окружающие ландшафты. Термальные воды и газы формируются на участках повышенного теплового потока и разогреваются благодаря теплу интрузий и экструзий. Источником воды гидротерм являются преимущественно метеорные воды, но в процессе фильтрации состав их во многом изменяется по сравнению с исходным, что определяется характером вмещающих пород и взаимодействием *газ–вода–порода* [9]. Местоположения выходов термальных вод и газов в пределах вулканических построек обусловлены разломами и трещинами. Заложение речных долин обычно также определено разломной тектоникой, поэтому газогидротермальные проявления нередко приурочены к днищам эрозионных врезов, и в долинах рек вулканических регионов встречаются участки активных газогидротермальных проявлений. Однако их влияние на формирование флювиального рельефа изучено плохо – большинство

исследований посвящено анализу геологического и гидрогеологического строения геотермальных зон, характера гидротермальных проявлений, особенностей преобразования горных пород в условиях газогидротермального воздействия [1, 2, 4, 9, 13 – 16]. Цель данной работы - хотя бы отчасти восполнить этот пробел и определить влияние термальной активности на характер процессов рельефообразования в речных долинах. Работа опирается на геоморфологические исследования, проведенные в вулканических регионах Камчатки и Курильских островов, Исландии, Новой Зеландии, Северной и Южной Америки. Ключевым объектом исследований выбрана долина р. Гейзерной (Камчатка), как наиболее хорошо изученная в России, однако основные выявленные закономерности типичны и для других долин геотермальных зон как Курило-Камчатского региона, так и мира.

Наши исследования показали, что речные долины по периферии вулканических массивов на участках развития гидротермальной деятельности имеют своеобразное строение со специфическими формами микро- и мезорельефа. На участках высокой активизации газогидротермальной деятельности – сольфатарных полях, – как правило, наблюдаются все типы газогидротермальных проявлений: парогазовые выходы (сольфатары, мофетты), грязевые котлы и термальные источники. При удалении от центра вулканических построек и угасании вулканической активности встречаются преимущественно разнообразные по физико-химическим свойствам термальные источники, температура и минерализация которых также постепенно снижаются.

Активизация денудационных процессов в речных долинах геотермальных зон происходит в результате: 1) химического и термального воздействия минерализованной воды и пара; 2) физического воздействия текучих вод (за счет эрозии и суффозии), 3) повышенного увлажнения склонов в местах выходов воды и пара; 4) активного выветривания пород различного состава под воздействием минерализованных термальных вод и газов.

В связи с повышенной температурой как вод, так и самих грунтов, преобразование пород на таких участках протекает в течение всего года даже в условиях умеренного климата. Выветривание в таких регионах может идти различными путями. При пропилитизации происходит заметное уплотнение пород, снижение их пористости, повышение упругих и прочностных характеристик. Однако также широко наблюдается и трансформация вулканических пород в гидротермальные глины, что вызывает их разуплотнение и разупрочнение (удельное сцепление снижается на 1-2 порядка [14]), они приобретают пластические свойства, хотя нередко сохраняют исходные цвет и структуру.

Денудационные процессы приурочены преимущественно к бортам долин – в основном к их верхней части. Здесь часто формируются *трещины отседания*, что, казалось бы, вполне закономерно для большинства глубоких врезов. Однако о связи формирования трещин с гидротермальной деятельностью свидетельствуют участки парения грунта в их пределах [3, 8].

Процессы выветривания и увлажнения пород стимулируют широкий спектр склоновых процессов (обваливание, осыпание, оползание, сплывы) с формированием *стенки срыва* различной протяженности и высоты. Так, в 2007 г. на левом борту р. Гейзерной в результате обвала блоков гидротермально измененных отложений сформировался подковообразный амфитеатр обрушения с почти вертикальной стенкой высотой около 150 м и протяженностью до 800 м.

Своеобразным явлением на бортах подобных долин являются *гидротермальные педименты* – слабонаклонные (1–5°) площадки, формирующиеся на участках парения и повышенного увлажнения, где развиты гидротермально измененные, часто глинистые породы. Часто их ширина измеряется первыми метрами, но они могут достигать и первых десятков метров. Их формирование происходит за счет постепенного отступления склона (борта долины), материал разрушения которого постепенно выносится высачивающимися водами в процессе плоскостного смыва [6].

На лишенных растительности участках термальной проработки благодаря активизации линейной эрозии в податливых выветрелых породах часто формируются *бедленды*.



Над многими термальными источниками и гейзерами на склонах и уступах (в зоне воздействия пара и выбросов воды) образуются *денудационные ниши* различной конфигурации – от слабоогнутых эллипсовидных до напоминающих небольшие пещеры.

Денудационные формы в днищах долин могут быть разделены на *наземные* и *подземные*. К первой группе относятся различные углубления на поверхностях пойменных и надпойменных террас, иногда непосредственно в русле – так называемые *котлы* – кипящие, грязевые, из которых происходит вынос растворенного и взвешенного твердого вещества (рис. 1).



Рис. 1. Пойма правого притока р. Фальшивой (Камчатка) с кипящим котлом, обрамленным натечными образованиями.

Денудационными поверхностными формами также являются *ванны гейзеров*, имеющие различную форму – от иногда весьма причудливой конфигурации – чаще в случае расположения на склонах – до (реже) почти идеального круга (в случае расположения на горизонтальной поверхности).

Для площадок парения и сольфатарных полей в днищах и на бортах долин также типично формирование *подземных полостей* различных размеров (объемом до 0.5-1.0 м<sup>3</sup> и даже более) за счет растворения пород в результате взаимодействия с паром, насыщенным агрессивными газами, в том числе сернистыми.

В качестве особого типа могут быть также выделены *подземные каналы и камеры гейзеров*, иногда имеющие весьма сложную форму.

В днищах долин и в нижних частях их склонов часто доминирует аккумуляция. Для формирования аккумулятивного рельефа наибольшее значение имеют *состав вод термальных источников* и наличие *геохимических барьеров*, где происходит выпадение из раствора тех или иных химических соединений с формированием микро- и мезоформ флювиального рельефа.

Среди аккумулятивных форм, связанных с парогазовыми выходами, могут быть выделены *щетки кристаллов сублиматов* на площадках парения и *конусообразные постройки сольфатар*, также формирующиеся из щеток кристаллов, химический состав которых определяется составом выходящих парогазовых струй.

Хотя сами *грязевые котлы* – воронки и небольшие котловины, заполненные жидкой глинистой массой, представляющей собой смесь поверхностных вод с конденсатами пара и вулканических газов и глинистыми частицами гидротермально измененных пород, - могут быть отнесены к денудационным формам, однако вокруг них формируются аккумулятивные *валики глинистого материала* высотой первые десятки сантиметров и шириной до 0.5- 1.5 м; иногда прослеживаются отложения *потоков глинистых масс* протяженностью первые метры, реже их десятки. На некоторых участках близ котлов встречаются небольшие группы *миниатюрных грязевых вулканчиков* высотой первые десятки см.

Наиболее широко представлены аккумулятивные формы рельефа, созданные при участии термальных источников. Непосредственно к руслам рек приурочены три типа аккумулятивных образований: *русловые лотки* (желобообразные участки русел), *фестоны* (ступенчато расположенные площадки) и *бронированные ступени водопадов*. Все они формируются на участках быстрин, где идет насыщение воды кислородом и происходит переход растворимых соединений в нерастворимую форму и выпадение их в осадок, в результате чего образуются слоистые отложения, образующие данные формы.

Новообразования в виде плотных корок в русле и на поверхностях поймы и террас, цементации аллювиальных отложений могут наблюдаться и на иных геохимических барьерах: при слиянии водотоков или их впадении в водоемы с другим химическим составом воды.

Следующую группу аккумулятивных образований составляют *плащи* (горизонтальные или наклонные покровы, обрамляющие конусовидные или изометричные *постройки гейзеров*), *стенки* (уступы террас и борта долины, покрытые натечными корками) и *натечные террасы* различных размеров и морфологии, формирование которых происходит в прибортовых частях долин. Эти натечные образования возникают близ источников и гейзеров в результате излияния или высачивания минерализованных термальных вод. Все они имеют слоистое строение, что свидетельствует о некой цикличности их формирования, которая обычно носит сезонный характер. Скорости образования натечных форм зависят от активности процесса осаждения новообразованных соединений и составляют от 1–2 мм до их долей [11, 12, 16].

В рассматриваемых долинах повсеместно встречаются *фрагменты пойменных и надпойменных террас*, покрытые слоистыми корками новообразований и/или сложенные аллювиальными отложениями, проработанными гидротермальными процессами, и их эрозионные останцы различных размеров в руслах. Причем прослеживается два типа проработки аллювия минерализованными водами. Чаще наблюдается прочная цементация отложений, как правило, железистыми и железо-марганцевыми растворами. Вторым типом является выветривание осадков до глин с сохранением структуры аллювия.

Распространение гидротермальных глин и наличие выходов пара и термальных вод благоприятствуют образованию многочисленных смещений на склонах долин, в результате чего там формируются локальные разноуровневые террасы. Постепенно долины на таких участках расширяются за счет активного выколаживания склонов (рис. 2). В их днищах идет накопление смещенного в результате оползней и обвалов склонового материала с периодическим перегораживанием долин и образованием временных *плотин* и подпрудных водоемов, в которых происходит аккумуляция наносов реки. Дальнейшая транспортировка и переотложение склонового и аллювиального материала происходят преимущественно благодаря селевым потокам, которые формируются или непосредственно при гравитационных обрушениях, или при разрушении плотин и спуске временных подпрудных водоемов. Это хорошо подтверждают наблюдения, проведенные в долине р. Гейзерной [3, 7, 8], где в настоящее время существуют 2 плотины – одна (2007 г.) - уже прорезана рекой, а другая (2014 г.) находится на начальной стадии размыва. Впрочем, следы селей типичны и для других водотоков территорий высокой гидротермальной активности не только Курило-Камчатского региона, но большинства вулканических регионов мира [5, 6].

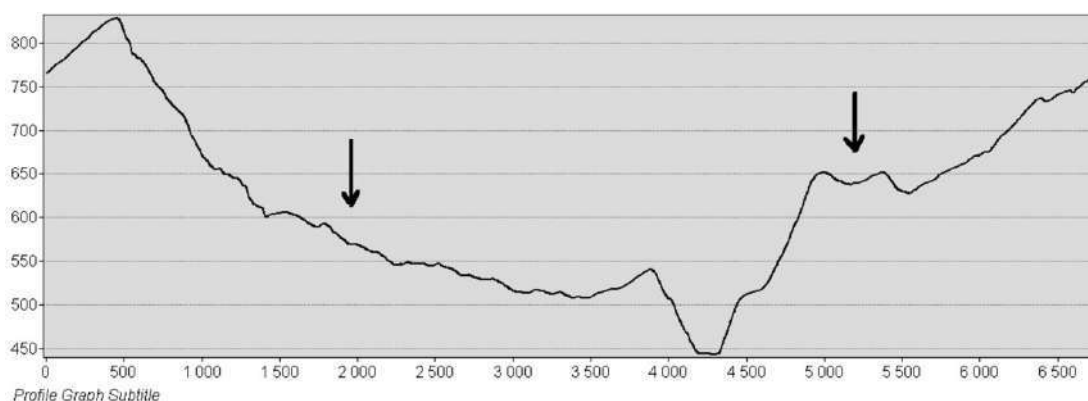


Рис. 2. Поперечный профиль долины р. Гейзерной (Камчатка) в ее нижнем течении. Стрелки указывают на участки оползней разного типа и возраста.

Важно отметить, что для газогидротермальных проявлений характерна *пространственная миграция*: на одних участках термальная активность затухает, на других появляется. При этом происходит трансформация и связанных с ней денудационных и аккумулятивных процессов, и, соответственно, форм рельефа. При затухании газогидротермальной деятельности скорости процессов рельефообразования также затухают, а оползневые тела и натечные формы постепенно зарастают и морфологически выглядят как обычные речные террасы, что требует особого внимания при изучении подобных территорий на поствулканическом этапе.

Прочность сформированных в руслах и на склонах новообразований зависит от их состава: отложения, насыщенные окислами и гидроокислами железа, как правило, являются более стойкими во времени, а кремнистыми и карбонатными соединениями – довольно быстро разрушаются. В целом, однако, описанные аккумулятивные формы по большей части (за исключением сцементированных фрагментов аллювиальных отложений) плохо и редко сохраняются после завершения активной фазы гидротермальной деятельности. Находки палеозон развития гидротермальных процессов с ископаемыми гейзеритовыми и травертиновыми натечными образованиями весьма немногочисленны, а их датировки пока еще единичны [10].

*Полевые исследования выполнялись в рамках госзадания ИГ РАН № 0148-2019-0005, обобщение материалов - при поддержке гранта РФФИ № 21-17-00216.*

Список литературы:

- [1] Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологическая и гидрогеологическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. - Владивосток: Дальнаука, - 1976. - С. 5-22.
- [2] Бортникова С.Б., Бессонова Е.П., Гора М.П., Шевко А.Я., Панин Г.Л., Жарков Р.В., Ельцов И.Н., Котенко Т.А., Бортникова С.П., Манштейн Ю.А., Котенко Л.В., Козлов Д.Н., Абросимова Н.А., Карин Ю.Г., Поспеева Е.В., Казанский А.Ю. Газогидротермы активных вулканов Камчатки и Курильских островов: состав, строение, генезис. - Новосибирск: ИНГГ СО РАН, - 2013. - 282 с.
- [3] Двигало В.Н., Мелекесцев И.В. Геолого-геоморфологические последствия катастрофических обвальных и обвально-оползневых процессов в Камчатской Долине Гейзеров (по данным аэрофотограмметрии) // Вулканология и сейсмология. - 2009. - № 5. - С. 24–37.
- [4] Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Рычагов С.Н. Преобразование эффузивных пород под воздействием кислотного выщелачивания поверхностными термальными водами (геотермальная система Баранского, о. Итуруп) // Вулканология и сейсмология. - 2014. - № 1. - С. 20–37
- [5] Лебедева Е.В. Цепочки катастрофических геоморфологических процессов в речных долинах вулканических регионов // Геоморфология. - 2018. - № 4. - С. 38-55.
- [6] Лебедева Е.В. Виды воздействия вулканической и поствулканической деятельности на флювиальный рельеф // Геоморфология. - 2019. - № 4. - С. 49 - 66.
- [7] Лебедева Е.В., Сугробов В.М., Чиждова В.П., Завадская А.В. Долина р. Гейзерной (Камчатка): гидротермальная деятельность и особенности рельефообразования // Геоморфология. - 2020. - № 2. - С. 60-73.
- [8] Пинегина Т.К., Делемень И.Ф., Дрознин В.А., Калачева Е.Г., Чирков С.А., Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Леонов В.Л., Селиверстов Н.И. Камчатская Долина гейзеров после катастрофы 3 июня

2007 г. // Вестник ДВО РАН. - 2008. - № 1. - С.33-44.

[9] Рычагов С.Н. Гидротермальная система вулкана Баранского (о. Итуруп): модель геологической структуры // Вулканология и сейсмология. - 1993. - № 2. - С. 59–75.

[10] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Кулагина Н.В., Склярова О.А., Сквитина Т.М. Позднечетвертичная «Долина гейзеров» на западе Байкальского рифта (Ольхонский регион) // ДАН. - 2004. - Т. 395. - № 3. - С.1-5.

[11] Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г. Особенности разгрузки высокотемпературных подземных вод в Долине Гейзеров // Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский. - 1990. - Вып. 10. - С. 81-89.

[12] Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Дроздин В.А., Карпов Г.А., Леонов В.Л. Жемчужина Камчатки - Долина Гейзеров. Научно-популярный очерк, путеводитель. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, - 2009. - 108 с.

[13] Чудаев О.В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. - Владивосток: Дальнаука, - 2003. - 203 с.

[14] Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Инженерно-геологические особенности гидротермально-метасоматических пород Камчатки и Курильских островов// Инженерная геология. - 2011. - № 3. - С.40-54.

[15] Hedenquist J.W., Browne P.R.L. The evolution of the Waiotapu geothermal system, New Zealand, based on the chemical and isotopic composition of its fluids, minerals and rocks // *Geochemica et Cosmochimica Acta*. - 1989. - Vol. 53. - P. 2235-2257.

[16] Churchill D.M., Manga M., Hurwitz S., Peek S., Damby D.E., Conrey R., Wood J.R., Blaine McCleskey R., Keller W.E., Hosseini B., Hungerford J.D.G. The structure and volume of large geysers in Yellowstone National Park, USA and the mineralogy and chemistry of their silica sinter deposits // *J. of Volcanology and Geothermal Research*. - 2021. - 107391. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107391>

**ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ  
ХРОНОСРЕЗА 52-40 ТЫС.Л.Н. НА РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И ЗООЦЕНОЗЫ  
ПОЙМЕННО-БАЛОЧНОГО РЕФУГИУМА КОСТЕНКИ 12  
И ВОДРАЗДЕЛЬНОГО РЕФУГИУМА СТРЕЛИЦА ИЗ БАССЕЙНА  
ВЕРХНЕГО ДОНА**

**Г.М. Левковская<sup>1</sup>, Н.С. Болиховская<sup>2</sup>, М.В. Аникович<sup>1</sup>, С.Н. Лисицын<sup>1</sup>,  
Н.Д. Бурова<sup>1</sup>, М.В. Саблин<sup>3</sup>, И.Е. Кузьмина<sup>3</sup>, А.К. Каспаров<sup>1</sup>, Н.И. Платонова<sup>1</sup>,  
А.Н. Боголюбова<sup>4</sup>, М.Ю. Степанова<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
ggstepanova@yandex.ru, alexkas@yahoo.com, ikb@mail.ru

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
natbolikh@mail.ru

<sup>3</sup>Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия, msablin@yandex.ru

<sup>4</sup>Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
anastassia.bogolubova@gmail.com

**IMPACT OF GLOBAL PALAEOGEOGRAPHICAL EVENTS OF THE SPAN  
52-40 kyr B.P. ON VEGETATION AND ZOOCENOSIS OF THE FLOODPLAIN  
REFUGIUM KOSTENKI 12 AND WATERSHED REFUGIUM STRELITSA  
IN THE UPPER DON BASIN**

**G.M. Levkovskaya<sup>1</sup>, N.S. Bolikhovskaya<sup>2</sup>, M.V. Anikovich<sup>1</sup>, S.N. Lisytsin<sup>1</sup>,  
N.D. Burova<sup>1</sup>, M.V. Sablin<sup>3</sup>, I.E. Kuzmina<sup>3</sup>, A.K. Kasparov<sup>1</sup>, N.I. Platonova<sup>1</sup>,  
A.N. Bogolubova<sup>4</sup>, M.Yu. Stepanova<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Institute for the History of Material Culture RAS, St. Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Zoological Institute RAS, St. Petersburg, Russia

<sup>4</sup>Komarov Botanical Institute RAS, St. Petersburg, Russia

Результаты исследований представлены на рисунке 1 с палинологической и палинотератной диаграммами разреза Костёнки 12 (2002 года), подпепловая часть которого не имеет стратиграфических лакун. Она характеризует отложения погребенного раннего уровня второй надпойменной террасы. Пойменный генезис этих отложений доказан

микрочувствительными исследованиями В. Холлидея. Для низов подпепловой части разреза Костёнки 12 Дж. Хоффекером получены двенадцать IRSL/OSL датировок от 52.44 до 43.47 тысяч лет назад (далее – тлн.). На рисунке 1 диаграмма скоррелирована с глобальными событиями хроносреза 52.0–40.0 тлн., с палеофаунистическими данными и с палинозонами на диаграмме водораздельного разреза Стрелица [2]. Спорово-пыльцевая и палинотератная диаграммы Костёнок 12 показывают, что между концом ледниковой эпохи ~54 тлн. (зона 2 господства ерниковых тундр) и временем выпадения вулканического пепла CI/Y5 из Италии ~40 тлн. наблюдалось чередование трёх интерстадиалов: Глинде, Моерсхоофд и Хенгело, осадки которых на севере разделены моренами и продатированы большими сериями  $^{14}\text{C}$  дат по торфу. Корреляция с ними показывает, что культурные слои V и IV соответствуют концам оптимумов Глинде (51.5-48.0 тлн) и Моерсхоофд (46.0-44.0 тлн), т.е. концам изотопных стадий 14 и 12 на C13/C14 сталагмитовой шкале Виллар и O16/O18 шкале GISP2. Это указывает на то, что первоначальное заселение Костёнок и формирование культурного слоя V связано с изотопной стадией 14, а слоя IV – со стадией 12. Во время оптимумов интерстадиалов практически все растения продуцировали нормально развитую и морфологически типичную пыльцу, возрастала облесённость территории, в лесах появлялись широколиственные древесные породы. Во время стадиалов в палинотератных комплексах почти полностью исчезала морфологически типичная и нормально развитая пыльца. Господствовали невызревшие или карликовые или одновременно и незрелые (без скульптуры и т.д.), и карликовые пыльцевые зёрна всех таксонов, похожие на песчинки. Возрастало до 5-10 % количество уродливых форм всех таксонов. Сокращалось количество пыльцы древесных пород и кустарников. Появлялись ерниковые группировки.

*Культурный слой V* (почва D). По М.В. Аниковичу (2008) это или наиболее ранний верхнепалеолитический, или первый мустьерский памятник в Костёнках. На поймах господствовали леса, образованные вязом, и луга – мезофильные и суходольные (с гроздовником). Это был этап наибольшего распространения широколиственных древесных пород в Костёнках. Он соответствует началу резкого увеличения облесённости [5] между 54.0–51.0 тлн. в районах палинологических эталонов: Монтиккио в Италии (по Watts, 1996) и черноморской скважины 25-GC1 с пеплом CI/Y5 и с экскурсом Лашамп (по Шумиловской) [5]. В фаунистическом комплексе доминировал благородный олень. Климат был тёплым.

*Культурный слой IV* (почва B). Конец межстадиала Моерсхоофд. На поймах это время максимального распространения мезофильных лугов с вязовыми и ольховыми лесами. В фаунистическом комплексе господствовал мамонт.

*Культурный слой III* (почва A). Ранний этап Костёнковско-Стрелецкой культуры времени экскурса Лашамп. Для слоя III имеются три  $^{14}\text{C}$  датировки (Gra- 550, 556, Oxa-15 482), их калиброванный возраст по Дж. Хоффекеру от 42.0 до 41.0 тлн.

В 2005 году для начала этого экскурса Г.М. Левковской [3] был реконструирован геоботанический кризис: растения всех таксонов продуцировали лишь невызревшие и ультракарликовые пыльцевые зёрна (зона CR1). Это – региональное отражение глобального кризиса, открытого в 2021 году А. Купером [4] и объяснённого изменениями концентрации озона в атмосфере во время экскурса ~42 тлн.

На диаграмме Костёнки 12 для отложений хроносреза 42.0–41.0 тлн. реконструируются четыре палинозоны (10, 11a, 11b, 12), а на диаграмме Стрелица – три (V7, V8, V9), что отражает быструю смену палеогеографических условий во время экскурса. В обоих районах наблюдались сходные тенденции динамики климата и растительности.

*Зоны 10 (K12) и V7:* наиболее экстремальная обстановка времени Лашамп: геоботанический кризис. Климат криоаридный. Почти полное обезлесивание и пойменного, и водораздельного рефугиумов, наиболее благоприятное для распространения лошади. Наименьшее облесение водораздела за всё время формирования разреза Стрелица. В обоих районах появились пустынно-степные группировки. Они сочетались со степными, тундровыми и ерниковыми. Среди моллюсков в районе K12 встречалась североευропейская и арктическая форма (*Succinea oblonga elongata*).

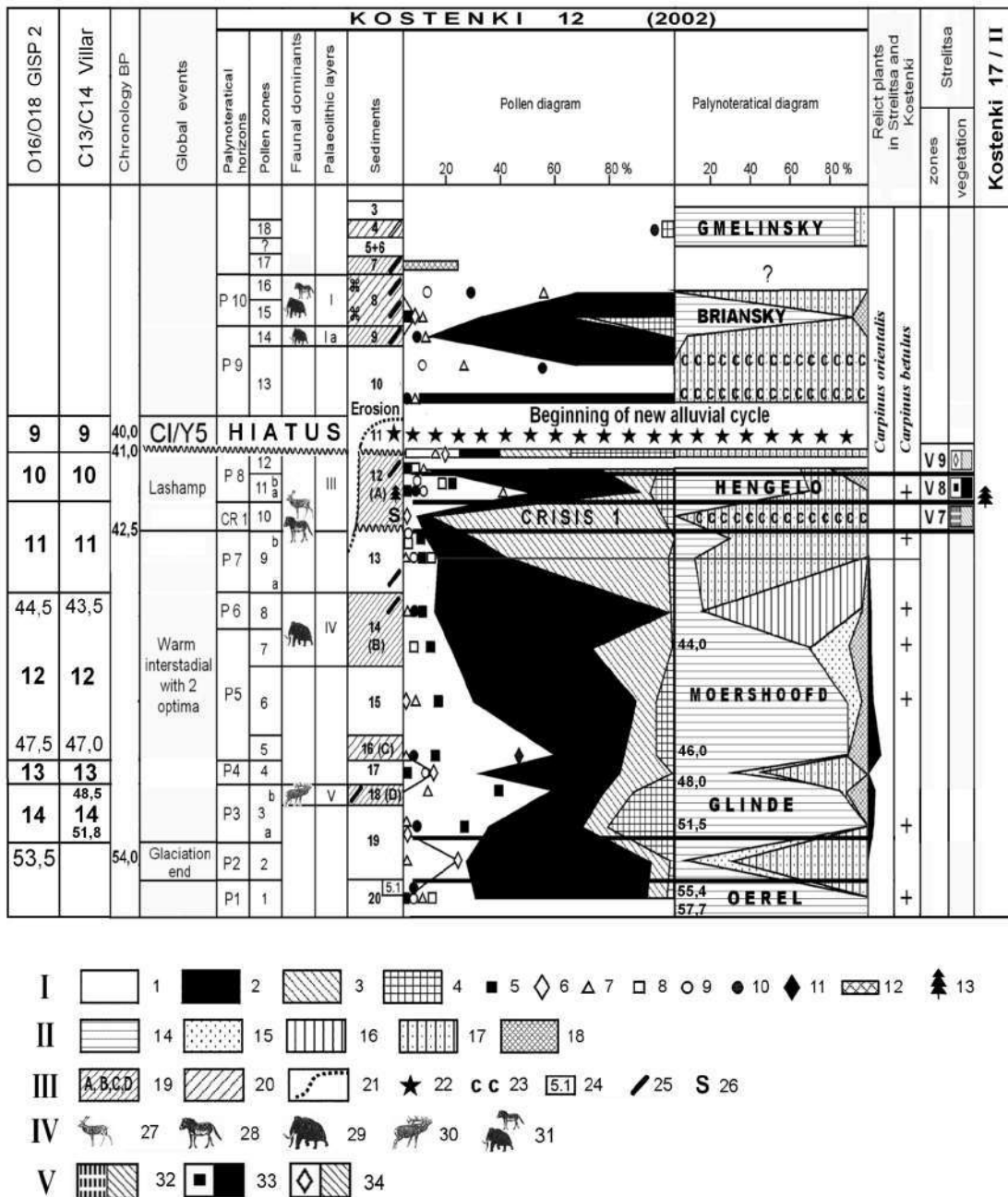


Рис. 1. Влияние глобальных палеогеографических событий хроносреза 52-40 тыс. л. н. на фауну и растительность балочно - пойменного рефугиума Костёнки 12 и на растительность водораздельного рефугиума Стрелица.

**I. Обозначения к спорово-пыльцевой диаграмме разреза Костёнки12 (2002) Г.М. Левковской [3,5]:**  
 1.сумма пыльцы древесных пород и кустарников; 2. сумма пыльцы мезофильных травяно-кустарничковых растений; 3. сумма пыльцы ксерофильных травяно-кустарничковых растений; 4. сумма спор (*Botrychium*); 5. сумма пыльцы широколиственных древесных пород и кустарников – вяза гладкого, ясеня, липы, дуба, лещины, граба обыкновенного, грабинника (*Ulmus laevis + Fraxinus + Tilia + Quercus+ Acer+ Corylus avellana +* региональные реликты - *Carpinus betulus* и *Carpinus orientalis*); 6. сумма пыльцы кустарников-микротермов: ольховника кустарничкового, карликовой и кустарничковой берез (*Alnaster fruticosus + Betula nana + B. humilis*); 7-10. Пыльца: 7. ели (*Picea*); 8. ольхи (*Alnus*); 9. березы древовидной: березы пушистой и березы бородавчатой (*Betula pubescens + B. verrucosa*); 10. сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*); 11. сумма пыльцы кустарников-ксерофитов: эфедры (*Ephedra*) + некоторые полыни (*Artemisia s. g. Seriphidium*);12. единичные пыльцевые зёрна и споры; 13. первое появление в районе еловых лесов (зона 11a) совпадает с первым этапом господства в фауне северного оленя; **II. Палинотератная диаграмма, позволяющая на основе методики Г.М. Левковской, [3, 5] проверенной на пробах из Чернобыля, выявлять оптимумы и геоботанические кризисы, обусловленные разными причинами:** 14. сумма морфологически типичных пыльцевых зерен и спор разных таксонов – индикатор (при доминировании в комплексе) нормального состояния репродуктивной

сферы большинства растений территории; 15-17. суммы пыльцевых зёрен всех таксонов с разными патологиями – индикаторы (при доминировании в комплексах) экологических экстремумов разного генезиса: 15. сумма «карликовых» палиноморф разных таксонов – индикатор дефицита температур для растений; 16. «абортный» (по Е.Н. Анановой) комплекс невызревшей пыльцы, включающий формы из не распавшихся из-за недоразвития полиад разных таксонов и формы с невызревшей скульптурой; 17. сумма пыльцевых зёрен и спор всех таксонов с признаками у каждого зерна одновременно недоразвития и карликовости – индикатор геоботанических кризисов: стрессового состояния репродуктивной сферы большинства растений территории; 18. сумма уродливых палиноморф с многообразными отклонениями от нормы любых морфологических признаков у зёрен всех таксонов (при количестве более 5%) – индикатор межродовых и межвидовых гибридизаций или мутагенеза, ус иливающих в краевых частях ареалов растений. **III. Литологические обозначения:** 19. палеопочвы А, В, С, D (по В. Холлидэю) с культурными слоями III (А), IV (В), V (D) (по М.В. Аниковичу); 20. гумусированные отложения; 21. эрозионный контакт отложений; 22. находки в слое 11 вулканического пепла извержения СI/Y5 в средиземноморье около 40 т.л.н.; 23. господство палиноморф, покрытых минеральным коллоидом; 24. глубина разреза (метры); 25. массовые скопления микроостатков углей; 26. солифлюкция; **IV. Доминанты в фаунистических комплексах культурных слоёв стоянки К12 (по М.В. Аниковичу и Дж.Ф. Хоффекеру):** 27. доминант- северный олень (культурный слой III, выше уровня господства лошади); 28. лошадь (основание слоя III); 29. мамонт (слой IV); 30. благородный олень (слой V); 31. содоминирование мамонта и лошади (слой I); **V. Данные по водораздельному разрезу Стрелица, по Н.С. Болиховской [2]:** 32. зона V7 (в К12 коррелируется с геоботаническим кризисом зоны 10): этап формирования кровли Хотылёвского лёсса, криоаридного климата, наименьшего облесения за все время формирования разреза Стрелица и первого появления пустынно-степных группировок, сочетающихся со степными, тундровыми, ерниковыми и гроздовниковыми; 33. зона V8 (в К12 коррелируется с зоной 11b): этап формирования субстрата для брянской почвы, оптимум Хенгело с тёплым лесостепным климатом и господством сосново-берёзово-еловых лесов с примесью вяза, граба, липы, черной ольхи; 34. зона V9 (в К12 коррелируется с зоной 12 в кровле подпепловой толщи), климат сухой и холодный, господство перигляциальных степей с сосновыми редколесьями, ерниками и безлесными криоаридными группировками.

*Зоны V8 (Стрелица) и 11a, 11b (K12).* Интерстадиал Хенгело, закончившийся ~41.0 тлн. В Стрелице формируются низы субстрата брянской почвы, а в Костёнках продолжается формирование культурного слоя III. Зона 11a отражает перестройку растительного покрова после геоботанического кризиса. До этого этапа в лесах пойменного рефугиума господствовали широколиственные породы (вяз, орешник или ольха). Лишь начиная с Хенгело, в нем чередуется доминирование сосны, ели и березы. Это иллюстрируют все диаграммы, опубликованные для Костенок Г.М. Левковской, М.П. Гричук, В.П. Гричуком, Е.А. Спиридоновой, Р.В. Фёдоровой и др., и сконцентрированные Г.М. Левковской в археолого-палеоботанико-палинологическом банке данных палеолитических памятников территории бывшего СССР [1]. В водораздельном рефугиуме, по Н.С.Болиховской [2], еловые леса отсутствовали практически всё время. В них доминировали сосна и берёза.

Наиболее полной для времени интерстадиала Хенгело является диаграмма разреза К17, опубликованная Р.В. Фёдоровой [1]. Она показывает, что в Хенгело чётко дифференцируются три фазы. 1) нижней ели (зона 11a в К12); 2) оптимум (зона 11b в К12); 3) верхней ели (в К12 охарактеризовано лишь ее начало). Дж.Ф. Хоффекером для слоя III было установлено, что в его фаунистическом комплексе сначала доминировала лошадь, а потом северный олень. Господство северного оленя может соответствовать фазе нижней ели.

В оптимуме теплого межстадиала Хенгело и на пойме (К12, К17), и на водоразделе (Стрелица) присутствовали одни и те же широколиственные древесные породы: вяз, липа, ольха чёрная, дуб, орешник и региональные реликты – граб и грабинник. После этого оптимума реликты почти исчезли из флоры и поймы, и водораздела.

*Зоны 12 (K12) и V9.* Этап сухого и холодного климата и господства перигляциальных степей на водоразделе. В пойменном рефугиуме были распространены зеленомошные болота, ксерофильные и мезофильные луга, ерники, а на дренированных местах еловые леса или редколесья. Растения продуцировали карликовую и невызревшую пыльцу.

Диаграммы стоянки Костёнки 17, опубликованные В.П. Гричуком Р.В. Фёдоровой [1], показывают, что культурный слой II связан с фазой нижней ели интерстадиала Хенгело. Выполненная Г.М. Левковской корреляция [3,5] с С13/С14 шкалой пещеры Виллар позволяет сопоставить начало интерстадиала Хенгело в Костёнках 12 и Костёнках 17 с тёплой стадией 10, возраст оптимума которой ~41.5 тлн.

*Выводы.* В пойменном и водораздельном рефугиумах наблюдались сходные тенденции динамики растительности и климата. Но пойменные рефугиумы K12 и K17 были всегда более облесены. В них в большем количестве встречались широколиственные древесные породы и меньшие площади занимали ксерофильные группировки. В этап максимального распространения широколиственных лесов в фаунистическом комплексе господствовал благородный олень, мезофильных лугов – мамонт или содоминировали (слой I) мамонт и лошадь, в наиболее криоаридный этап – лошадь, а максимум северного оленя соответствует этапу первого появления в регионе еловых лесов.

Объём данной статьи не позволяет представить все необходимые библиографические ссылки. Все они приведены в публикациях Г.М. Левковской и М. В. Аниковича [3, 6] и Н.С. Болиховской [2] и Дж. Ф. Хоффекера [5], поэтому в библиографический список включены только эти три публикации, а также информация о банке данных и ссылка на публикацию 2021 года о природном кризисе, вызванном экскурсом Лашамп.

*Исследования проведены в рамках Программы ФНИГАН по темам № 0184-2019-0009 и № 0184-2019-0001 и госзадания ЗИН РАН № АААА-А19-119032590102-7.*

Список литературы:

[1] Банк палеоботанических и палинологических данных из верхнепалеолитических археологических памятников территории бывшего СССР (BARPP-B). <http://www.gml.spb.ru>

[2] Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. – 1995. – М.: Изд-во МГУ. – 270 с.

[3] Левковская Г.М., и др. Климатостратиграфия древнейших палеолитических слоев стоянки Костенки 12 – Волковская (первые обобщения палинологических, палинотератных, палеозоологических, палеопедологических, палеомагнитных и СЭМ-палеоботанических исследований). // Проблемы ранней поры верхнего палеолита Костёнковско-Борщёвского района и сопредельных территорий. Труды Костенковско-Борщевской археологической экспедиции. / М.В. Аникович (ред.). – 2005. – СПб: ИИМК РАН. – Вып. 3.– С. 93–130.

[4] Cooper, A., et al. A global environmental crisis 42,000 years ago. – 2021. – Science. – Vol. 371. – № 6531 – P. 811–818.

[5.] Hoffecker, J. F. et al. From the Bay of Naples to the River Don: the Campanian. Ignimbrite eruption and the Middle to Upper Paleolithic transition in Eastern Europe. // Journal of Human Evolution – 2008. – Vol. 55. – № 5.– P. 858-870.

[6] Levkovskaya G.M., et al. Supra-regional correlations of the most ancient paleosols and Paleolithic layers of Kostenki-Borschevo region (Russian Plain). // Quaternary International. – 2015. – №365. – P.114

---



**НАХОДКИ КРУПНО- И ГРУБООБЛОМОЧНОГО ОКАТАННОГО МАТЕРИАЛА НА ПРИДОЛИННОЙ ВЕРШИННОЙ ПОВЕРХНОСТИ – НОВЫЕ ФАКТЫ СТРОЕНИЯ, ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ДОЛИНЫ р. БУРЕЯ****Е.Ю. Ликотов**

Калуга, Россия, likotov.evgeij@gmail.com

**THE FINDINGS OF LARGE- AND COARSE-GRAINED ROUNDED MATERIAL ON NEAR-VALLEY TOP SURFACES – NEW FACTS ON THE STRUCTURE, FORMATION AND HISTORY OF THE BUREYA RIVER VALLEY****E.Yu. Likotov**

Kaluga, Russia

В ходе полевых геоморфологических исследований долины р. Буря, на участке её левого борта в районе 145 км выше устья (по судовому ходу), на низкопорядковой придолинной вершинной поверхности, сложенной, по данным геологосъемочных работ масштаба 1:200000 (начальник партии Сорокин А.П., впоследствии - директор Амурского НЦ ДВО РАН), предположительно триасовыми гранитами, шурфовочными работами, проведенными отрядом в составе: М.Н. Гусев, Ю.В. Помигуев, Е.Ю. Ликотов (н-к отряда), был обнаружен окатанный материал.

Изученная поверхность представляет собой округловершинный (лишь на 90 м северной оконечности и на 400 м юго-восточной оконечности – островершинный) гребень общей протяженностью 2,07 км в пределах шпоры долинной излучины р. Буря, запрокинутой на северо-запад (относительно общего юго-западного направления её долины на исследованном участке), состоящий из трех звеньев. Первое, субмеридионального простирания, от точки с абс. высотой 251,8 м в целом с севера на юг, до седловины с абс. высотой осевой части днища 160-165 м, второе - сама седловина и третья, северо-западного простирания, от той же седловины на юго-восток, до точки с абс. высотой 278,0 м. Гребни, разделённые седловиной, образуют долинообразное понижение северо-восточного простирания, соответствующее простиранию долины р. Буря на этом участке.

Шурфы были пройдены на всех трёх звеньях. Окатанный материал был обнаружен в нижней округловершинной части гребня первого звена, в двух шурфах на оси продольного склона (далее – ПСГ) южной экспозиции, протяженностью 400 м, в 200-600 м от его границы с седловиной, в интервале абс. высот 175-190 м и отн. высот 45-60 м над урезом р. Буря.

Шурф 2 был заложен на абс. высоте 190 м и отн. высоте 60 м, в 670 м ЮЮЗ точки гребня с абс. высотой 251,8 м – северной границы изученной вершинной поверхности. Окатанный материал (5% по объёму) был обнаружен на глубине 0,3-0,65 м в щебнисто (5% по объёму)-глыбово (10%)-дресвяно (30%)-суглинистых (50%) образованиях и представлен гравием (1-2% от объёма окатанного материала), галькой (18-19%) и валунами (80%), II-IV класса, чаще – III класса окатанности (по А.В. Хабакову [4]). Причем IV класс окатанности отмечен не только у гравия и у гальки, но и у валунов. Размер обломков – 0,01-0,2 м. Внешний облик свежий. 5-10% обломков, преимущественно фракции гальки – колотые - результат интенсивного воздействия на них криогенных и склоновых процессов. Ориентировка валунов перпендикулярно падению оси гребня наибольшими плоскостями сечения (особенно – в верхней части горизонта) и субвертикально наибольшими плоскостями сечения (особенно – в нижней части горизонта) свидетельствует о действии криогенных процессов. Петрографический состав обломков – экзотический и представлен устойчивыми к выветриванию породами: кварцем, вторичными кварцитами, роговиками, андезито-базальтами, базальтами (обломки сильно выветрелых биотитовых гнейсов и глинистых сланцев единичны) и мало отличается от петросостава современного руслового аллювия р. Буря.

Шурф 3 расположен на абс. высоте 175 м и отн. высоте 45 м, в 400 м южнее и ниже шурфа 2 по ПСГ (крутизна его между шурфами – 2-3°). Окатанный материал найден на

глубине 0,15–0,6 м в песчано (до 15% на глубине от 0,5 м)-глинистых образованиях в виде гравия (до 5%), редкой гальки размером до 5 см, I–II класса окатанности и редких валунов размером до 0,15 м, II–III класса окатанности. Степень выветрелости гальки – до сильной, валунов – до средней. Обломки обитые, с бороздами, что свидетельствует об активном действии склоновых процессов. Петросостав гальки: кварц, выветрелые андезиты, гранодиориты, липарит-дацит-порфиры, валунов – окварцованные породы, вторичные кварциты, так же встречающиеся в современном русловом аллювии р. Буря. На глубине 0,55 м вскрыта кровля многолетнемёрзлых пород и над ней – опесчаненный водоносный горизонт. Вследствие интенсивного водопритока проходка шурфа была остановлена. Это оставляет возможность обнаружения окатанного материала и на больших глубинах.

Сделанные в пределах долинообразного понижения вершинной поверхности находки окатанного материала, в целом высокая степень его окатанности (особенно – валунов), его петрографический состав, полностью представленный в современном аллювии р. Буря, геоморфологическая позиция находок показывают, что на изученной современной вершинной поверхности - по крайней мере, на абс. высотах 175–190 м и на отн. высотах 45–60 м - в прошлом протекала р. Буря. Долинообразное понижение, соответствие простираний его и долины р. Буря, положение на линии «шейки» излучины (в шпоре которой расположена изученная вершинная поверхность) маркирует участок древней долины р. Буря – внутридолинной перестройки её долины. Незначительная – 2–3° – крутизна склона долинообразного понижения (в современном рельефе – ПСГ) – позволяет диагностировать в его пределах не только участок древней долины, не только террасовала долины р. Буря, но и наклонной древней надпойменной террасы (отн. высотой 45–60 м), сформировавшейся в ходе диагонального (по В.А. Апродову [1], С.В. Лютцау [3]) врезания реки.

Возраст обнаруженного древнего аллювия р. Буря устанавливаем с определённой долей условности по предшествующим нашим данным. Возраст отложений надпойменных террас двух уровней: отн. высотой 7–17 м и 15–32 м в приустьевой части долины р. Буря – начало первой половины среднего плейстоцена ( $Q_2^1$ ) [2]. С учётом врезания р. Буря и возраст аллювия, обломки которого найдены на большей высоте – 45–60 м, более древний: предположительно раннеплейстоценовый ( $Q_1$ ?).

Русло р. Буря на исследуемом участке в то время было относительно прямолинейным. Излучины, в шпоре которой расположена изученная вершинная поверхность, не существовало. Она сформировалась в послераннеплейстоценовое время, скорее всего, под действием тектонического перекоса земной поверхности с падением на северо-запад, оттеснившего в этом же направлении русло р. Буря, которая обогнула участок перекоса. А выявленный нами участок древней долины р. Буря стал формироваться в режиме вершинной поверхности и склонов – в осевой части и в режиме склонов – на обращённых к руслу (в пределах шпоре формирующейся и сейчас излучины) его наклонных ныне участках.

#### Список литературы:

[1] Апродов В.А. Диагональная речная эрозия и ее роль в формировании рельефа // Докл. АН СССР. Нов. сер. – 1950. – Т.65. - №3. – С.427-430.

[2] Ликутев Е.Ю., Кезина Т.В. Строение, возраст и особенности формирования рыхлых отложений разновысотных террасовидных поверхностей в приустьевой части долины р. Буря // Всероссийское совещание "Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке": Тезисы докладов. - СПб: ВСЕГЕИ, 1998. - С.36.

[3] Лютцау С.В. Роль глубинного, бокового и диагонального врезания в процессе превращения поймы в надпойменную террасу // Вопросы эрозии и стока. – М.: Изд-во МГУ, 1962. – С. 43-55.

[4] Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников // Сов. геология. – Сб. 10. - 1946. – С.98-99.

**РЕВИЗИЯ РОЛИ РЕЛИКТОВОЙ КРИОГЕННОЙ МОРФОСКУЛЬПТУРЫ  
В ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЕ СУЗДАЛЬСКОГО ОПОЛЬЯ С ПРИМЕНЕНИЕМ  
МЕТОДОВ ГЕОФИЗИКИ И ПАЛЕОПОЧВОВЕДЕНИЯ**

**В.А. Лобков<sup>1</sup>, И.Г. Шоркунов<sup>2</sup>, Е.В. Гаранкина<sup>1,2</sup>, В.Р. Беляев<sup>1,2</sup>, Е.Д. Шеремецкая<sup>1,2</sup>,  
И.Н. Модин<sup>1</sup>, С.А. Ерохин<sup>1</sup>, А.М. Красникова<sup>3</sup>, В.А. Шевченко<sup>1</sup>, А.Д. Скобелев<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт археологии РАН, Москва, Россия

**REVISION OF RELICT CRYOGENIC FEATURES ROLE IN LANDSCAPE STRUCTURE  
OF SUZDAL OPOLYE USING GEOPHYSICAL AND PALEOPEDOLOGICAL  
APPROACHES**

**V.A. Lobkov<sup>1</sup>, I.G. Shorkunov<sup>2</sup>, E.V. Garankina<sup>1,2</sup>, V.R. Belyaev<sup>1,2</sup>, E.D. Sheremetskaya<sup>1,2</sup>,  
I.N. Modin<sup>1</sup>, S.A. Erokhin<sup>1</sup>, A.M. Krasnikova<sup>3</sup>, V.A. Shevchenko<sup>1</sup>, A.D. Skobelev<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Institute of Archaeology RAS, Moscow, Russia

Для Суздальского Опожья характерен палеокриогенный комплекс, проявляющийся на поверхности полигональными вариациями почвенно-растительного покрова и незначительными амплитудами высот. Геологической основой палеокриогенной морфоскульптуры является система клиновидных структур, относящихся к ярославскому криогенному горизонту. На склонах, где на реликтовый криорельеф вдоль линий уклона воздействовали процессы сноса и происходила разработка ложбин, наблюдаются формы смешанного палеокриогенно-эрозионного генезиса [3]. Почвенное тело содержит реликтовые элементы, возраст и последовательность которых в связи с полигенетичностью и наложением на свойства поверхностных отложений является дискуссионной: ранне- и/или среднеголоценовые линзы второго гумусового горизонта (ВГГ), соотносящиеся с периодами потепления в течение раннего голоцена и его атлантического оптимума, палеокриогенные признаки, соответствующие этапам похолодания, погребенные слои, маркирующие изменение условий и характера морфолитогенеза, разновозрастные археологические слои, связанные с активизацией деятельности человека [1, 3, 6].

В ходе совместных работ сотрудников Института археологии и Института географии РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова были проанализированы результаты геофизических съемок археологического объекта – некрополя «Гнездилово-12» в 1 км к ВСВ от д. Гнездилово, Суздальский район Владимирской области (рис. 1). Участок исследований расположен на междуречье рек Каменки, Бакалейки, Нерли и Рпени. Обрабатываемые пологие склоны (до 4°) расчленяют балка и впадающий в нее лог, относящиеся к бассейну руч. Мжары (правый приток р. Каменки). На ЮЗ участка расположены археологические объекты - курганы, для которых характерен кольцевидный рисунок геофизических аномалий [7], в то время как северная и ЮВ части представляют условный «природный фон». В рамках данной работы подробно изучена северо-западная часть участка.

На протяжении 2020-2021 гг. были обработаны и проанализированы космические снимки, находящиеся в открытом доступе, а также результаты БПЛА-аэрофотосъемок, данные геофизических съемок, проведены лабораторные исследования образцов отложений: определены потери при прокаливании и массовая магнитная восприимчивость (МВ). Комплекс полевых исследований включал расчистку, фотографирование и макроморфологическое исследование стенок и днищ шурфов на разных глубинах до 285 см, полевую капшаметрию (определение кажущейся МВ) с шагом 20-50 см по глубине, ручное бурение, отбор образцов и монолитов. По данным электротомографии, для сопоставления геологического строения вдоль буровых профилей были построены профили удельного электрического сопротивления (УЭС).

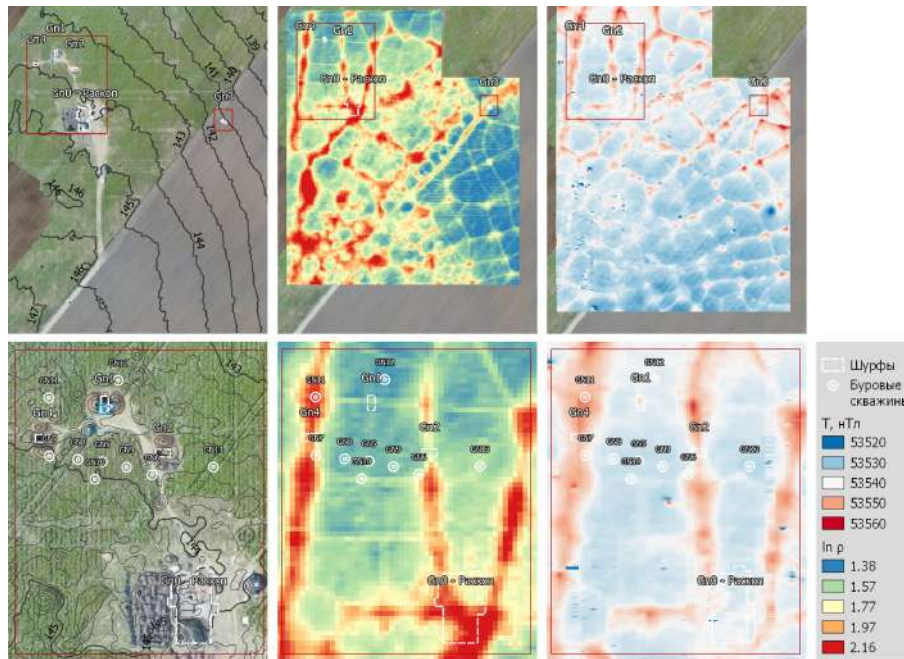


Рис. 1. Ортофотоплан, распределение УЭС на глубине 31 см, аномалии магнитного поля могильника «Гнездилово-12» и детально изученного СЗ участка. Изогипсы по данным ЦММ.

Геофизические аномалии четко соотносятся с регулярными потемнениями фототона на спутниковых и аэрофотоизображениях и имеют полигональную структуру в плане (рис. 1). Схожая неоднородность геофизических параметров, обусловленная палеокриогенными полигональными структурами, была выявлена на территории Московской области [4] и ряде археологических памятников Суздальского Ополя [5, 6]. В створах положительных линейных геофизических аномалий были заложены шурфы Gn01, Gn02, Gn04, захватывающие краевые части блоков и межблочья крупного порядка в северо-западной части объекта. Вскрытые шурфами и скважинами отложения подразделены на восемь толщ, которые вмещают три стратиграфических уровня палеокриогенных структур (рис. 2).

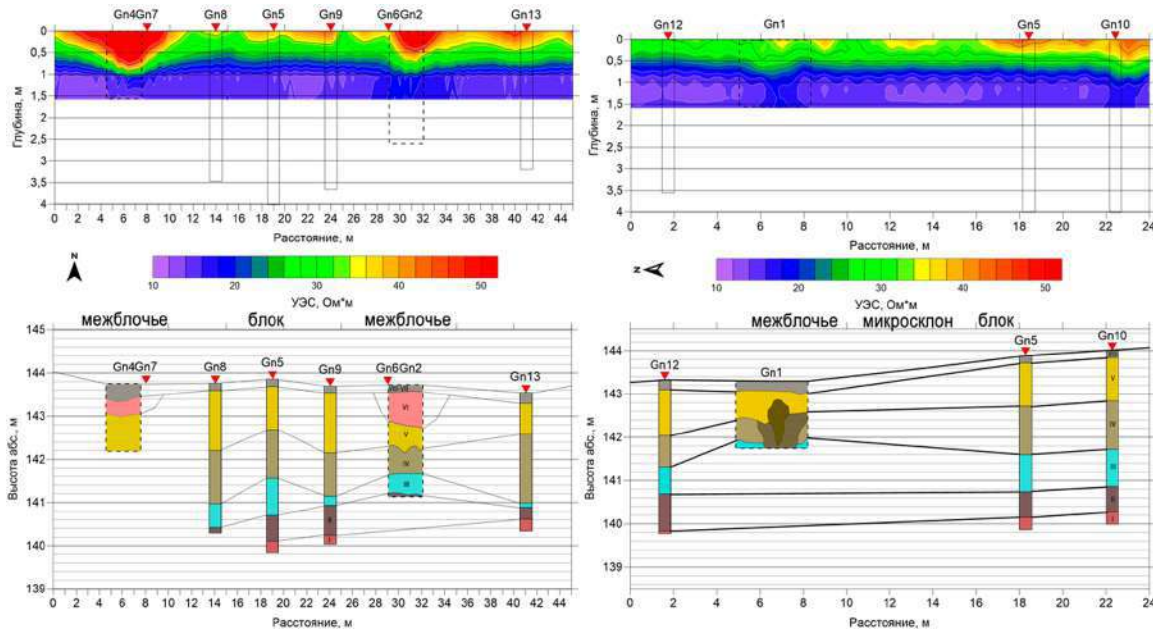


Рис. 2. Субширотный (слева) и субмеридиональный (справа) профили УЭС (сверху) и геологическое строение постледниковой толщи. Отложения: I – ледниковые; II – флювиальные (размыта); III – делювиально-лужевые; IV – солифлюкционно-делювиальные; V – делювиальные (желтовато-бурый суглинок); VI – делювиальные и ложбинно-аллювиальные (красновато-бурый суглинок); VII – погребенные гумусовые горизонты (ВГГ); VIII – агрогенная толща и культурный слой.

Отчетливо фиксируемая полигональная сеть имеет два характерных порядка (5–10 и 15–25 м). 4–5-угольные блоки большего порядка имеют пониженные значения геофизических параметров по сравнению с межблочьями, однако сами интервалы значений варьируют по территории. Наибольшие значения УЭС (до 150–200 Ом\*м в северной части) отмечаются в узловых сочленениях полигонов. Амплитуды величин параметров в полигональной сети малого порядка меньше, поэтому ее четкость хуже. Значения параметров в межблочьях, вытянутых по склону, значительно выше. С глубиной уменьшаются как средние значения УЭС, так и амплитуды блок-межблочье. Профили УЭС вдоль буровых скважин (рис. 2) отображают две основных геофизических фации слагающих блоки отложений: неоднородную высокоомную верхнюю и однородную низкоомную ниже 1 м. В межблочьях высокоомная фация достигает глубины >1,5 м, разделяя низкоомную фацию. В верхней части профиля межблочий, вытянутых по склону, можно выделить третью фацию с значительным повышением УЭС >50 Ом\*м в створах аномалий до глубины 0,5–0,7 м. Ширина U-образных аномалий этой фации максимальна в приповерхностной части профиля – до 10 м.

Толщи, слагающие блок полигона и выполняющие межблочье, значительно различаются по литологическому строению. Отложения над ледниковым цоколем в межблочье имеют бóльшую мощность (более 4 м) по сравнению с блоком (около 3.5 м), более четко стратифицированы по содержанию гигроскопической влаги, более насыщены органическим веществом в верхней части. По карбонатности толща вмещающих отложений интерьера полигонов делится на менее карбонатную верхнюю часть (до 1.55 м) – V, и более карбонатную нижнюю (до 3.44 м) – IV-III. В межблочье карбонатность в среднем ниже и не имеет четкой стратификации. Высокоомные зоны в верхней части профиля на межблочных участках четко соотносятся с увеличением мощности линз VII-IV. Постепенное убывание величины параметра в отложениях блоков происходит в толще V до глубины около 1 м. Однородная по УЭС нижняя часть толщи разбита 3-6 метровыми зонами некоторого повышения УЭС, соотносимыми с вмещенными клиновидными структурами.

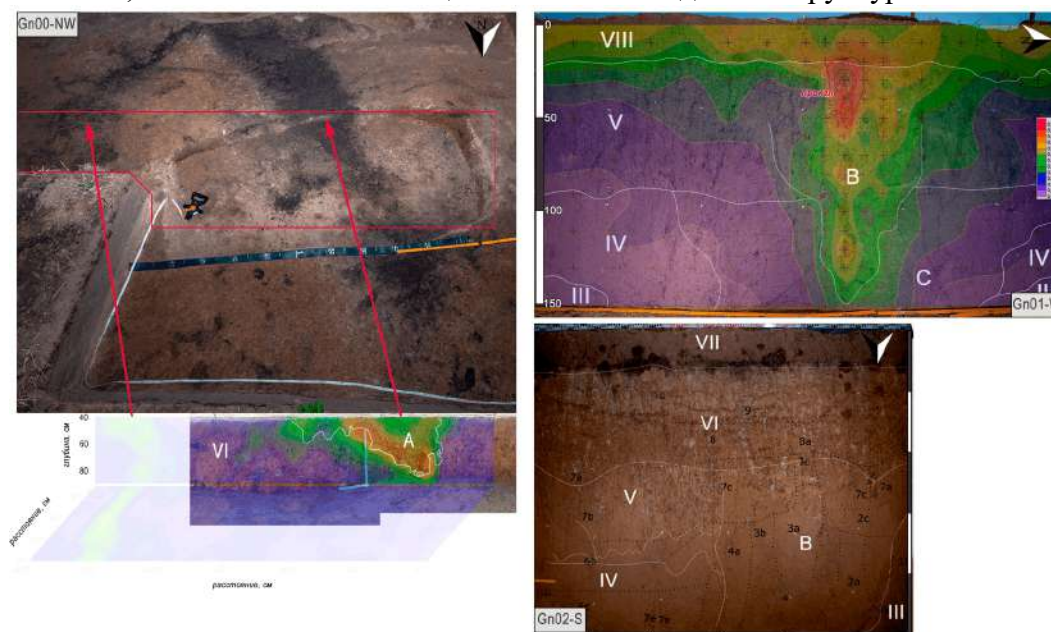


Рис. 3. Макроморфологическая интерпретация постледниковой толщи и вмещенных структур, наложенные карты распределения кажущейся МВ (ед. СИ\*10<sup>-3</sup>).

Слагающая межблочья толща вмещает три уровня унаследованных клиновидных структур с различным материалом заполнения. Верхний уровень А обнаружен только в межблочье в СЗ части археологического раскопа Gn00 (рис. 3). Он развит непосредственно ниже подошвы пахотного горизонта и заполнен темноцветным материалом с высоким содержанием углерода органических соединений. Подробнее изучены более нижние

стратиграфические уровни клиновидных структур, вскрытые шурфами., В (ширина в верхней части около 0,5 м) и С (ширина в верхней части >1,5 м) приурочены к кровле толщ V и IV, соответственно. Материал их заполнения контрастирует с вмещающими отложениями по МВ, при этом амплитуда значений выше для структур В. Материал заполнения структур В характеризуется красноватым оттенком, более пылеватым составом, большей пористостью, преимущественно линзовидно-пятнистой текстурой, более высоким содержанием гигроскопической влаги, более низким содержанием углерода органических соединений. Материал заполнения структур С более илистый, пластичный, имеет желтоватый и светло-серый оттенок, неконтрастно-тонко-пятнистую до контрастной книзу – постшлировую текстуру, более низкое содержание гигроскопической влаги и более высокое содержание углерода органических соединений.

Исследования А.А. Величко с соавт. [3] на междуречье Каменки и Нерли, у пос. Красное в 9,3 км к СВ от «Гнездилово-12», зафиксировали в толще отложений до глубины 2 м один уровень клиновидных структур размером 1,3 м по вертикали и до 1,6–2,0 м по ширине в верхней части, распространяющихся из-под ВГГ. Время формирования структур было определено как фаза «б» (завершающая) ярославского криогенного этапа (около 12 тыс. л.н.). В 21 км к ЮЮВ, у пос. Боголюбово, в рамках тех же исследований были зафиксированы клиновидные структуры, просматривающиеся с глубины 1,5 м за счет мульдообразного прогибания коричневато-бурого с красноватым оттенком суглинка, ожелезненного в нижней части. Они имели двухъярусное строение: расширенный верхний ярус до глубины 2,6–2,7 м и узкая клиновидная нижняя часть, апофизом проникающая до глубины 4,0 м. Мерзлотные деформации, указывающие на действие солифлюкции и криотурбации, также были обнаружены на уровне брянской и крутицкой ископаемых почв. Клиновидные структуры были отнесены к фазе «а» ярославского криогенного этапа (20–18 тыс. л.н.), пластические деформации брянской палеопочвы – к владимирскому криогенному этапу (25–23 тыс. л.н.), деформации крутицкой палеопочвы – к смоленскому криогенному этапу (100–85 тыс. л.н.).

Выделенные предыдущими исследованиями стратиграфические пачки вмещающих отложений хорошо коррелируют с полученными данными по «Гнездилово-12». Характеристики перекрывающего клиновидные структуры красноватого суглинка позволяют сопоставить его с обнаруженными линзами заполнения деллей (VI) на межблочных участках «Гнездилово-12», а клиновидные структуры – с унаследованными структурами В. Аналогичных С структур на ранее изученных участках обнаружено не было, однако, поскольку они развиты с кровли толщи IV, схожей по набору как криогенных, так и педогенных признаков с описанным горизонтом брянской почвы, то их формирование можно хронологически соотнести с этапом пластических деформаций во владимирский криогенный этап [3]. Это указывает на период значительного промерзания, достаточного для формирования крупных криогенных полигональных структур, в период аградации мерзлоты в довольно влажных условиях начала поздневалдайского похолодания.

Выявленное строение толщи рыхлых отложений в системе блок-межблочье хорошо соотносится с организацией развитого в них почвенного тела. Мощность агрогенного горизонта и ВГГ (VIII-VII) на ключевом участке растет от центра блока (0,20 м) к межблочьям (0,74 м) с появлением 1–2 погребенных поверхностей голоценового почвообразования. Те же закономерности выявлены и для участка у с. Красное и пос. Боголюбово [3], а также на полях под Суздалем [6]. В микротопографии у пос. Красное и Боголюбово, как и на участке «Гнездилово-12», проявление полигонального РКМ выявлено не было, однако был зафиксирован микрорельеф «степных блюдеч» – округлых термокарстовых западин (диаметр 40–50 м) с перепадом высот между днищами и микроводоразделами около 1–1,5 м, приуроченных к мерзлотным клиновидным деформациям [3].

Рельеф исследованного склона, по-видимому, претерпевал направленное сглаживание не только в течение всего позднего плейстоцена, но и голоцена. Полигональные структуры

поздневалдайского возраста В (фаза «а» ярославского криогенного этапа) не имеют четкой связи с актуальной микротопографией. На участках блоков отсутствуют (смыты) или имеют ограниченное распространение реликтовые почвенные горизонты (VII), датируемые атлантической стадией голоцена [3], и подстилающие их линзы VI, выполняющие погребенные понижения по межблочьям. Выполнение таких деллей, вероятно, происходило в течение раннего голоцена. Формирование покровно залегающих делювиальных суглинков V с признаками глубоко проникающего педо- и криогенеза может быть предварительно соотнесено с началом-серединой позднего валдая. Полигональный рельеф времени максимума поздневалдайского оледенения наследует более древний – начала позднего валдая, образованный палеокриогенными полигональными структурами С и также в значительной степени сглаженный. Структуры С распространяются от кровли делювиально-солифлюкционной толщи IV, вероятно, сформировавшейся в холодных и влажных условиях среднего валдая. Клиновидные деформации пробивают делювиально-лужевую толщу III, которая могла быть накоплена в ранневалдайскую эпоху. Нижними частями палеокриогенные структуры С уходят в толщу перемыва ледниковых отложений II, имеющую признаки предшествующей педогенной дифференциации вещества, которая может быть предварительно ассоциирована с микулинским временем, а размыв, соответственно – с началом раннего валдая.

Систематические признаки агрогенной абразии, а также выпадение толщ VII и VI из разреза отложений в межблочьях, обращенных поперек падения склона, говорят о продолжительной тенденции к сносу материала с этих позиций. Геофизические съемки таких зон фиксируют повышенные значения геофизических параметров заполнений клиновидных структур. Но значительно более явно поле геофизических аномалий фиксирует предопределенные криогенной морфоскульптурой заполнения деллей и смытые почвы блоков, нежели саму первичную палеокриогенную неоднородность.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект 19-77-10061).*

Список литературы:

- [1] Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. Голоцен и современные почвы // Наука и мир. – 2016. – Т. 1, № 12. – С. 83–88.
- [2] Бабанин В.Ф. Зависимость магнитной восприимчивости почв от условий прокаливания // Биол. Науки. – 1974. – № 7. – С. 118-122.
- [3] Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
- [4] Ерохин С.А., Модин И.Н., Паленов А.Ю., Шевнин В.А. Картирование реликтовых криогенных полигональных структур с помощью геофизических методов // Инженерные изыскания. – 2011. – № 11. – С. 30–34.
- [5] Журбин И.В., Федорина А.Н. Комплексные геофизические исследования поселений Суздальского Ополя // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2017. – Т. 45, № 2. – С. 62–70.
- [6] Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины. - М.: Молнет. – 2012. – 260 с.
- [7] Модин И.Н., Ерохин С.А., А. М. Красникова, Шоркунов И.Г., Шевченко В.А., Скобелев А.Д. Геофизические исследования не выраженного на поверхности средневекового некрополя Шекшово-9 (Суздальское Ополе) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2020. – № 6. – С. 3-15.

**ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЯ ОЗ. БОЛЬШОГО ЩУЧЬЕГО (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)  
В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ  
ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА**

**А.В. Лудикова<sup>1</sup>, М. Баумер<sup>2</sup>, Г.Б. Федоров<sup>3,4</sup>, М. Меллес<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской академии наук, Институт озероведения Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия, [ellerbeckia@yandex.ru](mailto:ellerbeckia@yandex.ru)

<sup>2</sup> Кёльнский Университет, Кёльн, Германия, [mbaumer@uni-koeln.de](mailto:mbaumer@uni-koeln.de), [mmelles@uni-koeln.de](mailto:mmelles@uni-koeln.de)

<sup>3</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, [g.fedorov@spbu.ru](mailto:g.fedorov@spbu.ru)

<sup>4</sup> Арктический и Антарктический исследовательский институт Санкт-Петербург, Россия

**LATE PLEISTOCENE – HOLOCENE PALEOLIMNOLOGY OF LAKE BOLSHOYE  
SHCHUCHYE (POLAR URAL) AS INFERRED FROM THE DIATOM STUDIES**

**A.V. Ludikova<sup>1</sup>, M. Baumer<sup>2</sup>, G.B. Fedorov<sup>3,4</sup>, M. Melles<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

<sup>2</sup> University of Cologne, Cologne, Germany

<sup>3</sup> St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

<sup>4</sup> Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

Изучение динамики экологических условий водоемов в контексте изменений климата и природных обстановок прошлого на сегодняшний день рассматривается как ключ к пониманию современных процессов, протекающих в озерных экосистемах.

Арктические озера, вследствие дефицита биогенных элементов, короткого сезона вегетации, продолжительного существования сезонного ледового покрова (7–9 месяцев), как правило, характеризуются низкой продуктивностью, низким видовым разнообразием и относительно простыми пищевыми цепями [1]. Таким образом, экосистемы арктических озер оказываются особенно уязвимыми к климатическим изменениям, поскольку даже незначительное потепление увеличивает здесь продолжительность безледного периода и сезона вегетации, влияет на гидрохимический и термический режимы водоема, и т.д. Кроме того, климатически обусловленные процессы, протекающие на водосборе (изменения состава почв и растительности, развитие и деградация многолетней мерзлоты), влияют на поступление в водоем биогенных элементов и органического вещества, и тем самым во многом определяют состояние биотических и абиотических компонентов арктических озер. Диатомовые водоросли вносят значительный вклад в сообщества первичных продуцентов арктических водоемов [2] и являются одной из важнейших групп индикаторных организмов, используемых в палеолимнологических реконструкциях. Известные экологические предпочтения, установленные для большинства видов, позволяют использовать диатомовые водоросли из донных отложений для изучения природно-климатических изменений прошлого.

Озеро Большое Щучье (67°52,8' с.ш., 66°18.0' в.д.), крупнейшее озеро Полярного Урала, расположено на северо-восточном макросклоне Уральских гор на высоте 185,9 м над у.м., в пределах 25-км тектонической впадины, ориентированной с северо-запада на юго-восток. Озеро имеет длину ок. 13 км, ширину – до 1,4 км, его площадь составляет 11,74 км<sup>2</sup>, объем водной массы – 0,78 км<sup>3</sup>. Максимальная глубина озера – 136 м, средняя – ок. 67 м. Озеро питает 12 временных водотоков, наиболее крупный из которых, р. Пырятанё, впадает в него с севера. Из южной части озера вытекает р. Щучья, левый приток р. Оби. Воды озера характеризуются высокой прозрачностью (8 м), температура поверхностного слоя воды в первой декаде августа достигает 6 °С [3]. Согласно данным сейсмического профилирования, мощность толщи озерных отложений составляет 160 м [4].

Методом диатомового анализа изучена колонка донных отложений длиной 54 м, отобранная в рамках совместного российско-немецкого проекта PLOT (Paleolimnological Transect) в 2016 г. в центральной части озера с глубины 136 м. Согласно результатам датирования, накопление изученной толщи осадка происходило во второй половине МИС2 –



МИС1 [5]. Пробоподготовка для диатомового анализа выполнена по стандартной методике [6].

Изменения состава диатомовых комплексов в донных отложениях оз. Большого Щучьего позволили проследить основные этапы его эволюции, обусловленные сменой природно-климатических обстановок позднего плейстоцена – голоцена.

В эпоху последнего оледенения в котловине озера накапливались осадки с низким содержанием створок диатомей (в среднем не  $>29$  тыс. в 1 г сухого осадка), что указывает на существование условий, неблагоприятных для развития альгофлоры. Очевидно, осадконакопление происходило в условиях приледникового водоема, о чем свидетельствует также формирование в этот период сезонно-слоистых отложений [7]. Развитие микроводорослей лимитировалось низким содержанием биогенных элементов в ультрапресных талых ледниковых водах, а также низкой прозрачностью водной толщи вследствие высокого содержания тонких минеральных частиц, ограничивающего глубину зоны фотосинтеза. Кроме того, высокая скорость осадконакопления, характерная для приледниковых водоемов (в оз. Большом Щучьем – 2,5 мм/год [7]), приводила к терригенному разбавлению концентраций створок диатомей в донных отложениях.

Помимо редких створок пресноводной планктонной *Aulacoseira subarctica*, наиболее массового вида оз. Большого Щучьего в поздне- и послеледниковое время, в отложениях этого этапа отмечены также фрагменты и целые экземпляры морских и пресноводных диатомей позднемелового-третичного возраста (*Melosira sulcata* et var. *biseriata* et var. *sibirica*, *Pterotheca* sp., *Stephanopyxis* spp., *Aulacoseira* cf. *praegr anulata*). Из других кремнистых микрофоссилий встречены современные и ископаемые цисты золотистых водорослей, остатки морских жгутиковых водорослей (эбридей и силикофлагеллят), спикулы губок. Осадочные породы мелового и третичного возраста отсутствуют на водосборе оз. Большого Щучьего, в коренном залегании они встречаются лишь на п-ове Ямал и шельфе Карского моря. По-видимому, «источником» древних микрофоссилий являлись ледниковые отложения на водосборе озера, сформированные в ходе продвижения ледника с Карского шельфа в ранневалдайское время [8]. В позднем валдае происходил размыв этих осадков, переотложение ископаемых микроводорослей и захоронение их в донных отложениях оз. Большого Щучьего.

В позднеледниковых отложениях происходит некоторое увеличение содержания створок диатомей, однако, в основном оно остается сравнительно невысоким ( $<1$  млн.). Для данного периода также характерны резкие изменения соотношения планктонных и бентосных видов, очевидно, отражающие изменчивые климатические условия позднеледниковья. Из планктонных диатомей наиболее многочисленна *Aulacoseira subarctica*. Микроскопические наблюдения позволили выделить три наиболее типичных морфотипа этого вида, характеризующихся различным соотношением высоты (h) и диаметра (d) створки: высокопанцирный «морфотип 1» ( $h/d \geq 2$ ), низкопанцирный «морфотип 2» ( $h < d$ ), и «морфотип 3», возможно, представляющий собой промежуточное, переходное звено ( $1 < h/d < 2$ ) между двумя вышеуказанными морфотипами. Соотношение разных морфотипов *A. subarctica* в диатомовых комплексах позднеледниковья непостоянно. Так, доминирование планктонного *Stephanodiscus hantzschii* (до 30%), характерного для вод с повышенным содержанием биогенных элементов, соответствует наибольшей численности *A. subarctica* «морфотип 1» (16%), и, по-видимому, является отражением кратковременного эпизода улучшения климатических условий. В свою очередь, последующему увеличению содержания планктонных диатомей (до 90%) и росту содержания створок в осадках (до 81 млн.) соответствует максимальная численность *A. subarctica* «морфотип 3» (60%). Указанные особенности состава диатомовых комплексов вероятно, соответствуют потеплениям беллинга и аллереда. В свою очередь, максимальное содержание бентосных, преимущественно, перифитонных видов (до 99%), очевидно маркирует существенное похолодание климата эпохи позднего дриаса. По-видимому, в этот период большая часть озера находилась подо льдом в течение года, и в летний период ото льда освобождалась только прибрежная часть, где и происходило развитие диатомей бентоса. Изменения состава

растительных сообществ на водосборе оз. Большого Щучьего также отражают ухудшение климатических условий в этот период, проявившееся в похолодании и аридизации климата [9].

В голоцене устанавливается абсолютное доминирование планктонных диатомей. В составе диатомовых комплексов преобладает *Aulacoseira subarctica* (до 95% от общей суммы). *A. subarctica* – холодолюбивый, олиго-мезотрофный вид, широко распространенный в крупных и малых водоемах умеренных, субарктических и арктических широт. Развитию *A. subarctica*, как и других диатомей рода *Aulacoseira*, имеющих массивные толстостенные створки и формирующих длинные нитевидные колонии, благоприятствует постоянное перемешивание водной толщи, позволяющее им удерживаться в фотической зоне. Таким образом, можно говорить о том, гидродинамический режим озера в голоцене существенно не менялся, и в течение сезона вегетации водные массы озера в основном находились в состоянии активного перемешивания.

В самом начале голоцена преобладающим морфотипом *A. subarctica* является «морфотип 2», характеризующийся низким и широким панцирем. Кратковременный эпизод увеличения численности планктонной *Cyclotella iris* (до 20%), отмечаемый в этот период, указывает на потепление климата и увеличение продолжительности безледного периода. В дальнейшем доминирование переходит к *A. subarctica* «морфотип 1» (до 80%), отличающейся высоким, узким и тонкостенным панцирем, а затем — к *A. subarctica* «морфотип 3», который и преобладает в диатомовых комплексах вплоть до позднего голоцена. Для диатомовых комплексов раннего голоцена характерно также сравнительно высокое содержание таких представителей рода *Cyclotella*, как нейтрофил *C. bodanica* и алкалифилы *C. ocellata* и *C. schumannii*. Все они являются обитателями олиготрофных и олиго-мезотрофных озер. Отмечен также планктонный *Stephanodiscus neoastreaea*, характерный для водоемов с более высоким уровнем трофности и щелочной реакцией среды. В среднем голоцене численности суб- и со-доминанта в составе диатомовых комплексов достигает планктонный алкалибионт *Stephanodiscus minutulus*, являющийся индикатором хорошей обеспеченности биогенными элементами. В целом для отложений раннего и среднего голоцена характерно сравнительно высокое суммарное содержание планктонных *Cyclotella* spp. и *Stephanodiscus* spp. (до 20%). Начиная с раннего голоцена, отмечается устойчивый рост содержания створок диатомей в осадках. В отложениях этого периода оно достигает 195 млн. створок, тогда как в среднем голоцене их концентрация увеличивается до ~290 млн.

Очевидно, увеличению разнообразия планктонных диатомей и повышению продуктивности диатомовых сообществ в оз. Большом Щучьем способствовало удлинение сезона вегетации в условиях большой продолжительности светового дня, характерной для арктических широт, а также более высокой летней солнечной инсоляции. Обогащению озерных вод биогенными элементами способствовало увеличение поступления органического вещества, активно накапливавшегося в почвах, формировавшихся на водосборе. Кроме того, поступлению биогенных веществ способствовало также усиленное выщелачивание горных пород и рыхлых образований, происходившее в условиях лесных ландшафтов, распространившихся в этот период на водосборе озера [10]. Повышение продуктивности экосистемы оз. Большого Щучьего, в свою очередь, привело к некоторому повышению значений pH. В то же время в результате развития почвенно-растительного покрова сократилась интенсивность эрозионных процессов. В результате увеличилась прозрачность водной толщи и глубина проникновения солнечной радиации. Увеличение глубины фотической зоны, очевидно, благоприятствовало развитию планктонных диатомей *Cyclotella* spp. и *Stephanodiscus* spp., более конкурентоспособных в условиях высокой освещенности по сравнению с теневыносливой *A. subarctica*. О повышении продуктивности водоема в первой половине голоцена свидетельствуют также результаты геохимического анализа донных отложений [7].

Во второй половине голоцена продолжают доминировать планктонные диатомей. При этом из состава диатомовых комплексов исчезают высокотрофные *Stephanodiscus* spp, а в

дальнейшем и крупноклеточные *Cyclotella bodanica* и *C. schumannii*. Отмечается резкое увеличение содержания мелкоклеточной *Cyclotella tripartita*, достигающей в позднем голоцене численности субдоминанта. Этот вид имеет циркумполярное распространение, и характерен для крупных, глубоководных олиготрофных водоемов с нейтральной – слабощелочной рН. По-прежнему наиболее многочисленной является *A. subarctica*, при этом в позднем голоцене устойчиво доминирует ее низкопанцирный «морфотип 2» (50-57%), доля «морфотипа 3» снижается по сравнению с предыдущим периодом (38-10%), тогда как «морфотип 1» исчезает из состава диатомовых комплексов. Во второй половине голоцена суммарное содержание других планктонных диатомей снижается до <12%. В позднем голоцене в составе диатомовых комплексов появляется холодноводный вид *Pliocaenicus costatus*, обитающий и в настоящее время в планктоне оз. Большого Щучьего, других водоемов Полярного Урала, Восточной Сибири, Чукотки [11]. Концентрации створок в осадках снижаются, и в отложениях позднего голоцена в основном не превышают 160 млн. Отмеченные изменения указывают на ухудшение природных обстановок, связанное, в первую очередь, с климатическими изменениями. Очевидно, в результате похолодания климата произошло удлинение периода ледостава и сокращение продолжительности сезона вегетации, что привело к развитию планктонных видов, более характерных для холодноводных олиготрофных условий. Снижению биологической продуктивности озерной экосистемы также способствовало уменьшение поступления аллохтонного органического вещества и биогенных элементов в результате смены растительных сообществ и развития тундровых почв. Увеличение интенсивности эрозионных процессов в условиях более сурового климата, а также более короткий безледный период, по-видимому, благоприятствовали развитию *A. subarctica*, способной вегетировать в условиях дефицита освещенности, в том числе подо льдом.

*Исследование А.В. Лудиковой выполнено в рамках Госзадания ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН, тема № 0154-2019-0004.*

Список литературы:

- [1] Pienitz R., Douglas M., Smol J.P. (eds.) Long-term Environmental Change in Arctic and Antarctic Lakes. – Dordrecht ; New York : Springer. – 2004. – 562 p.
- [2] Smol J.P., Stoermer E.F., eds. The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences. 2nd ed. – Cambridge: Cambridge University Press. – 2010. – 667 p.
- [3] Кеммерих А.О. Гидрография Северного, Приполярного и Полярного Урала. – М.: Изд-во Акад. наук СССР. – 1961. – 138 с.
- [4] Haflidason H., Zweidorff J.L., Baumer M., Gyllencreutz R., Svendsen J.I., Gladyshev V., Logvina E. The Last Glacial and Holocene seismostratigraphy and sediment distribution of the Lake Bolshoye Shchuchye, Polar Ural Mountains, Arctic Russia // *Boreas*. – 2019. – Vol. 48. – P. 452–469.
- [5] Baumer M., Melles M., Wagner B., Andreev A., Gromig R., Fedorov G., Haflidason H., Svendsen J.-I. Regnéll C., Wennrich V. Preliminary stratigraphic and geochemical results on a 54-m long sediment core from Lake Bolshoye Shchuchye in the north-western Polar Urals // *Geophysical Research Abstracts*. – 2018. – Vol. 20. – EGU2018-8176.
- [6] Жузе А.П., Прошкина-Лавренко А.И., Шешукова-Порецкая В.С. Методы исследования // Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные) / Под. ред. З.И. Глезер, А.П. Жузе, И.В. Макаровой, В.С. Шешуковой-Порецкой. – Л.: Наука, 1974. – С. 50-79.
- [7] Regnéll C., Haflidason H., Mangerud J., Svendsen J.I. Glacial and climate history of the last 24 000 years in the Polar Ural Mountains, Arctic Russia, inferred from partly varved lake sediments. – *Boreas*. – 2019 Vol. 48. – P. 432–443.
- [8] Astakhov V.I. Late Quaternary glaciation of the northern Urals: a review and new observations // *Boreas*. – 2018. – Vol. 47. – P. 379–389.
- [9] Bjune A.E., Greve Alsos I., Brendryen J., Edwards M.E., Haflidason H., Johansen M.S., Mangerud J., Paus A., Regnéll C., Svendsen J.-I., Clarke C.L. Rapid climate changes during the Lateglacial and the early Holocene as seen from plant community dynamics in the Polar Urals, Russia // *Journal of Quaternary Science*. – 2021. <https://doi.org/10.1002/jqs.3352>
- [10] Clarke Ch.L., Greve Alsos I., Edwards M.E., Paus A., Gielly L., Haflidason H., Mangerud J., Regnéll C., Hughes P.D.M., Svendsen J.-I., Bjune A.E. A 24,000-year ancient DNA and pollen record from

the Polar Urals reveals temporal dynamics of arctic and boreal plant communities // Quaternary Science Reviews. – 2020. – Vol. 247. – P. 1-12.

[11] Ярушина М.И., Генкал С.И. К изучению флоры центральных диатомовых водорослей (Centrophyceae) водоемов восточного склона Полярного Урала (Россия) // Альгология. – 2007. – Т. 17. – № 2. – С. 237-252.

**ЗАВЕРШАЮЩАЯСЯ КАРДИНАЛЬНАЯ ПЕРЕСТРОЙКА ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ В МЕЖДУРЕЧЬЕ НУРЫ И ИШИМА (р. ЕСИЛЬ), БЛИЗ ГОРОДА НУРСУЛТАН (АКМОЛИНСК)**

**А.А. Лукашов**  
МГУ им. М.В. Ломоносова

**FINISHING CARDINAL REBUILDING OF THE DRAINAGE NETWORKS IN THE INTERFLUVE OF NURA AND ISHIM (ESIL) RIVERS AT THE CITY OF NURSULTAN (AKMOLINSK)**

**A.A. Lukashov**  
Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Многоэтапная история развития речных долин Центрального Казахстана запечатлена в рельефе эрозионными врезами пяти генераций – от верхнемеловой до верхнечетвертично-голоценовой. Каждая из генераций характеризуется постепенной сменой грубых (в гранулометрическом отношении) фаций аллювия всё более тонкими. Цикл «заканчивается песчано-глинистыми или глинисто-алевритовыми породами, формировавшимися в условиях низменной уже равнины» ([7], с. 67). На схематической карте «Эрозионные врезы Казахстанского щита», иллюстрирующей цитированную работу, отражена принадлежность всей северо-западной части территории бассейну левого притока Иртыша – реки Ишим. В настоящее время, однако, наблюдается процесс утраты бассейном Оби значительной части своего водосбора – до 50 000 км<sup>2</sup> – за счёт области питания среднего и верхнего течения прежнего Ишима.

Современная река Нура, бассейн которой равен 60.8 тыс. км<sup>2</sup>, на большей части своего протяжения – к югу от города Нурсултан (Акмолинск) – по-видимому, представляет собою прежние верховья реки Ишим. К юго-западу от столицы Казахстана, в западной – сниженной части Казахского мелкосопочника (Сангарка) – налицо редкий феномен завершающегося бокового перехвата реки со стороны Тениз-Коргалжынской (Тенгиз-Кургальджинской) впадины (рис. 1). Общая площадь впадины составляет 70 000 км<sup>2</sup>, но наибольшее влияние на изменение гидролого-геоморфологической ситуации оказывает активно погружающееся днище собственно озера Тениз.



Рис. 1. Пресноводная старица реки Ишим, лишённая ныне поверхностного водопритока и стока в Ишим, в пойменном междуречье рек Нуры и Ишима близ сел. Караоткель – на участке завершающейся перестройки гидрографической сети. Фото А. Лукашова.

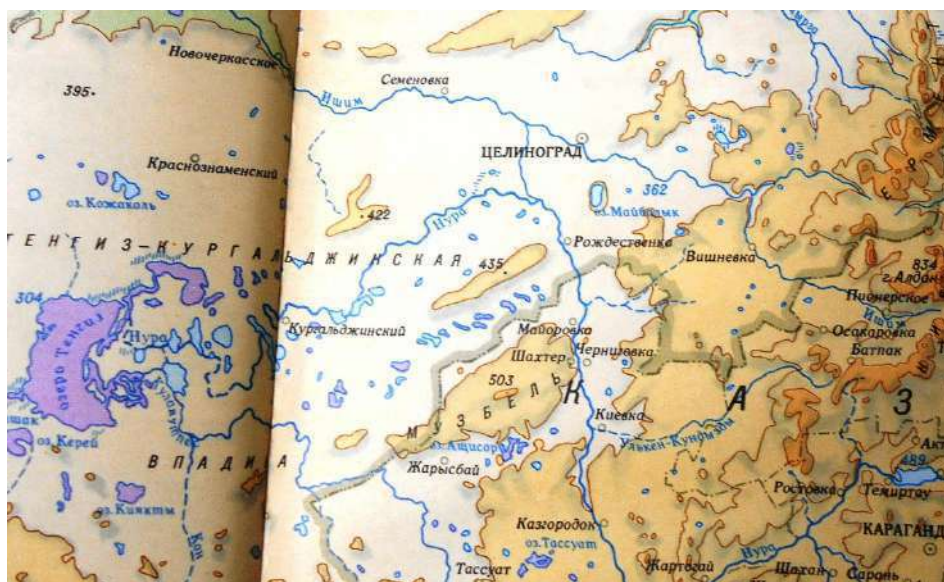


Рис. 2. Фрагмент «Физической карты» масштаба 1:2 500 000 из «Атласа Карагандинской области», отражающей междолинную(межбассейновую) бифуркацию р. Нуры.

Эта перестройка (в виде межбассейновой бифуркации) по состоянию на середину XX века отражена в частности на Физической карте в «Атласе Карагандинской области» (рис. 2), а в завершающей стадии – по состоянию на 2004 год – на «Карте Акмолинской области» масштаба 1:1 000 000 (рис. 3).



Рис. 3. Фрагмент «Карты Акмолинской области» масштаба 1:1 000 000 (2004), отражающей момент утраты наземной гидрографической связи рек Ишима и Нуры.

Перестройка гидрографической сети происходит на восточном контуре геоморфологического района «Аккумулятивные и денудационные районы Тенизской впадины» [6]. Из «нагрузки» Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2 500 000 [2] явствует, что перестройка гидрографической сети происходит в контуре очень слабо расчленённой аллювиальной равнины. Клавишно проседающие со скоростью более 4 мм в

год (Карта «Современные вертикальные движения земной коры масштаба 1: 7 500 000 в Национальном атласе республики Казахстан) неотектонические блоки формируют котловину крупного (1500 кв. км, урез 305 м) бессточного горько-солёного мелководного озера Тениз. Глубины его не превышают 7 м. Озеро «вписано» в верхнепалеозойскую мульду, прогибавшуюся как в верхнемеловое время, так и в течение кайнозоя. Регрессивная эрозия реки Нуры, проходящей на приустьевом отрезке через серию небольших проточных озёр на днище котловины, включая озеро Коргалжын, осуществила боковой перехват прежнего Ишима [4]. По существу, выше водозабора канала Нура-Ишим располагается речной бассейн, «только что» (в геологическом масштабе времени) утраченный бассейном р. Оби. Современные верховья р. Ишим (Есиль) выше (к юго-востоку) от столицы Казахстана – сравнительно небольшой маловодный равнинный правый приток ранее существовавшего Ишима (рис. 4). Созданием канала Нура – Ишим часть прежнего стока искусственно возвращена в бассейн р. Оби.



Рис. 4. Река Ишим выше столицы, близ разъезда № 42 железной дороги Нурсултан – Караганда. Фото А. Лукашова.

В соответствии с нагрузкой «Геоморфологической карты СССР масштаба 1:4 000 000» [1], нынешние верховья Ишима и Нуры (ниже Караганды) дренируют преимущественно «возвышенную денудационную равнину остаточных складчатых сооружений» раннекаледонского тектогенеза. Низовья Нуры приурочены к выклинивающейся к юго-востоку от столицы «возвышенной аккумулятивной равнине на унаследованной синеклизе». Тенизская впадина испытывает прогибание с конца девонского времени. Непосредственно в районе характеризуемой гидрографической перестройки выклинивается «первичная денудационная равнина на молодых рыхлых отложениях», распространяющаяся западнее между низовьями Нуры и долиной Ишима.

Участок перехвата в какой-то степени структурно предопределён узлом пересечения зоны разлома юго-западного простирания, контролирующего низовья Нуры, и менее уверенно трассирующегося геологами активного нарушения север-северо-западного простирания (вдоль среднего течения этой реки) [5].

Отмирающее русло прежнего Ишима прослеживается в рельефе на местности в пойменном междуречье Нуры и Ишима близ сел. Караоткель. Прерывистая серия староречий со старичными озёрами (рис. 1) вытягивается в цепочку в север-северо-западном направлении. Общая длина полосы перестройки – 30 км, ширина – местами до 12 км, начиная от гидропоста Романовка на реке Нуре до района сел. Талапкер на реке Ишиме.

Пресноводные старицы, лишённые ныне поверхностного водопритока и стока в Ишим, представляют собою гидрохимическую аномалию на фоне солонатоводных и солёных озёр окружающей местности. По-видимому, подрусловое питание стариц водами Нуры всё ещё не завершено.

Формирование «блуждающей речной сети» на участках относительного погружения периферии Казахского мелкосопочника отмечалось Г.М. Козловским и С.Ю. Драгуновой для всего кайнозоя ([3], с. 106). Соответственно, современная перестройка гидрографической сети может рассматриваться как очередной этап подобного «блуждания».

Список литературы:

- [1] Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:4 000 000 / Под ред. Н.В. Башениной и О.К. Леонтьева. М.: МГУ, ГУГК, 1989.
- [2] Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 / Под ред. И.П. Герасимова и А.А. Асеева. М.: ИГАН СССР, ГУГК, 1987.
- [3] Козловский Г.М., Драгунова С.Ю. Гидрографическая сеть Казахстана // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1979. С. 105–109.
- [4] Лукашов А.А. Тектоно-гидрографические загадки территории заповедника «Даурия». Взгляд с орбиты // Земля из космоса. Вып. 16. 2013. С. 84–93.
- [5] Национальный атлас республики Казахстан. Алматы, 2010.
- [6] Сваричевская З.А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л.: ЛГУ, 1965. С. 142–157.
- [7] Сваричевская З.А., Ключкин В.В., Скублова Н.В. История развития долин Центрального Казахстана (в связи с проблемой водоснабжения) // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1979. С. 66–72.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГРАНИЦАХ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ВЕРХОЯНСКОГО ХРЕБТА В ДОЛИНЕ РЕКИ УНДЮЛЮГ

М.С. Лукьянычева<sup>1</sup>, А.А. Галанин<sup>2</sup>, А.Н. Васильева<sup>2</sup>, В.М. Лыткин<sup>2</sup>,  
Г.И. Шапашников<sup>2</sup>, М.Р. Павлова<sup>2</sup>, С.А. Кузьмина<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, mashluk95@igras.ru

<sup>2</sup> Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия, <https://mpi.ysn.ru>

<sup>3</sup> Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия, admin@paleo.ru

## NEW DATA ON THE LATE QUATERNARY GLACIATIONS BOUNDARIES OF THE VERKHOYANSK RIDGE IN THE UNDYULYUG RIVER VALLEY

M.S. Lukyanicheva<sup>1</sup>, A.A. Galanin<sup>2</sup>, A.N. Vasil'eva<sup>2</sup>, V.M. Lytkin<sup>2</sup>, G.I. Shapashnikov<sup>2</sup>,  
M.R. Pavlova<sup>2</sup>, S.A. Kuzmina<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

<sup>3</sup> Paleontological Institute. A. A. Borisyak RAS, Moscow, Russia

Хронология оледенений, масштабы и возраст отдельных ледниковых стадий Верхоянского хребта в настоящий момент все еще остаются неясными. В целом в Северо-Восточной Сибири выделено два оледенения – среднечетвертичное (самаровское – МИС 6) и позднечетвертичное (зырянское – МИС 4) [6]. Предполагается, что самаровское оледенение было максимальным. В современном рельефе оно плохо идентифицируется и представлено краевыми моренами очень дряхлого облика, нередко перекрытых другими отложениями. Морфоскульптура, оставленная зырянскими ледниками, имеет лучшую сохранность. Она в значительной мере определяет характер современного рельефа и облик ландшафтов Верхоянского хребта, а также межгорных впадин и примыкающих предгорных равнин. Особенно в западных предгорьях Верхоянского хребта зырянское оледенение оставило свои признаки в виде морены и слагаемого ею холмисто-озерного рельефа, перекрывающего древние террасы правобережья р. Лены.

В горных системах Северо-Востока России позднечетвертичное оледенение имело горно-долинный характер, лишь у отдельных хребтов образуя небольшие ледники подножий [6]. Много споров вызывает самостоятельность самого последнего оледенения – сартанского (МИС 2). В ряде районов сартанское оледенение рассматривается как заключительная стадия предшествовавшего ему зырянского оледенения. В рамках другой концепции зырянское и сартанское продвижения ледников были разделены каргинским межледниковьем (МИС 3), что выделяет их в ранг самостоятельных оледенений [1, 5, 7].

Первоначально хронология ледниковых событий в Верхоянских горах основывалась на стратиграфических взаимоотношениях морен с подстилающими и перекрывающими отложений не ледникового генезиса. После появления первых радиоуглеродных датировок в 1960-1970 гг. предпринимались попытки сопоставления с типовыми разрезами Центральной и Западной Сибири. Некоторыми исследователями выделялось до десяти различных наступлений ледников [3]. Радиоуглеродный возраст трех последних конечных морен составил от 29 до 15 тыс. лет, а последний этап оледенения был 32 тыс. лет назад и продолжался всего 1000–2000 лет.

По данным В.В. Колпакова [1983] в пределах Верхоянского хребта и его западного склона имеются признаки оледенений – ранне-, средне- и позднеплейстоценового. Причем первое и второе были максимальными, а последнее минимальным. Примечательно, что морены этих оледенений, как правило, подстилаются и перекрываются флювиальными, эоловыми и криогенно-эоловыми отложениями. К последним относятся регионально распространенные покровы ранне- и среднеплейстоценовых лессов (мавринская свита), поздне-неоплейстоценовые лессово-ледовые покровы (едомная свита), песчаные и дюнные покровы (дьолкуминская свита) второй половины позднего неоплейстоцена, региональными прослоями ветрогранников [4]. Данный факт не только свидетельствует о весьма холодных и сухих климатах межледниковий, но дает возможность более углубленно исследовать историю четвертичных оледенений региона.

В 2011 г. Zech et al. [10] было изучено несколько обнажений по берегам р. Дянушка - крупного верхоянского притока р. Лены. Здесь три, четко выделяющиеся на космических снимках, протяженные моренных дуги на основе датирования методом IRSL были отнесены к MIS 6, 5d и 5b. Возраст внешней наиболее древней морены составил 135-141 тыс. л. н.

Согласно другим исследованиям в пределах долин рек Дянушка, Келе и Тумара (верхоянские притоки р. Лены) сохранилось пять различных конечных морен [8, 9]. Из них наиболее древние приурочены к низовьям данных рек, а самые молодые расположены внутри Верхоянского хребта. Результаты IRSL-датирования перекрывающих морены флювиогляциальных, эоловых и аллювиальных отложений показали, что в данном районе на протяжении MIS 2 оледенение отсутствовало. Самая молодая конечная морена (I), расположенная во внутренней части Верхоянского хребта, имеет возраст более 50 тыс. лет. Результаты датирования морены II, приуроченной к восточному краю предгорной равнины отсутствуют. Третья морена датируется интервалом от 85 до 90 тыс. лет. Морена IV образовалась в раннюю фазу последнего ледникового цикла 100–120 тыс. л. н. (МИС 5d). Пятая морена относится к предыдущему ледниковому циклу с возрастом 135–140 тыс. л.н. Положение и возраст всех исследованных авторами морен указывают, что на протяжении последних 150 тыс. лет верхоянские ледники не достигали современной долины р. Лены. Вместе с тем, в рассматриваемом регионе имеются признаки еще более раннего наступления ледников, следы которых не сохранились в современном рельефе, но запечатлены в некоторых разрезах. Одним из них является обнажение на мысе Мавра, расположенном на левобережье р. Лены в 10 км южнее г. Жиганска. Здесь в отложениях 45-50-метровой цокольно-аккумулятивной террасы фрагменты верхоянских морен формируют маломощные прослой и линзы в толще нерасчлененных песков и лессов неоплейстоценового возраста. Морены интенсивно переработаны эоловыми процессами, многие ледниковые валуны и гальки имеют резкую ветровую огранку (ветрогранники) [4].



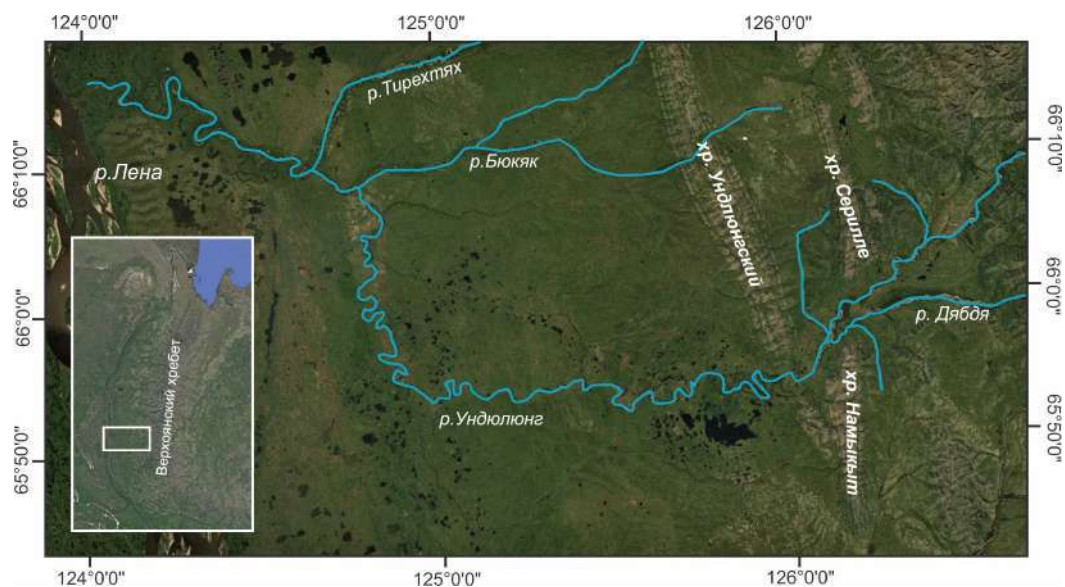


Рис. 1. Схема расположения долины р. Ундюлюнг.

С целью уточнения положения границ четвертичных ледников в рамках международного российско-датского проекта коллективом авторов данной статьи были проведены комплексные полевые работы в районе долины р. Ундюлюнг. Эта река берет свое начало на хребте Орулган, который входит в состав горной системы Верхоянского хребта. Основными источниками питания реки являются таяние снега и летние дожди. Длина реки составляет 414 км, в нижнем течении выходит на Центрально-Якутскую низменность и впадает в реку Лена на расстоянии 850 км от ее устья. Полевыми работами был охвачен район от устья р. Ундюлюнг до хребтов Ундюлюнгский, Намыкыт и Серилле (рис. 1.).

Для исследуемого участка – долины р. Ундюлюнг, предварительно были изучены космические снимки, отмечены моренные комплексы и выделены ключевые участки для полевых исследований. В ходе экспедиционных работ было проведено геоморфологическое исследование долины р. Ундюлюнг, которое включало в себя подробное описание наблюдаемых типов и элементов рельефа, проведение характеристики четвертичных отложений на опорных точках по средствам зачисток обнажений и послойному описанию разрезов.

Всего было изучено и задокументировано более 20 разрезов, включающих моренные отложения. В некоторых разрезах наблюдались интересные взаимоотношения морен с подстилающими и перекрывающими отложениями эолового и аллювиального генезиса. На ключевых разрезах выполнено комплексное опробование, включающее отбор образцов на гранулометрический, минералогический, спорово-пыльцевой, палео-энтомологический и другие виды анализов. Из ископаемых лессово-ледовых отложений (едомной свиты) отобраны поперечные профили образцов полигонально-жильных льдов, а также вертикальные профили текстурных льдов для анализа стабильных изотопов ( $^{18}\text{O}$  и  $\text{D}$ ) и химического состава.

Для решения ключевой задачи исследования - оценки абсолютного возраста ледниковых образований – было отобрано множество проб для датирования двумя современными методами – космогенного датирования по радионуклидам и оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ). Метод космогенного датирования основан на выявлении редких радионуклидов, которые образуются при взаимодействии между космическим излучением и минералами горных пород (чаще кварцем) на поверхности Земли и особо актуально применяется в палеогляциологии. Такой метод позволяет датировать момент экспозиции (когда порода была открыта воздействию космическому излучению) и момент погребения. Метод ОСЛ позволяет датировать момент времени, когда минерал (кварц или полевой шпат) последний раз находился на свету. Этими методами было отобрано более 130 проб из ледниковых, лессовых и песчаных отложений.

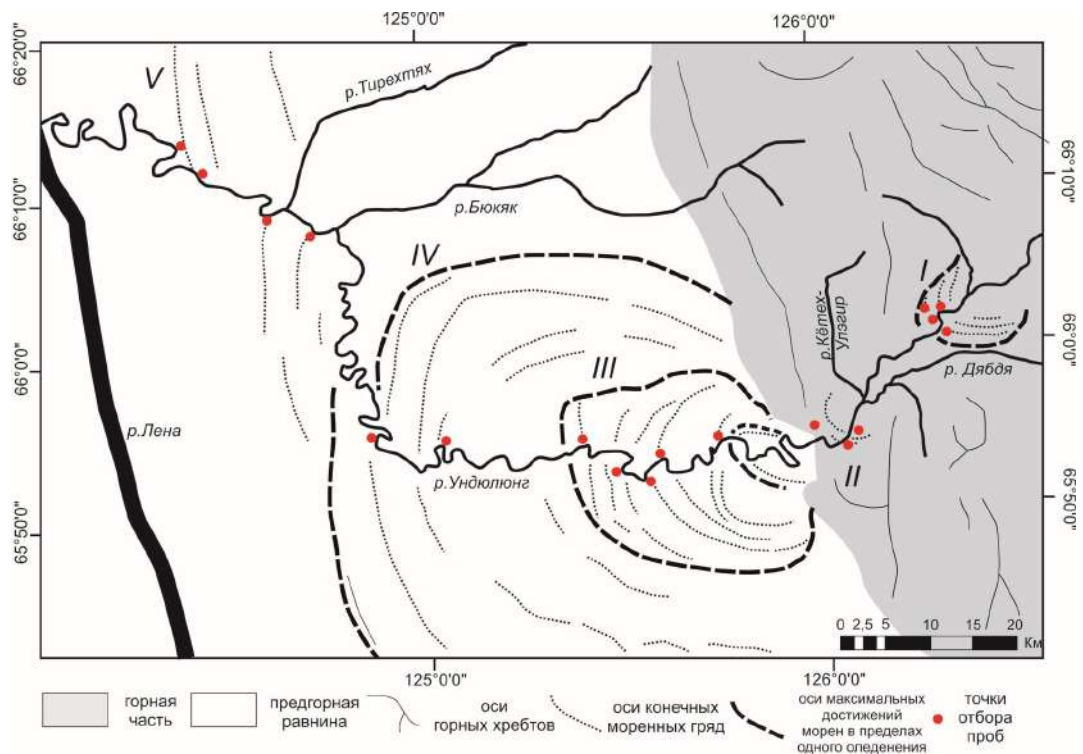


Рис. 2. Геоморфологическая схема конечных морен в долине р. Ундюлюнг.

Кроме того, из разрезов, содержащих видимые органические остатки, также отбирались пробы для радиоуглеродного анализа сцинтилляционным методом и АМС.

По итогам полевых исследований в долине р. Ундюлюнг было выделено 5 комплексов различных по протяженности и мощности конечных морен. В результате дешифрирования космических снимков, анализа цифровой модели рельефа (ArcticDEM) и сопоставления с полевыми наблюдениями была построена геоморфологическая схема с выделенными этапами моренообразования в долине р. Ундюлюнг (рис. 2.).

Самый молодой моренный комплекс (I) был встречен в верховьях долины р. Ундюлюнг, где выделяется от 3-х до 5-ти конечно-моренных гряд. Здесь в нескольких местах в бортах реки вскрываются обнажения с резкими крутыми склонами под 45° высотой до 20-25 м, содержащие хорошо промытый валунно-галечный материал. Поверхность морены волнистая, местами наблюдаются следы морозной сортировки со скрыто-полигональной структурой.

Второй моренный комплекс (II) выделяется на месте выхода реки из горной части в районе Ундюлюнгского хребта. Здесь на цифровой модели рельефа хорошо выражена конечная моренная гряда. В районе хребта Намыкыт отмечается ложе ледника, выработанное на коренных выступах песчаников, образующие в рельефе протяженный до 1 км в диаметре ригель и состоящий из блоково-обломочной каровой морены. Блоки таких пород несут в себе признаки интенсивной ледниковой абразии, такие как штриховка и отполированные грани. Однако на всей протяженности ригеля практически отсутствует валунно-галечный материал, что связано с небольшой дальностью переноски материала. Вероятно, ледник сходил со стороны хребта Намыкыт и переливался через коренные выступы в долину р. Ундюлюнг, не успев качественно переработать материал.

Юго-западнее в 1 км от ригеля выделяется ледниковый останец в виде гребня с узкой острой вершиной высотой до 20 м, на которой местами сохранены горизонтальные площадки коренных выходов песчаника. Поверхность интенсивно раздроблена процессами выветривания, обломки имеют острые грани и в элювии дают крупный щебень. На поверхности останца и вокруг него отмечаются фрагменты галечно-валунной морены с песчано-суглинистым заполнителем. Некоторые гальки очень хорошо окатанные, имеют размер от 5 до 30 см. Гальки по составу в основном представлены серыми песчаниками

сходными с коренными. Такой останец, вероятно, мог образоваться при движении ледников с восточного и западного окончания хребта Намыкыт, где потом ледники сливались воедино и выходили в долину р. Ундюлюнг.

Третий комплекс морен (III) наиболее ярко выражается в рельефе долины, а в ее пределах отмечается до 8 конечных гряд, которые хорошо читаются на цифровой модели рельефа. Здесь были проведены опробования 5ти различных обнажений (до 40 м высотой), где вскрываются отложения ледникового генезиса. Местами в основании обнажений залегают коренные песчаники, а мощность валунно-галечных ледниковых отложений сверху них варьируется в пределах 10 м. Отмечается наличие мощных пачек (до 10-15 м) перекрывающих отложений в виде лессов и песков.

Четвертый моренный комплекс (IV) выделяется в средней части Центрально-Якутской низменности на месте прорезания р. Ундюлюнг. Здесь в обнажении, высотой до 50 м, в основании фрагментами обнажаются плотные темно-серые аргиллиты. В средней части встречаются пески с галькой и гравием. А в верхнем горизонте мощностью до 15 м залегают галечно-валунные отложения с супесчано-суглинистым заполнителем. Мощность лессовых перекрывающих отложений на протяжении всего комплекса варьируется от 1 до 10 м.

Пятый и наиболее древний ледниковый комплекс (V) в рельефе выражается крупными градами с крутыми обнажениями до 50 м высотой в низовьях долины р. Ундюлюнг. Мощность пачек с валунно-галечными отложениями достигают до 15-20 м и сверху перекрываются лессово-песчаными отложениями местами мощностью до 30 м.

На всех поверхностях моренных комплексов присутствуют признаки криогенных процессов и полигонального морозобойного растрескивания. Наблюдаются свидетельства движения крупных обломков и их погружения по трещинам: границы полигонов сложены крупными глыбами, центральные части щебнем с галькой.

Поверхности гряд в настоящее время покрыты разнообразной растительностью: кедровым стлаником, молодым лиственничным и сосновым лесом, кустарничковым и ягельным покровом. На большей части территории наблюдаются признаки старых пожаров (много обожжённых стволов и пней) и деградации почвенного покрова.

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00054, <https://rscf.ru/project/21-17-00054/>.*

#### Список литературы:

- [1] Галанин А.А. Возраст последнего ледникового максимума на северо-востоке Азии // Криосфера Земли. – 2012. – Т. 16. – №. 3. – С. 39-52.
- [2] Жижин В.И., Железняк М.Н., Пуляев Н.А. Криогенные процессы в формировании морфологии горного рельефа хребта Сунтар-Хаята // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. – 2012. – Т. 9. – №. 3.
- [3] Кинд Н.В. Оледенения Верхоянских гор и положение их в абсолютной геохронологической шкале верхнего антропогена Сибири // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. -М.: Наука. – 1975. – С. 124-132.
- [4] Колпаков В.В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. АН СССР. М., Наука. – 1983. – № 52. – С. 123-131.
- [5] Сакс В.Н. Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири // Тр. НИИГА. – 1959. – Т. 96. – №. 8. – С. 151-163.
- [6] Стрелков С.А., Сакс, В.Н., Архипов С.А., Волкова, В.С. Проблема четвертичных оледенений Сибири // Основные проблемы изучения четвертичного периода. – 1965.
- [7] Фотиев С.М. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене // Криосфера Земли. – 2006. – Т. 10. – №. 2. – С. 3-26.
- [8] Stauch G., Lehmkuhl F., Frechen M. Luminescence chronology from the Verkhoyansk Mountains (north-eastern Siberia) // Quaternary Geochronology. – 2007. – Т. 2. – №. 1-4. – С. 255-259.
- [9] Stauch G., Lehmkuhl F. Quaternary glaciations in the Verkhoyansk Mountains, northeast Siberia // Quaternary Research. – 2010. – Т. 74. – №. 1. – P. 145-155.
- [10] Zech W. et al. Obliquity forcing of Quaternary glaciation and environmental changes in NE Siberia // Quaternary International. – 2011. – Т. 234. – №. 1-2. – С. 133-145.

**ЛОЖБИННО-РЫТВИННЫЕ ОЗЕРА В МЕЩЕРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ****А.Н. Маккавеев, В.А. Караваяев**

Институт географии РАН, Москва, Россия, aleksander.mackaveeff@yandex.ru

**TUNNEL VALLEYS OF THE MESHCHERSKAYA LOWLAND****A.N. Makkaveyev, V.A. Karavaev**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Северную половину Мещёрской низменности в ледниковую эпоху второй половины среднего плейстоцена занимала довольно тонкая (десятки метров) периферическая часть среднеплейстоценового (московского, стадия варта заальского оледенения Западной Европы) ледникового покрова [1–3, 7 и др.]. В отличие от районов, расположенных севернее Мещёрской низменности и до границ верхнеплейстоценового валдайского оледенения, где московский ледник оставил довольно выразительный рельеф, особенно в пределах возвышенностей, среди которых многочисленны формы активного льда, сформировавшиеся как фронтальные краевые образования, так и в зонах ледоразделов и ледостыков [3, 7], рельеф им созданный, в большинстве своём скрыт под аллювиальными и водноледниковыми отложениями. Моренный рельеф в Мещёрской низменности в основном “утопленный” под водно-ледниковыми осадками; отдельные холмы и гряды нечасто и слабо возвышаются над озерно-ледниковыми равнинами.

Но в ряде районов, главным образом в северной части низменности, близкой к Клинско-Дмитровской гряде, он сохранился. Например, это ложбинно-рытвинные (ледниково-экзарационные) озёра, на которые в Мещёрской низменности ранее не обращали внимания. Они были обнаружены в ходе работ по исследованию так называемых «астоблемовидных» (или обвалованных) озерных котловин, проведенных небольшим коллективом исследователей лаборатории геоморфологии ИГРАН [4, 5 и др.]. В состав коллектива входили авторы настоящего сообщения, бывшая сотрудница отдела А.Г. Макаренко, а также рано скончавшиеся В.Вад. Бронгулеев и М.П. Жидков. Были проведены измерения глубин озер, геоморфологическая съёмка; отложения, слагающие берега, изучались в шурфах.

**Озеро Данилище**

Хорошим примером ледниково-экзарационного озера может служить оз. Данилище (Московская область, Павлово-Посадский район). На его берегу стоит село Заозерье. Озеро расположено на верхнечетвертичной водноледниковой равнине, сливающейся с третьей террасой р. Клязьмы, сложенных разнозернистыми песками с гравием и галькой, которые подстилаются мореной днепровского оледенения, нижнемеловыми песками и верхнюрскими глинами [2]. На глубине 20–30 м залегают известняки.

Озеро грушевидной формы глубиной до 20 м вытянуто в субмеридиональном направлении на 570 м. Самые длинные берега озера – западное и восточное. Ширина его достигает 400 м; к югу котловина озера сужается, переходя в широкую заболоченную ложбину, по которой во время высокого стояния воды происходит сток из озера.

Согласно нашим промерам глубины озера достигают 17–18 м; область максимальных глубин озера смещена в его северо-восточную часть.

**Строение вала, окаймляющего берега озера Данилище**

Вдоль самых длинных берегов озера - западного и восточного - протягивается вал шириной до 250 м, местами он достигает высоты 7–8 м над озером. У северного берега озера, там, где, как это было отмечено выше, глубины озера наибольшие, вал сильно понижаясь, размыкается, образуя неширокий (до 20 м по днищу) проход к подходящей здесь с севера к озеру водноледниковой равнине.

Хорошо выраженные террасы на берегах озера отсутствуют. Только почти у самого уреза протягивается узкая полоса поймы.

На валу, главным образом на его вершине, как с запада от озера, так и с востока, под почвой обнаружена морена, представленная тяжелой, плотной коричневато-серыми супесью и суглинком с плохоокатанным обломочным материалом: гравием, щебенкой, небольшими валунами до 30 см в диаметре. Иногда валуны видны на дневной поверхности, такие, как, например, на северном берегу озера лежит гранитный валун размером около 1.5 м в длину и 0.7 м в ширину. Количество обломочного материала в морене непостоянно, от редкого в одних шурфах, до весьма обильного. В морене местами также встречены линзы бурого и желтовато-бурого разнозернистого песка. Мощность морены вблизи гребня вала около 0.8–1.5 м, ближе к внешней границе вала она уменьшается до 0.6–0.7 м. Вниз по разрезу, как это было видно в шурфах, заложенных в различных частях вала, морена постепенно переходит в коричневую или серой пластичную глину мощностью до 0.2 м, не содержащую каменного материала. В глине встречаются линзочки песка, пятна оглеения. Ниже прослоя глины на глубине от 1.2 м до глубины 1.8 м одним из шурфов вскрыты желтые мелко и среднезернистые пески с плохо выраженной тонкой субгоризонтальной слоистостью (доли мм). В толще песков также присутствуют редкие прослои песка разнозернистого, глинистого с включениями мелкого щебня и плохо окатанных небольших валунов. Мощность прослоев 4–5 см.

Аналогичные пески выходят на поверхность (под почвенными горизонтами) и на внешнем склоне вала, и на его южном окончании, где слой морены постепенно выклинивается,

Одной из примечательных черт рельефа территории является еще одна заболоченная ложбина, находящаяся к западу от озера и протягивающаяся на юго-юго-восток. Отметки ее днища находятся примерно на высоте уреза озера и немного ниже (порядка 1 м). Вал, окаймляющий озеро с западной стороны, отделяет его от этой ложбины.

#### Обсуждение результатов

С большой вероятностью можно предположить, что котловина озера Данилище создано потоком подледниковых талых вод, вытекавших из-под края ледникового щита (нем. *Rinnenseen*, англ. *subglacial channel lakes*, фр. *chapelets, de lacs des chenaux subglaciaires*), как это происходит в Гренландии. Глубокие места в них создавались или водоворотами в этих потоках, или талыми водами поверхностных потоков, проникавших по трещинам во льду, возникавшим над подледными руслами [8, 9 и др.]. Значительную роль в создании отдельных впадин, осложняющих продольный профиль ледниковой долины, также играла неравномерность ледниковой эрозии, приводящей к образованию бассейнов выпахивания и разделяющих их поднятий – ригелей. В свою очередь, неравномерность могла быть вызвана различной степенью податливости и трещиноватости горных пород к процессам ледникового выпахивания. Поперечный профиль – корытообразная (троговая) форма, обусловленная активным разрушением склонов под действием морозного выветривания и перемещением продуктов выветривания по склонам [8].

Хорошо известно, что для озер этого типа характерна большей частью продолговатая форма в плане. Часто они наследуют доледниковые долинны понижения [1 и др.]. Они располагаются в ложбинах, часто ориентированных по направлению движения льда, в которых озера располагаются друг за другом и соединяются между собой протоками. Ложбинные озера нередко образуют извилистые и ветвящиеся цепочки, приуроченные к более крупным ложбинным понижениям, переходящим в дистальном направлении в долинны или водораздельные зандры. Вниз по течению ложбины «приходят обычно к разрыву в конечноморенной гряде» – месту выхода подледникового потока из-под бывшего края льда; снаружи, перед местом прорыва конечноморенного пояса, располагается песчаная область зандра – конус выноса подледникового потока, отложенный у подножия бывшего фронта ледника ([9], с. 589–591). Подобные ложбины с цепочками озер часто встречаются группами и либо расходятся радиально, от прежнего края льда, либо более или менее параллельны друг другу. внешне напоминают субаэральные ложбины стока, но лишены террасированных склонов. Иногда дистальный конец озерной ванны находится у вершины

конусного зандра, в некоторых случаях озерные ванны прорезают зандровую равнину [1].

Ложбинные озера, развитые в большом числе в Северной Германии, по восточному берегу Ютландии и Южной Швеции встречаются и на северо-западе Восточно-Европейской равнины. Классическое описание их приведено К.К. Марковым в работе 1931 года [6]. В западной части Ленинградской области им была изучена ложбина, протягивающаяся от берегов Капорского залива Балтийского моря и занятая озерами Копенским, Глубоким и Бабинским. Длина ложбины более 30 км, средняя ширина около 1 км. Склоны ложбины крутые до 30 м высотой, обрывающиеся прямо к берегам расположенных в ложбине озер. Наибольшая глубина ложбины, с учетом глубины озер, находящихся в ней, достигает 50 м [6]. В ряде случаев исследователи отмечают признаки эродированности льдом русел подледниковых потоков, при позднейшем наступании ледника.

Судя по морфологии озера и характеру отложений окружающего его вала, можно предположить, что его котловина образовалась в краевой части московского ледника. Долина, частью которой является котловина озера, так же, как и ложбина параллельная ей (находящаяся к западу от озера), сформированы при большом участии напорных подледниковых вод, которые после выхода из-под льда стекали в бассейн р. Клязьмы; а затем по долине выдвинулся небольшой ледниковый язык или отдельная, более подвижная струя льда. Вал, окаймляющий котловину, является боковой мореной этого языка. По параллельной котловине ложбине (находящейся к западу от озера) продвижения льда, видимо, не было.

### Выводы

В северной половине Мещерской низменности сохранились отдельные формы рельефа, созданного в краевой зоне второго среднеплейстоценового (московского) материкового оледенения Европы. Котловина оз. Данилище образована напорными подледниковыми водами, выходящими из-под краевой части московского ледника и, видимо смоделирована на заключительной стадии своего формирования небольшим ледниковым языком. Вал, окаймляющей котловину, является боковой мореной этого языка.

Предположительно, кроме оз. Данилище, подобный генезис имеют ряд котловин в Мещерской низменности, как находящихся на дневной поверхности, так и погребенных ныне под озерно-болотными отложениями, например, озеро Баженовка (Петушинский район Владимирской области). Изучение подобных долин позволяет понять, как проходила деградация плейстоценовых покровных оледенений и формировался современный рельеф районов Восточно-Европейской равнины, испытавших их воздействие.

#### Список литературы:

- [1] Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 319 с.
- [2] Бреслав С.Л. Четвертичная геология // Геология СССР. Т. 4. Центр Европейской части СССР. М.: Недра, 1975. С. 489–636.
- [3] Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Подходы к реконструкции оледенений среднего плейстоцена // Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2001. С. 143–149.
- [4] Жидков М.П., Бронгулеев В.Вад., Макаренко А.Г. Котловины озер Красное и Данилище в Московской области: криогенные реликтовые формы или метеоритные кратеры? // Геоморфология. 2009. № 1. С. 26–34.
- [5] Маккавеев А.Н. Механизм образования некоторых астроблемовидных озер на примере озера Светлое (Московская область) // Геоморфология. 2011. № 3. С. 61–73.
- [6] Марков К.К. Развитие рельефа северо-восточной части Ленинградской области. Тр. Главн. Геол. Упр. ВСНХ СССР», 1931. Вып. 48. С.48.
- [7] Московский ледниковый покров Восточной Европы / Г.И. Горецкий, Н.С. Чеботарёва, С.М. Шик. М.: Наука, 1982. 238 с.
- [8] Панов Д.Г. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1966. 427 с.
- [9] Щукин И.С. Общая геоморфология. Т. 1. М.: Изд-во Московского университета, 1960.

## СТРОЕНИЕ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДЕЛЬТЫ Р. ВОЛГИ

Р.Р. Макшаев<sup>1</sup>, Е.Н. Бадюкова<sup>1</sup>, Д.М. Лобачева<sup>1</sup>, Е.И. Штыркова<sup>1</sup>, Н.А. Тюнин<sup>1</sup>,  
С.А. Котеньков<sup>2</sup>, Д.С. Соловьев<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
radikm1986@mail.ru

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Астрахань, Россия

<sup>3</sup>ГБУК АО «Астраханский музей-заповедник», Астрахань, Россия

## STRUCTURE OF THE HOLOCENE DEPOSITS OF THE CENTRAL PART OF THE VOLGA RIVER DELTA

R.R. Makshaev<sup>1</sup>, E.N. Badyukova<sup>1</sup>, D.M. Lobacheva<sup>1</sup>, E.I. Shtyrkova<sup>1</sup>, N.A. Tyunin<sup>1</sup>,  
S.A. Kotenkov<sup>2</sup>, D.S. Soloviev<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Astrakhan, Russia

<sup>3</sup>Astrakhan Museum-Reserve, Astrakhan, Russia

История развития Каспийского моря неразрывно связана с трансгрессивно-регрессивными циклами. В голоцене береговые линии Каспийского моря испытывали ряд колебаний в пределах от –34 до –20 м абс [3, 4, 5]. Максимальный уровень –20 – –22 м абс приходился на этап новокаспийской трансгрессии [2]. Дельта р. Волги в голоцене неоднократно подвергалась затоплениям, вызванными подъемом уровня Каспийского моря. Данное обстоятельство находят свое отражение в геологическом строении отложений, слагающих обширную область центральной части дельты р. Волги.

В данной работе приводятся результаты комплексного исследования голоценовых отложений в центральной части дельты р. Волги в районе с. Семибугры (Камызякский район, Астраханской области). В геоморфологическом строении территории выделяются бугры абразионными клифами, получившие названия Бэровских (ББ) в честь К.Ф. Бэра [1]; межбугровые понижения, осложненные ильменями и старицами, протоками Волги; речные и морские террасы. Наиболее отчетливо в рельефе дельты выделяются ББ, вытянутые гряды, ориентированные чаще всего близко к субширотному направлению, получившие наибольшее распространение на всей Прикаспийской низменности от устья реки Кумы до устья Эмбы на восточном побережье Каспийского моря. В дельте р. Волги бугры представлены чаще всего субширотно ориентированными останцами в среднем 5 м высотой. Сложены они условно называемой бугровой толщей, местами разделяемой на две толщи (верхнюю и нижнюю). Бугры располагаются чаще всего на цоколе, сложенном хвалынскими шоколадными глинами.

Межбугровые понижения представлены разнообразными генетическими типами отложений (озерными, речными, субаэральными, болотными), свидетельствующими о существовании там различных обстановок осадконакопления, динамично сменяющихся в течение голоцена.

### Объект исследования

Полевые работы проводились на бугре Семибугры-1 (рис. 1) совместно с исследователями археологической экспедиции из Астраханского музея-заповедника и института Океанологии им. П.П. Ширшова РАН по изучению древнего поселения эпохи Хазарского каганата. Бугор имеет каплевидную в плане форму и ориентирован с северо-востока на юго-запад. Длина бугра 380 м, ширина достигает 200 м, относительная высота 7–8 м, абсолютная достигает ~ –16–17 м. Верхняя часть толщи бугра (до 1,5 м осадков), особенно в юго-западной части, снята скрепером. На бугре обнаружены археологические находки салтово-маяцкой культуры, которую идентифицируют со временем Хазарского каганата (VIII–X вв.). В юго-западной части с поверхности встречается обилие красно- и сероглиняной керамики.

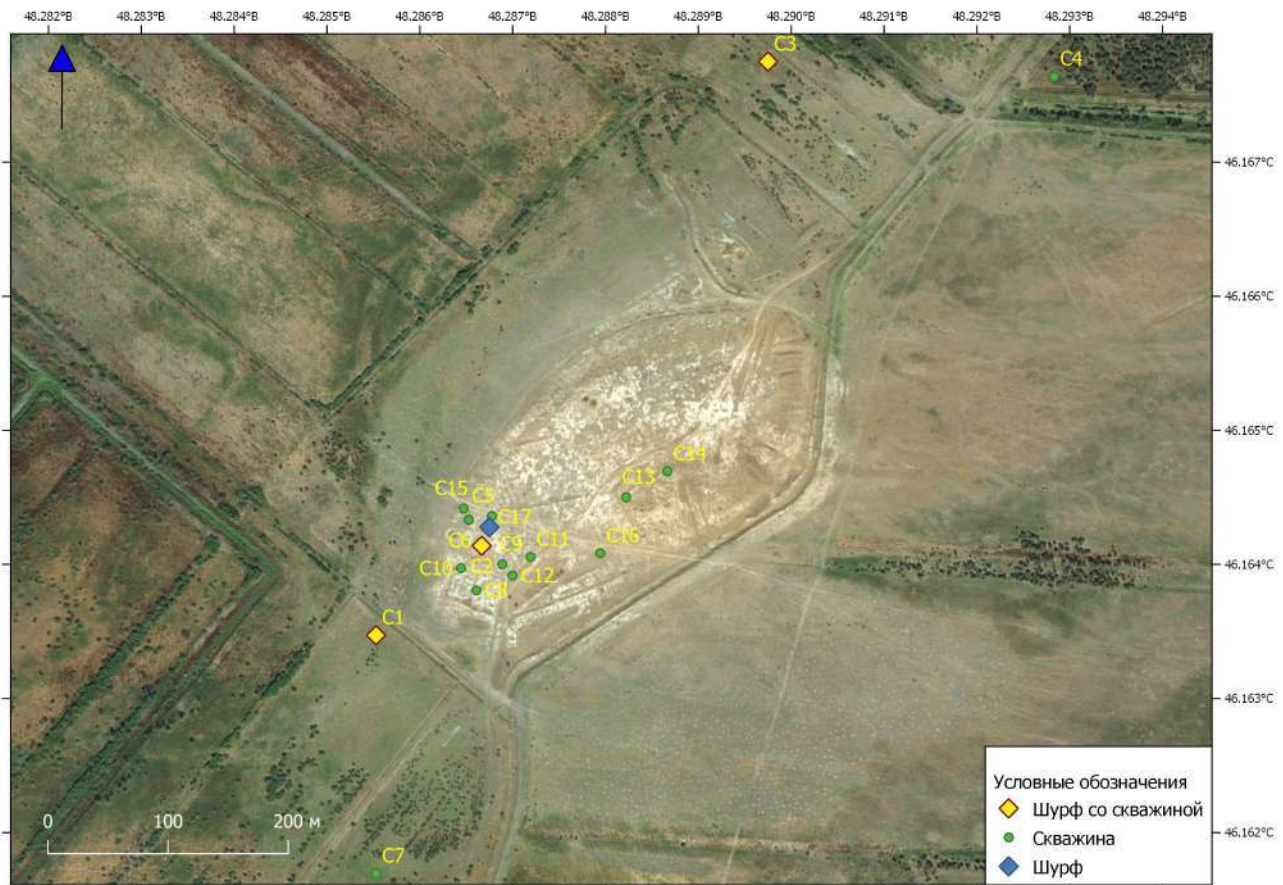


Рис. 1. Район исследований, бугор Семибугры-1.

Исследованы три археологических шурфа и 17 скважин, пробуренных ручным буром, для изучения строения бугровой толщи и отложений межбугровых понижений.

### Результаты и обсуждение

В межбугровом понижении у юго-западной части бугра в археологическом шурфе (C1, 2x2 м, высота бровки -21,65 м абс) представлены следующие слои: суглинок темно-серый, крупнопылеватый, опесчаненный, с включением керамики (25 см); супесь светло-серая скрытослоистая, с включением раковин моллюсков *Unio sp.*, *Dreissena rostriformis* (65 см); супесь рыжая, скрытослоистая (20 см); песок светло-серый, с обильным включением обломков и целых раковин *Dreissena rostriformis* (15 см); суглинки светло-серые и светло-коричневые косослоистые с раковинами *Dreissena rostriformis* (10 см); супесь и песок светло-бежевый с обломками раковин *Dreissena sp.* (20 см); суглинок зеленовато-темно-серый, трещиноватый, с отпечатками флоры и угольками, с пятнами ожелезнения по осям трещин, с белыми карбонатными пятнами (15-25 см). На дне шурфа заложена скважина, представленная следующими слоями: алевроит глинистый органогенный темно-серый до черного (30 см); алевроит глинистый серый с песком (30 см); суглинок алевроитовый серый неяснослоистый, слабо опесчаненный (50 см); суглинок серовато-бурый с включением корней (10 см); суглинок алевроитовый серо-бурый и ржаво-бурый с пятнами ожелезнения (30 см); суглинок алевроитовый темно-серый (15 см); супесь и суглинок серый с черными угольками с прожилками ожелезнения (70 см); суглинок серо-бурый с крупнотонкозернистым песком с ржаво-красными прожилками ожелезнения (5 см).

В археологическом шурфе (C2, 4x2 м, высота бровки -20 м абс) вскрывается серия отложений, в которых представлены следующие слои: пески бурые, пылеватые, косослоистые, в нижней части зеленовато-серые линзы оглеения с тонкими прослоями раковин и детрита *Dreissena rostriformis* (30-65 см) с включениями сероглиняной керамики в



подошве (65 см); супесь серовато-бурая, тонкокосолистая, с прожилками ожелезнения, к которым тяготеют редкие раковины *Dreissena rostriformis* и *Unio sp.* (15-25 см); супеси бурые, слегка рыжеватые горизонтально тонкослоистые, с тонкими раковинными прослоями, с обилием окатанной сероглиняной и красноглиняной керамики, с раковинами *Dreissena polymorpha*, *Didacna ebersini* и костями рыб (50-60 см); супесь и суглинок зеленовато-серо-бурый, косослоистый и горизонтальнослоистый, слабо гумусированный с угольными пятнами, с пятнами ожелезнения и прожилками гипса (40 см); супесь и суглинок рыжеватосеро-бурый с тонкими песчаными прослоями и с тонкими оглеенными прослоями (35 см); суглинок рыжеватотемно-коричневый, опесчаненный, относительно однородный, с призматической отдельностью (25 см). На дне шурфа заложена скважина, которая и представлена преобладанием суглинка рыжеватобурого (однородная окраска), опесчаненного, алевритов и черными слоями марганцевых примазок, с редкими включениями раковин *Dreissena rostriformis* (290 см).

Вблизи скважины С11 (южный борт бугра) археологической группой была проведена зачистка обнажения №1 (~19 м абс), в котором была обнаружена небольшая печь и обильное количество рыбьих костей. В основании обнажения (50-70 см) под печью представлены осадки нижней бугровой толщи с углом падения 10-15°, и азимутом простирания на северо-запад, верхняя часть, которой была предположительно размыта в максимум новокаспийской трансгрессии. Верхняя часть нижней бугрой толщи имеет следы почвенных процессов. Выше данного обнажения были пробурены скважины С13 и С14, где с глубины 20 см отложения представлены коричневыми суглинками нижней бугровой толщи. В обеих скважинах нижняя бугровая толща вскрылась на глубине около 1 м, т.е. ее кровля повышается, так как скважины были пробурены последовательно на все больших высотах.

В шурфе С2 нижняя бугровая толща вскрывается ниже глубины 2,3 м и продолжается далее, отложения имеют наклон в северо-западном направлении. Важно отметить, что кровля этой толщи переработана почвенными процессами. Такая же бугровая толща в кровле с палеопочвой вскрывается и в шурфе 4х4 м (С17). Культурный слой залегает над палеопочвой на глубине ~1,2–1,4 м. В скважине С6 на глубине 1,6–1,7 м обнаружены обломки красной и серой керамики. Таким образом, можно предположить, что археологические находки в изучаемых шурфах и скважинах на Семибугре-1 приурочены к поверхности нижней бугровой толщи. Вышележащие отложения в шурфах С2, С1, С17 и скважинах отложились в условиях периодического подтопления межбугровых пространств и бортов близлежащих бугров речными потоками и ингрессионными морскими водами. Об этом могут свидетельствовать находки раковин пресноводных *Unio sp.*, *Dreissena polymorpha* и солоноватоводных моллюсков *Didacna ebersini*. Фрагменты керамики, обнаруженные в шурфе С2 датируются временем не позднее X века. Можно предположить, что «окатанность» данной керамики объясняется подъёмом уровня Каспийского моря в сер. X в., когда морем могли затапливаться участки не только околобугрового пространства, но и подошвы бугра, находившейся в зоне морского прибоя.

Состав отложений, изученных в межбугровых понижениях в скважинах С1, С3, С4 и С7 в целом идентичен. Это гидроморфные почвы, суглинки, супеси, пески с пресноводными раковинами моллюсков. Это осадки ильменей, дельтовых проток, ингрессионных заливов. Следовательно, можно предположить, что происходило выдвигание дельты и ее отложения перекрыли все более древние осадки, включая красноватые плотные и тяжелые суглинки, которые вскрываются в ряде скважин и шурфов в их основании. Это дает возможность предположить, что эти коричневые суглинки являются неким аналогом хвалыньских шоколадных глин, но частично переработанными. Также возможна и другая интерпретация при условии, что нет отложений нижней бугровой толщи. Тогда эти отложения, были образованы во время максимума новокаспийской трансгрессии на дне протоков и заливов.

Таким образом, в хазарское время в период подъема уровня моря образовывались острова, куда возможно входили не только бугры, останцы которых мы сейчас видим, но и целые массивы, т.е. фрагменты бывшего более высокого грядового рельефа. Дельта р. Волги

располагалась выше, что возможно способствовало переселению населения в ее верхние части.

*Работа выполнена при поддержке проекта РНФ (№20-77-00068). Авторы выражают огромную благодарность всем участникам археологической экспедиции за помощь в полевых исследованиях.*

Список литературы:

- [1] Бэр К. Ученые записки о Каспийском море и его окрестностях // Зап. ИРГО. Спб, 1856. С. 3-32.
- [2] Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука. 1987. – 240 с.
- [3] Гумилев Л.Н. История колебания уровня Каспия за 2000 л. (с IV в. до н.э. по XVI в. н.э.) // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М., 1980. С. 32-47.
- [4] Леонтьев О.К. К вопросу о масштабах и возрасте новокаспийской трансгрессии // Тр-ды Океанограф, ком. Т. 4. 1959. С. 81-90.
- [5] Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2014. – 272 с.

### **РАННЕХВАЛЫНСКИЙ ЭТАП НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ**

**Р.Р. Макшаев<sup>1</sup>, А.А. Свиточ<sup>1</sup>, Е.Н. Бадюкова<sup>1</sup>, Н.Т. Ткач<sup>1</sup>, Д.М. Лобачева<sup>1</sup>,  
А.А. Бердникова<sup>1</sup>, Н.А. Тюнин<sup>1</sup>, Т.С. Ключевиткина<sup>1</sup>, Н.В. Сычев<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
radikm1986@mail.ru

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

### **EARLY KHVALYNIAN STAGE IN THE MIDDLE VOLGA REGION**

**R.R. Makshaev<sup>1</sup>, A.A. Svitoch<sup>1</sup>, E.N. Badyukova<sup>1</sup>, N.T. Tkach<sup>1</sup>, D.M. Lobacheva<sup>1</sup>,  
A.A. Berdnikova<sup>1</sup>, N.A. Tyunin<sup>1</sup>, T.S. Klyuvitkina<sup>1</sup>, N.V. Sychev<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Раннехвалынский этап ознаменовался развитием одной из крупнейшей трансгрессии Каспийского моря в позднем плейстоцене – раннехвалынской. По данным исследователей, положение максимального уровня береговой линии достигало абсолютных отметок 45–50 м, а площадь бассейна составляла более 900 тыс. км<sup>2</sup> [6, 8]. В долине р. Волги в раннехвалынский этап формировался обширный палеоэстуарий, достигавший Самарской Луки [1]. В долине р. Волги от Самарской Луки и до северной бровки Прикаспийской низменности (низовья р. Еруслан) выделяются 4 террасовых уровней [1, 2, 3]. Положение 20–22 и 45–50 м террас соответствует основным уровням развития раннехвалынского бассейна. В тоже время на ряде участков выделяется промежуточная терраса, соответствующая уровню 30-32 м абс. Состав отложений, слагающих 20–22 и 45–50 м террас различен. Для 20–22 м террасы в составе отложений преобладают слоистые, массивные шоколадные глины с прослоями светло-коричневых алевролитов [5, 8]. Раннехвалынские отложения слагают лишь самую верхнюю часть 45–50 м террасы и представлены слоистыми светло-коричневыми песками и суглинками.

По мнению большинства исследователей, накопление шоколадных глин соответствует этапу формирования террасы на уровнях 20–22 м абс. Однако шоколадные глины встречаются и на более высоких уровнях (30–35 м абс), [3]. В последнее время к числу наиболее дискуссионных остается вопрос о времени развития максимальной фазы раннехвалынского бассейна и основных террасовых уровней 20–22, 30–32 и 45–50 м абс.

К настоящему времени большинство данных по раннехвалынскому этапу строятся на основе комплексных изучений опорных геологических разрезов на Нижнем Поволжье с применением различных методик абсолютного датирования. На основе массового

датирования раннехвалынский этап на территории Нижнего Поволжья развивался в интервале 20–12.7 кал. т.л.н. В тоже время на многих разрезах в строении нижнехвалынских отложений отмечаются этапы размывов, а средняя их мощность составляет 2–2,5 м. Однако эти данные не позволяют точно решить ряд важных вопросов: о возрасте и верификации максимальной стадии раннехвалынского бассейна, времени развития основных террасовых уровней на территории Среднего Поволжья, интервале накопления нижнехвалынских отложений. Важной составляющей при этом является практически полное отсутствие данных по абсолютному датированию нижнехвалынских отложений на Среднем Поволжье. В то время как в разрезах Среднего Поволжья нижнехвалынские отложения достигают мощностей 7–8 м, при средних значениях 4 м. В настоящей работе приводятся результаты изучения нижнехвалынских отложений, полученные путем исследования береговых разрезов и бурового материала в нижней части долины р. Малый Караман.

### Объект исследования

В качестве опорного объекта был исследован поперечный профиль долины р. Малый Караман в 5 км выше села Бородаевка. Река Малый Караман, располагается на левобережной части Волжской долины (Саратовская обл.).

Впервые исследования в данном районе были проведены А.И. Москвитиным [2]. На данном участке долины р. Малый Караман выделяются низкая и высокая пойма и четыре террасовых уровня. Два разреза МК-2 и МК-овраг были заложены на береговых уступах р. Малый Караман, вскрывающих строение 20 и 32 м террас. Также было проведено бурение и исследовано геологическое строение отложений в 6 точках по профилю от уровня высокой поймы, до террасы 45 м абс (рис. 1).

### Методы исследований

В ходе проведенных исследований был применен комплексный подход по изучению опорных объектов включавших: геоморфологический обзор территории, выбор и расчистку береговых обнажений, детального геологического описания, геодезической привязки и фотофиксации изученных слоев, и отбора проб для дальнейших проведенных лабораторных исследований. Буровые исследования проводились с помощью портативного ручного комплекта Eijkelkamp с кернавой колонкой длиной 30 см и диаметром 30 мм. Всего было пробурено 6 скважин, получены керны отложений мощностью 7–12 м.

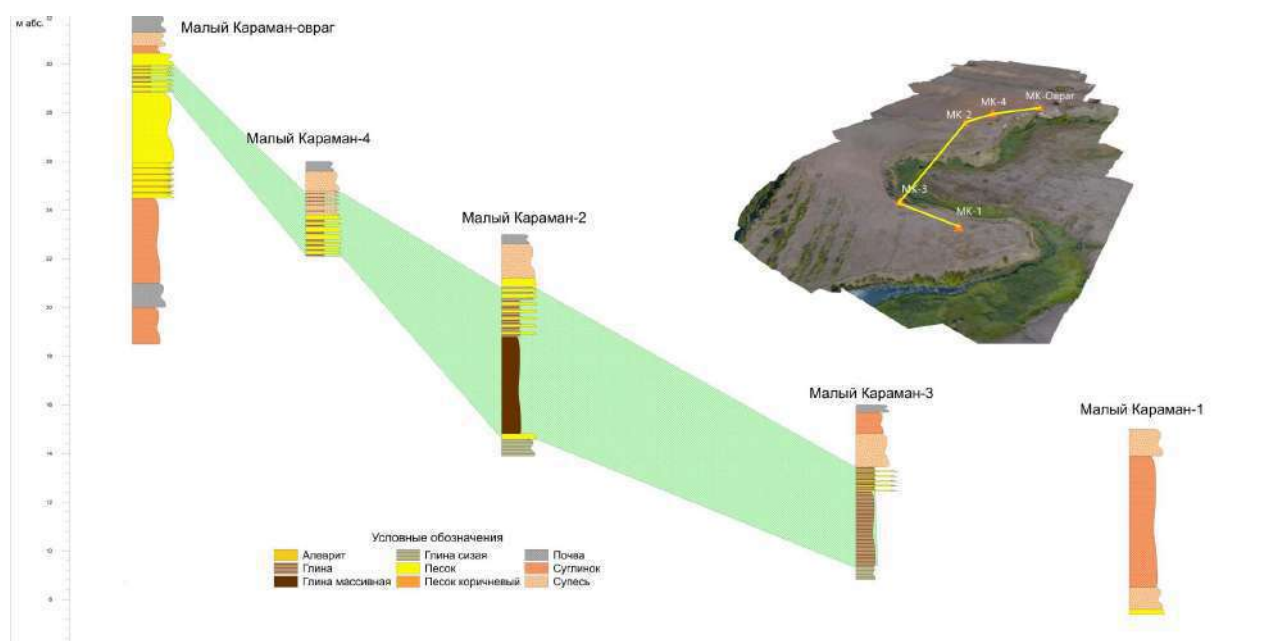


Рис. 1. Геологическое строение отложений в районе опорного объекта Малый Караман (зеленым выделены нижнехвалынские отложения).

Для проведения ОСЛ измерения были отобраны образцы глин и песков изисследованных объектов. Измерения и пробоподготовка производились в Таллинском Технологическом Университете с помощью IR-OSL (индекс-RLQG) методики [10].

Радиоуглеродный (AMS) анализ образцов, содержащих органическое вещество был проведен в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН (индекс-ИГАНАМС). Все образцы были откалиброваны в программе OXcal 4.3 [9] с применением калибровочной шкалы IntCal20 [12].

### Результаты и обсуждение

Геолого-геоморфологическое строение долины р. Малый Караман на изученном профиле представлено следующими элементами рельефа:

1 терраса (16 м абс) занимает большую часть долины р. Малый Караман на исследуемом профиле. Скважина МК-1 глубиной 7.4 м представлена: темно-серой супесью до 0,8 м ниже которой залегает светло-бурая супесь (0,3 м), светло-серой супесью с карбонатными и белесовыми включениями, в средней части суглинистый, в нижней части песчаный (2,9 м), светло-коричневый суглинок с железистыми и марганцевыми примазками (2,5 м), сизая супесь, с маломощным прослоем песков (0,9 м), песок сизый обводненный (0,2 м)

2 терраса (20–22 м абс) на исследуемом участке достигает ширины 250 м. Строение террасы исследовано на береговом разрезе МК-2 и с поверхности покрыта маломощным почвенным горизонтом (черноземы южные, 0,3 м), ниже залегают суглинки светло-серые, плотные, с карбонатными включениями, в нижней части более темных оттенков, со следами кротовин во всем слое (0,9 м). Супеси серо-коричневые, косослоистые, контакт с нижележащим горизонтом волнистый (1,4 м). Нижнехвалынские отложения представлены глинами темно-коричневые (шоколадные), в верхней части тонкослоистые, переслаивающиеся каждые 3–4 см с песками серыми, мелкозернистыми. В средней части толщина песчаных прослоев увеличивается до 1–2 см, слои часто ожелезнены. В нижней части глины становятся более плотными и массивными. Во всей толще встречаются крупные (4–5 см) кристаллы гипса (мощность 3.8 м). Ниже залегают серо-сизые глины, переслаивающиеся с коричневыми алевритами и глинами со следами ожелезнения.

Тыловой шов 2 террасы (22–24 м абс). Строение скважины МК-3 представлено следующими слоями: почвенный горизонт (черноземы южные, пахотный 0,5 м), супесями коричнево-бурыми, с включениями карбонатов и корнями растений (0,5 м), коричневая супесь, с карбонатными прослоями и марганцевыми и сизыми примазками (0,8 м), светло-коричневый песок, с тонким прослоем сизого цвета и железистыми примазками (0,3 м), переслаивание коричневого песка и сизых и коричневых глин, в средней части преобладает прослой глины коричневого цвета (2,2 м), шоколадные глины переслаивающиеся с тонкими прослоями коричневых песков (4 м), коричнево-бурые пески (0,2 м), Переслаивание сизых глин с тонкими серыми песками (0,8 м).

Склон 3 террасы (27 м абс) уклон (8–10°). Строение скважины МК-4 представлено следующими слоями: почвенный горизонт (черноземы южные, пахотный 0,5 м), супесь коричневая с белесыми карбонатными включениями на глубине 1 м и марганцевыми примазками (0,7 м), супесь рыжевато-коричневая с редкими прослоями темно-коричневых глин. Ниже происходит уплотнение материала, встречаются прослой песков и кристаллов гипса (0,9 м), песок коричнево-рыжий с прослоями темно-коричневых глин, редкими включениями гипсов. С глубины 2,7 м пески переслаиваются каждые 8–10 см с темно-коричневыми глинами (1,9 м).

Бровка 3 террасы (32 м абс), строение описано на левом борту V-образного оврага. Почвенный горизонт (чернозем южный, 0,7 м), Супеси светло-коричневые, плотные в нижней части слоистые (0,5 м), переслаивание светло-коричневых песков (10–12 см) и тонких (1–1,5 см) коричневых глин (3 м), пески светло-серые, косослоистые и линзовидные, через каждые 15–20 см встречаются коричневые прослой песков (4–5 см) (3,5 м), суглинки светло-серые, лессовидные, плотные, с белесыми слоями в верхней части, на уровне 850 см видны следы палеопочв (4,5 м).

4 терраса (48 м абс). Строение скважины МК-9 представлено следующими слоями: почвенный горизонт (черноземы южные, 0,4 м), супесь коричнево-серая с включениями карбонатов и корней растений (0,8 м), суглинок светло-коричневый, легкий, с марганцевыми примазками (7,9 м). Нижнехвалынские отложения встречаются на точках (МК-2, МК-3, МК-4, МК-Овраг).

Отложения раннехвалынского этапа на изученной территории представлены шоколадными глинами и слоистыми песками и супесями. В их основании часто залегают слоистые сизые и коричневые глины, предположительно отвечающие начальному этапу накопления нижнехвалынских отложений на Среднем Поволжье. Абсолютный возраст продатированных отложений по двум методикам в изученном районе показал интервал в пределах 24,5 до 12,9 т.л.н. Возраст отложений слагающих террасовые уровни 30 и 45 м абс. соответствует интервалу от 24,5 до 19,4 кал. т.л.н. Из верхней части шоколадных глин, слагающих 2 террасу получен возраст  $12,9 \pm 0,9$  т.л.н.

На исследованном профиле отчетливо прослеживается постепенное замещение шоколадных глин слоистыми песками с небольшими прослоями темно-коричневых глин, слагающих верхнюю часть 32 м абс. террасы. Вероятно, накопление шоколадных глин было приурочено к относительно приглубым участкам древнего палеоэстуария в долине р. Малый Караман. Отложения, слагающие верхний уровень 30–32 м абс террасы накапливались в прибрежной полосе.

На основе полученных данных можно предположить, что максимальный уровень раннехвалынского бассейна развивался постепенно, после которого последовал быстрый спад вод до уровня 30–32 м абс, который и сформировал поверхность 3 террасы в долине р. Малый Караман. Регрессивная фаза раннехвалынского бассейна предположительно связана с первым этапом спуска раннехвалынских вод по Манычской депрессии в Черное море. Так Г.И. Поповым [4] в строении нижнехвалынских отложений Маныча выделено два горизонта хвалынских отложений. Одна из радиоуглеродных дат полученных по раковинам хвалынских моллюсков в районе п. Маныч-Балабино показала возраст 33.6 кал. т.л.н. [7]. Вероятной причиной развития второго регрессивного этапа и развития 20–22 м абс. террасы связано с повторным этапом сброса раннехвалынских вод через Маныч. Большая часть радиоуглеродных дат полученных из нижнехвалынских отложений Маныча попадает на интервал от 14.2 до 13.4 кал. т.л.н. [7]. Данные полученные по кернам из Северного Каспия, показывает развитие раннехвалынского этапа в период МИС-3. Серия радиоуглеродных АМС дат хвалынских раковин полученных из ряда скважин попадает в интервал между 35–19 кал. т.л.н. [13]. Существует дата 42,7 кал. т.л.н. полученная по раковинам *Didacnasp.* найденных на террасе 50 м абс в Восточном Каспии [11].

### **Выводы**

На изученной территории нижнехвалынские отложения слагают поверхности 30-32 и 20 м абс террасовых уровней. В составе нижнехвалынских отложений преобладают шоколадные глины, достигающих мощностей 4 м. В исследованных точках в составе нижнехвалынских отложений не было обнаружено фауны солоноватоводных моллюсков, что возможно говорит о сильном опреснении волжского палеоэстуария. Развитие раннехвалынского этапа на территории Среднего Поволжья началось предположительно в период последнего ледникового максимума и продолжалось до конца теплой аллередской фазы 12,9 т.л.н.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №20-05-00608).*

Список литературы:

- [1] Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды ГИН АН СССР. Вып. 64. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 264 с.
- [2] Москвитин А.И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении // Труды ГИН АН СССР. Вып. 12 – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – 210 с.
- [3] Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. – М.: Наука, 1977. – 242 с.
- [4] Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

- [5] Православлев П.А. Материалы к познанию нижневолжских каспийских отложений. – Варшава, 1908. – 467 с.
- [6] Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2014. – 272 с.
- [7] Свиточ А.А., Янина Т.А., Хоменко А.А., Новикова Н.Г. Хвалыньские отложения Маныча // Доклады Академии наук, 2009. Т. 428. №1.С. 70-74.
- [8] Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. – М.: Наука, 1978. – 165 с.
- [9] Bronk Ramsey, C., Lee, S., 2013. Recent and planned developments of the program OxCal. Radiocarbon 55, 720-730.
- [10] Molodkov, A., Bitinas, A., 2006. Sedimentary record and luminescence chronology of the Lateglacial and Holocene aeolian sediments in Lithuania. Boreas 35 (2), 244–254.
- [11] Panek, T., Korup, O., Minar, J., Hradecký, J., 2016. Giant landslides and highstands of the Caspian sea. Geology 44, 939-942.
- [12] Reimer PJ, Austin WEN, Bard E, Bayliss A, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Butzin M, Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hajdas I, Heaton TJ, Hogg AG, Hughen KA, Kromer B, Manning SW, Muscheler R, Palmer JG, Pearson C, van der Plicht J, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Turney CSM, Wacker L, Adophi F, Büntgen U, Capano M, Fahrni S, Fogtmann-Schulz A, Friedrich R, Kudsk S, Miyake F, Olsen J, Reinig F, Sakamoto M, Sookdeo A, Talamo S. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon calibration curve (0–55 cal k BP). Radiocarbon 62.
- [13] Yanina, T.A., Sorokin, V.M., Bezrodnykh, Yu P., Romanyuk, B.F. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quat. Int. 2018. 465, p. 130-141.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

**В.И. Малов<sup>1,2</sup>, В.Д. Страховенко<sup>1,2</sup>, Н.А. Белкина<sup>3</sup>, М.С. Потахин<sup>3</sup>, Е.А Овдина<sup>1</sup>**  
<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,  
 malov@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup>Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

## COMPARISON OF SEDIMENTATION RATES IN THE BOTTOM OF LAKE ONEGA

**V.I. Malov<sup>1,2</sup>, V.D. Strakhovenko<sup>1,2</sup>, N.A. Belkina<sup>3</sup>, M.S. Potahin<sup>3</sup>, E.A. Ovdina<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Novosibirskiy State University, Novosibirsk, Russia.

<sup>3</sup>Federal Research Center “Karelian Scientific Center of RAS” Institute of Water Problems of the North, Petrozavodsk, Russia

Важной задачей геохимии является изучение закономерностей рассеяния, миграции и концентрации химических элементов в геосферах. Озера играют важнейшую роль в процессах концентрирования химических элементов, так как являются конечными водоемами стока, наравне с морями и океанами. Изучение осадочного вещества от его формирования до отложения на дно – важнейшая задача в изучении донных отложений. Рассеянное осадочное вещество, взвешенное в толще воды, является тем материалом, из которого, в конечном счете, образуются донные отложения. Определение скорости осадконакопления – важный аспект изучения озер и их донных отложений.

Одним из способов определения скорости осадконакопления донных отложений является метод радиометрического датирования с использованием неравновесного <sup>210</sup>Pb. Использование природного радионуклида <sup>210</sup>Pb для определения скорости осаждения в морской и пресной воде хорошо зарекомендовало себя [1, 3]. Данный метод позволяет определять скорости седиментогенеза в современных океанических, морских и озерных отложениях в интервале 100–150 лет с начала 70-х годов 20-ого века. Данный метод основан на определении содержания радиоизотопов в донных отложениях, и использования их в качестве реперов геологических процессов [5].

Также одним из способов определения скорости осадконакопления донных отложений является «прямой» метод определения посредством седиментационных ловушек (СЛ). СЛ представляют собой конусы или цилиндры, в нижней части которых установлены приемные флаконы, собирающие рассеянный осадочный материал. Применение СЛ позволяет собирать водную взвесь в количестве, достаточном для многих видов аналитических исследований, и в первую очередь для расчетов потоков осаждающегося на дно вещества [6].

Целью данной работы является сравнение скоростей осадконакопления в системе Онежского озера, полученных двумя независимыми методами.

Объектом исследования является Онежское озеро. Онежское озеро является вторым по размеру и по объему водной массы водоемом в Европе. Оно расположено в зоне сочленения юго-восточного склона Балтийского кристаллического щита и Русской платформы. Котловина озера была заложена между археем и протерозоем и испытала сложный путь тектонических преобразований в континентальном и морском режиме. Последний ледник углубил депрессию и перекрыл рельеф покровом моренных, флювиогляциальных отложений. Озерная котловина имеет сложную структуру, что определяет различие форм береговой линии и рельефа дна. Северная часть озера характеризуется ультрасложным рельефом с большими перепадами глубин, обилием заливов, губ и островов. Водосборный бассейн озера занимает площадь 66.3 тыс. км<sup>2</sup> и простирается от 60'25" до 63'34" с.ш. и от 31'37" до 37'50" в.д. Площадь озера ~10 тыс. км<sup>2</sup>. В озеро впадает 1152 реки, из которых 52 имеют длину >10 км. Главные притоки – реки Водла, Шуя и Суна, среднемноголетний расход которых 4.36, 3.1 и 2.5 км<sup>3</sup>/год соответственно. Они обеспечивают ~60% речного стока в озеро.

Из разных районов Онежского озера отобраны 6 кернов донных отложений мощностью до 3,2 м представленных позднеплейстоценовыми озерно-ледниковыми и голоценовыми озерными отложениями (стратометр «Лимнос» до 1 м, трубка ГОИНа до 1,5 м, тяжелые гравитационные трубки до 3 м). Районы, где отбирались керны донных отложений: Южное Онего, Малое Онего, Центральное Онего, Уницкая губа, Большое Онего, Лижемская губа вынесены на карту (рис. 1). В этих же местах установлены СЛ.

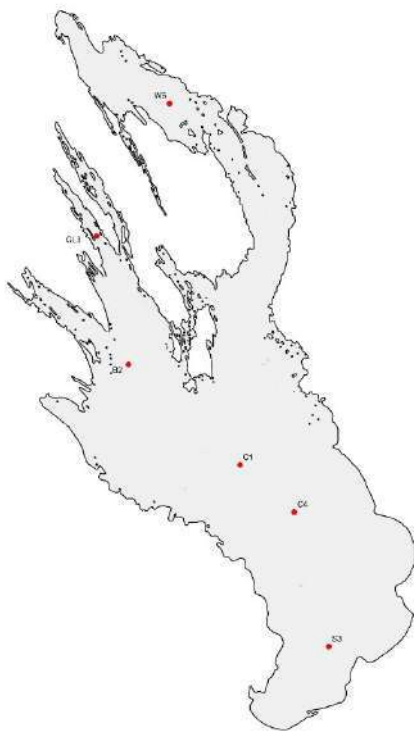


Рис. 1. Точки отбора кернов и постановки седиментационных ловушек в Онежском озере.

Так как взвешенное вещество из озерной воды, поступающее в донные отложения, представляет собой сложную, полидисперсную, многокомпонентную систему из терригенного, биогенного и хемогенного материала, его изучение потребовало установки седиментационных ловушек более чем в двух десятках точек в различных районах Онежского озера. Для этого изготовлен упрощенный вариант седиментационной ловушки УСЛ-100 (СЛ) в лаборатории палеолимнологии ИВПС КарНЦ РАН. Установка оборудования производилась в соответствии с принятыми правилами [6]. Время экспозиции СЛ составляло 1 год. Необходимо отметить, что при переносе веществ, накопленных в ловушках, в лабораторную посуду с целью их дальнейшего исследования неизбежно взмучивание осадка и частичная потеря мелкодисперсной фракции. Осадок после переноса отстаивался в течение 24 часов.

Для датирования и дальнейшего определения скорости седиментации в образцах донных отложений из отобранных кернов применялся метод полупроводниковой гамма-спектрометрии, который используется для определения низких концентраций/активностей естественных и искусственных радионуклидов в донных отложениях. Измерения проводились на колодезном коаксиальном детекторе из сверхчистого германия (HPGe) с преусилителем и низкофоновым криостатом EGPC 192-P21/SHF 00-30A-CLF-FA (производство фирмы «EURYSISMESURES», Франция). Спектры обрабатывались в программе накопления и обработки гамма-спектров «ANGAMMA» (фирма «АСПЕКТ»).  $^{210}\text{Pb}$  анализируется гамма-спектрометрическим инструментальным способом с помощью регистрации естественной рентгеновской линии 46,5 КэВ на планарном полупроводниковом детекторе с защитой от естественного излучения на основе из особо чистых Pb и W, из навесок 10-50 г, при строго выдержанной геометрии измерения [4]. Анализ выполнен в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Мельгуновым М.С.). Существует несколько методик датирования отложений по  $^{210}\text{Pb}$ , которые считаются основными. Нами используется модель CRS (Constant Rate of Supply) – Appleby&Oldfield, 1978 – Модель базируется на допущении, что атмосферный поток  $^{210}\text{Pb}$  постоянен, скорость осадконакопления может изменяться.

Пробы донных отложений и пробы взвешенного вещества из СЛ в дальнейшем изучены следующими методами: методом рентгеновской дифрактометрии (XRD) изучен минеральный состав на дифрактометре «ARLX'TRA» (излучение  $\text{CuK}\alpha$ ) (Thermo Fisher Scientific (Ecuublens) SARL, Швейцария); сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) «TESCAN MIRA3» (Tescan, Чехия), снабженного энергетическим спектрометром «OXFORD» (Oxford Instruments, Великобритания) - изучение морфологии и фазового состава образцов. (ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН).

Изучение отобранных проб методами XRD и СЭМ показали следующее. Данные на уровне отдельных зерен, сростков под микроскопом (оптический микроскоп Olympus BX50, увеличение 20–60 раз) и с использованием СЭМ (MIRA 3 TESCAN) показали, минеральный состав донных отложений из разных районов Онежского озера достаточно однообразен. На фоне тонкодисперсного материала (кварц, полевые шпаты, иллит, мусковит, хлорит, гидроокислы железа, биогенный детрит) пелитовой размерности выделяются крупные панцири диатомовых водорослей, а также крупные угловатые зерна, отдельные кристаллы тех же минералов, а также темноцветных и аксессуарных минералов, таких как актинолит, роговая обманка, диопсид, эпидот, титанит, магнетит, ильменит, циркон, рутил, апатит, монацит и др (рис. 2 и 3). С точки зрения вещественного состава донные отложения и материал СЛ идентичны (рис. 2 и 3), за исключением катионного состава иллита и хлорита. В составе донных отложений основная часть иллита и хлорита, представлена железистыми разновидностями, которые образовались непосредственно в озере [2].



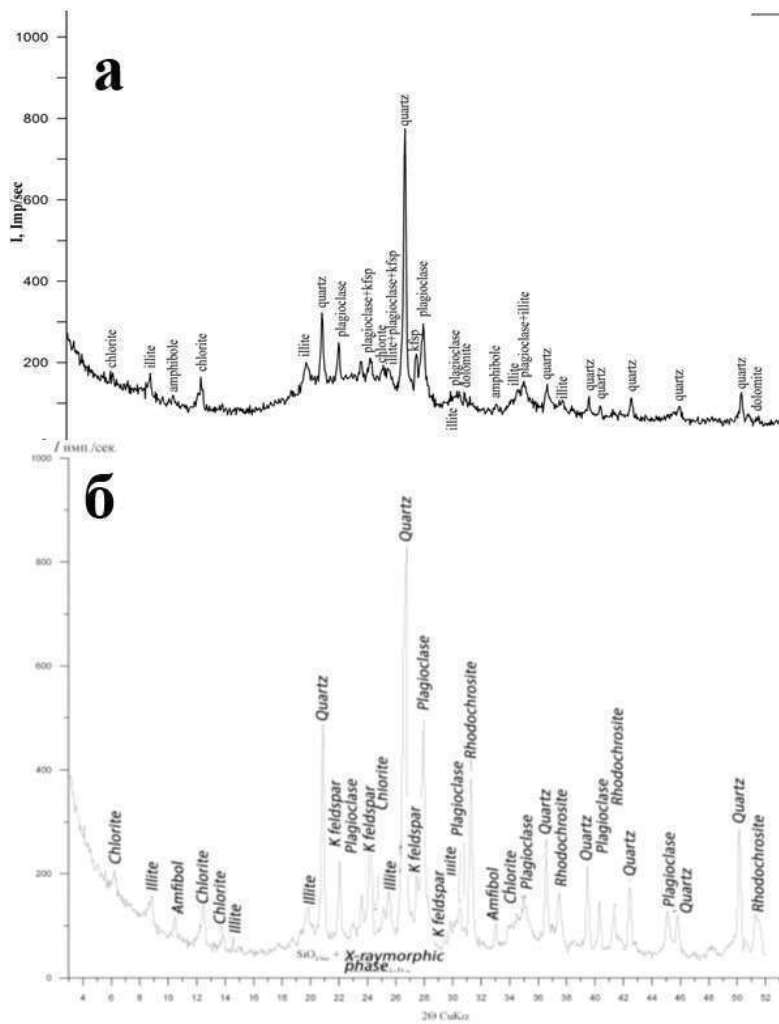


Рис. 2. XRD спектры. а – осадочное вещество седиментационных ловушек, б – донные отложения.

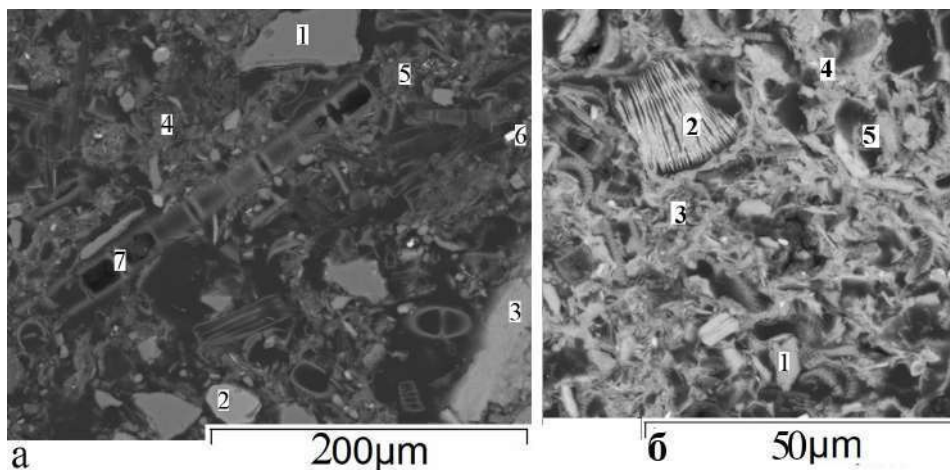


Рис. 3. Фото СЭМ осадочного вещества седиментационной ловушке Южное Онего (а) и донного осадка Большое Онего (б): а) 1 – кварц, 2 - калиевый пш, 3 - актинолит, 4 – тонкочешуйчатый иллит, 5 – оксид/гидрооксиды железа, 6 - циркон, 7 – фрагменты скелетов диатомовых; б) 1 – кварц, 2 - мусковит, 3 – оксиды марганца, 4 – тонкочешуйчатый иллит, 5– фрагменты скелетов диатомовых.

Согласно прямым расчетом (по осадочному материалу СЛ) скорость осадконакопления в зависимости от района изменяется более чем на порядок: от 1 мм до 3 см свежееосажденного неконсолидированного вещества или от менее 0,01 до 0,29 см/год уплотненного грунта (расчет на глубину 20 см). Самые высокие скорости осадконакопления, зафиксированные в Кондопожской губе (от 0,6 до 0,29 см/год), объясняются влиянием сточных вод Кондопожского ЦБК, содержащих большое количество твердых веществ.

Величины скорости осадконакопления в разных районах озера, которые получены из натуральных наблюдений в СЛ, сопоставлены с результатами датированием скорости осадконакопления донных отложений путем оценки активности  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$  в разрезах керна донных отложений. По оценке активности  $^{210}\text{Pb}$  в сопоставлении с активностью  $^{137}\text{Cs}$  скорости осадконакопления в верхнем неконсолидированном донном осадке (0–4 см) (возраст до 33 лет) слабо отличаются от уплотненного осадка седиментационных ловушек для Малого Онего (0,11 см/год и 0,14 см/год), Центрального Онего (0,04 см/год и 0,03 см/год), Большого Онего (0,04 см/год и 0,05 см/год), Южного Онего (0,14 см/год и 0,09 см/год), Лижемская губа (0,06 см/год и 0,07 см/год) (табл. 1). Однако, для Уницкой губы скорости осадконакопления отличаются на порядок (0,02 см/год и 0,11 см/год). Следовательно, сопоставление таких данных нужно продолжить.

Таблица 1. Скорость осадконакопления в Онежском Озере по данным из СЛ, I – неконсолидированная взвесь; II – уплотненный осадок на глубине 5 см; III – уплотненный осадок на глубине 20 см (см/год) и донный осадок путем оценки активности  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$  (см/год)

Район	I	II	III	$^{137}\text{Cs}$ и $^{210}\text{Pb}$	
				Донный осадок (0-2см)	Донный осадок (2-25 см)
	Материал СЛ				
Южное Онего	1,08	0,22	0,11	0,09	0,08
Малое Онего	1,44	0,14	0,09	0,14	0,08
Центральное Онего	0,34	0,05	0,03	0,03	0,04
Уницкая губа	0,18	0,02	0,02	0,11	0,95
Большое Онего	0,31	0,04	0,03	0,05	0,10
Лижемская губа	0,42	0,06	0,05	0,07	0,10

Из полученных результатов можно сделать следующие выводы. Величины скорости осадконакопления в открытых районах озера, полученных на основе прямого измерения посредством СЛ и полученных путем оценки активности  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$  сопоставимы. Минеральный состав отложений из разных районов Онежского озера достаточно однообразен и в основном идентичен составу осадочного материала СЛ.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ проекта № 19-05-50014.*

Список литературы:

- [1] Appleby, P.G., Oldfield, F., Thomson, R., Huttunen, P., 1979.  $^{210}\text{Pb}$  dating of annually laminated lake sediments from Finland. Nature 280, 53–55.
- [2] Strakhovenko V. et al. Mineralogical and Geochemical composition of Late Holocene bottom sediments of Lake Onego // Journal of Great Lakes Research. – 2020. – Т. 46. – №. 3. – С. 443-455.
- [3] Strakhovenko V.D., Malikova I.N., Ovdina E.A., Denisenko A.A., 2017. Distribution of natural radionuclides in the bottom sediments of lakes in different landscape areas of Western Siberia. International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM, 17, 11, 703-710.
- [4] Алиев Р. А., Сапожников Ю. А. Определение  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{137}\text{Cs}$  в донных осадках Днепровско-Бугского лимана // ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 2. Химия. 2000. Т. 41. № 4
- [5] Лаптев Г.В., Войцехович О.В. Перспективы радиометрического датирования как базового инструмента морской литодинамики современных морских осадков. В кн.: Матер. Междунар. конф. «Литодинамика донной контактной зоны океана» ИОРАН, Москва, 14 - 17 сент. 2009 г. с. 151.
- [6] Лисицын А.П. Рассеянное осадочное вещество в геосферах Земли и в системе Белого моря // Система Белого моря. Т. II: Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. С. 19-48.

**ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ Р. МОКШИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ****Е.Ю. Матлахова<sup>1,3</sup>, А.В. Панин<sup>2,3</sup>, В.Ю. Украинцев<sup>2,3</sup>**<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, matlakhova\_k@mail.ru<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия<sup>3</sup>Институт водных проблем РАН, Москва, Россия**LATE PLEISTOCENE HISTORY OF THE MOKSHA RIVER VALLEY DEVELOPMENT****E.Yu. Matlakhova<sup>1,3</sup>, A.V. Panin<sup>2,3</sup>, V.Yu. Ukraintsev<sup>2,3</sup>**<sup>1</sup>Lomonosov MSU, Moscow, Russia<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia<sup>3</sup>Institute of Water Problems RAS, Moscow, Russia

Долина р. Мокши была изучена в нижнем течении: на участке от впадения р. Цны до устья Мокши. Ширина долины на рассматриваемом участке долины составляет в среднем 14–16 км, но местами достигает 20–22 км и более. Большую часть днища занимает пойма с высотами от 1 до 6 м и шириной до 12–14 км. Также на изученном участке выделяется два уровня надпойменных террас: высота первой НПТ – 9–11 м над урезом, второй – 18–22 м.

Пойма Мокши сегментно-гравистая, осложнена многочисленными палеоруслунами разных размеров. Среди палеорусел четко выделяется две разные по размеру генерации: большие палеоруслуны (макроеандры), по своим параметрам (ширина, шаг излучины) в несколько раз превышающие размеры современного русла, и малые палеоруслуны, сопоставимые с современной рекой. Современное русло Мокши на изученном участке имеет ширину в среднем 100–150 м, шаг излучин составляет от 300–400 до 600–700 м. Аналогичные параметры имеют малые палеоруслуны. Большие палеоруслуны-макроизлучины имеют ширину до 250–300 м, шаг излучины порядка 1500–2000 м.

Подобные макроизлучины, по параметрам в несколько раз превышающие современные русла, широко распространены на поймах и низких террасах речных долин Восточно-Европейской равнины [3, 5, 7 и др.]. Обычно время формирования этих макроизлучин на данной территории относят к позднеледниковью [2 и др.].

Изучение геологического строения днища долины р. Мокши осуществлялось с помощью механического бурения усовершенствованным шнековым способом (установка “PrideMount 80” на шасси УАЗ 3310). Всего было пробурено 18 скважин в палеоруслунах (12 скважин в 2019 г. и 6 скважин в 2020 г.; глубиной в среднем от 10 до 20 м). Из кернов осуществлялся отбор образцов на радиоуглеродное AMS датирование и гранулометрический анализ. Также было проведено геоморфологическое обследование и картографирование территории.

Радиоуглеродное масс-спектрометрическое (AMS) датирование было выполнено в Лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН. Даты были калиброваны с помощью онлайн версии программы OxCal 4.4 [4] на основе калибровочной кривой IntCal20 [6].

Анализ данных о строении и возрасте аллювиальных толщ, слагающих днище долины р. Мокши в нижнем течении, позволил сделать следующие обобщения.

Аллювиальные отложения, имеющие возраст 30–35 (40) тыс.л.н., были продатированы в разных скважинах на глубинах от 5.5 до 18 м. Такой разброс глубин позволяет предположить, что в этот период происходило врезание реки глубже современного уреза на 10–12 м. Затем, начиная с 30 тыс. л.н. и позже началось постепенное заполнение долины, продолжавшееся в MIS 2. Максимально интенсивная аккумуляция, вероятно, происходила во время последнего ледникового максимума LGM (около 20–23 тыс. л.н.). Отложения возраста около 23–23.5 тыс.л.н., продатированные в одной из скважин на глубине 8.4 м, отвечают как раз времени заполнения долины. Интенсивная аккумуляция во время LGM подтверждается и ранее полученными данными по другим долинам центра Восточно-Европейской равнины. Еще одна группа дат относится ко времени 18–18,5 тыс.л.н. Продатированные отложения,

вероятно, относятся к вееру блуждания макроизлучин. Верхняя часть заполнения рассматриваемой макроизлучины была переработана руслом реки в голоцене. Формирование макроизлучин Мокши относится в поздневалдайскому времени и отвечает этапу высокой водности, проявляющемуся во многих долинах Восточно-Европейской равнины. Согласно современным представлениям, формирование больших палеорусел происходило в регионах распространения многолетней мерзлоты в перигляциальной зоне валдайского оледенения и было обусловлено экстремально высокими значениями стока во время половодий. Малые палеорусла формировались в голоцене и преобразовывали ранее созданный рельеф поймы. С этим связано частое наложение малых палеорусел на большие с частичным затиранием контуров макроизлучин.

Обобщение полученных данных позволило реконструировать историю развития долины р. Мокши в конце позднего плейстоцена.

В промежутке 40-30 тыс.л.н. река врезалась глубже современного уровня. Это врезание было обусловлено увеличением водности реки, связанным с климатическими изменениями в регионе. Затем около 30 тыс.л.н. и позже врезание сменилось аккумуляцией в долине, достигшей наибольшей интенсивности в период последнего ледникового максимума. После этого, начиная с 18,5 тыс.л.н. водность реки снова увеличилась, что привело к формированию макроизлучин и разработке широкого днища долины. К началу голоцена водность реки снова упала, произошло уменьшение параметров русла (ширины, шага излучин), сужение пояса меандрирования [1].

Таким образом, для позднего плейстоцена в долине Мокши было характерно чередование этапов повышенной и пониженной водности, сопровождавшихся врезанием и аккумуляцией в долине (соответственно). Периоды повышения водности относятся к временным интервалам 40–30 и 18,5–12 тыс.л.н. Второй из этих этапов оставил в рельефе дна долины свидетельства мощного речного стока – макроизлучины. Периоды высокой водности разделял этап пониженной водности, связанной с иссушением климата времени последнего ледникового максимума. Голоцен также характеризуется падением параметров стока относительно предшествующего позднеледникового этапа.

*Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ (проект №19-17-00215). При обработке полевых материалов использовалась инфраструктура ИГ РАН (тема госзадания 0148-2019-0005) и кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ (тема госзадания 121040100323-5).*

Список литературы:

- [1] Матлахова Е.Ю., Украинцев В.Ю., Панин А.В. История развития долины р. Мокши в конце позднего плейстоцена // Геоморфология.2021. т. 52. №3. с. 105-115.
- [2] Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В. Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона // Известия РАН. Сер. геогр. 2013. № 1. С. 118-129.
- [3] Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В. Поздневалдайские палеорусла рек Русской равнины // Известия РАН. Серия географическая. 2000. № 6. С.73-78.
- [4] Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon.2009. No. 51(1). P. 337-360.
- [5] Panin A.V., Sidorchuk A. Ju. And Chernov A.V. Historical background to floodplain morphology: examples from the East European Plain // Floodplains: Interdisciplinary Approaches. Geological Society, London, Special Publications No. 163. 1999. P. 217-229.
- [6] Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., et.al. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 calkBP) // Radiocarbon.2020. No. 62 (4). P. 725-757.
- [7] Sidorchuk A., Panin A., and Borisova O. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during Last Glacial Maximum–Late Glacial time // Geological Society of America Special Paper. 2011. Vol. 473. P. 1-25. DOI: 10.1130/2011.2473(01).

**СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА В ГОДИЧНЫХ КОЛЬЦАХ СОСНЫ ЦЕНТРА  
РУССКОЙ РАВНИНЫ – ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ****В.В. Мацковский, Э.П. Зазовская, С.М. Турчинская, Е.Ю. Жданова, В.Н. Михаленко,  
Н.С. Семеняк, О.Н. Соломина**

Институт географии РАН, Москва, Россия, matskovsky@igras.ru

**STABLE CARBON ISOTOPES IN TREE RINGS OF PINE IN THE CENTER OF THE  
RUSSIAN PLAIN – THE FIRST RESULTS****V.V. Matskovsky, E.P. Zazovskaya, S.M. Turchinskaya, E.Yu. Zhdanova,  
V.N. Mikhailenko, N.S. Semenyak, O.N. Solomina**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, matskovsky@igras.ru

Содержание стабильных изотопов в годичных кольцах деревьев может быть хорошим косвенным индикатором климатических изменений в прошлом [1, 2]. Так, стабильные изотопы углерода и кислорода в древесине дуба недавно были использованы для построения реконструкции засух в центральной Европе за последние 2000 лет с годичным разрешением [3]. На Европейской территории России исследования с использованием изотопов углерода в годичных кольцах для климатических реконструкций пока единичны. Например, имеется исследование по реконструкции условий увлажнения на основе содержания стабильного изотопа углерода  $\delta C^{13}$  в годичных кольцах археологической древесины из Ярославля [4]. Но до сих пор нет данных по калибровке климатического сигнала в этом параметре на основе живых деревьев и данных метеонаблюдений.

Чтобы заполнить этот пробел мы отобрали образцы из семи живых сосен в Тверицком бору города Ярославля ( $57.65^\circ$  с.ш.,  $39.93^\circ$  в.д.). Образцы отбирались изотопным приростным буром большого диаметра (10 мм), по два керны с каждого дерева на уровне груди. Они были помещены в пластиковые контейнеры для транспортировки в лабораторию, там высушены, отшлифованы с последовательным уменьшением зерна абразива до состояния, когда различимы отдельные клетки. После этого керны были отсканированы с разрешением 3200 dpi, измерены в программе Coorecorder и перекрестно датированы. Образцы для измерения  $\delta C^{13}$  нарезались канцелярским ножом под биноклем – обрезались либо единичные кольца, либо отдельно ранняя и поздняя древесина.

Нарезанные образцы были переданы в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН для измерения изотопного состава углерода с использованием системы масс-спектрометрического анализа стабильных изотопов precisION IRMS (производства Isoprime, Великобритания), совмещенной с элементным CHNS анализатором Vario Isotope Cube (Elementar, Германия). Альфа-целлюлоза из каждого предоставленного в лабораторию образца была извлечена с помощью модифицированного метода выделения Jaime-Wise [5]. Образцы анализировались относительно референтного газа высокой чистоты ( $CO_2$ ), откалиброванного по стандартным материалам МАГАТЭ (IAEA-CH3-целлюлоза, IAEA-600-кофеин). Стандарты Casein B2155, Urea B2174 и Sorghum Flour B2159 (Elemental Microanalysis, UK) использовались в качестве рабочих лабораторных стандартов и для построения калибровочной кривой.

Результаты измерения содержания стабильного изотопа углерода  $\delta C^{13}$  приведены на рисунке. На данный момент измерены по 10-11 колец целиком из четырех кернов и ранняя и поздняя древесина в 10 кольцах одного керна. Был проведен корреляционный анализ между полученными сериями измерений (Табл. 1). В основном все измерения хорошо коррелируют между собой и со средним значением, за исключением керна A22S14A, показавшим незначимые и даже отрицательные корреляции за счет наличия положительного тренда. Содержание  $\delta C^{13}$  в поздней древесине слабее коррелирует со средним, чем содержание в ранней древесине. Это логично с учетом того, что ранняя древесина составляет большую часть годичного кольца. Максимальную корреляцию со средним показал керн A22S16A. При удалении линейного тренда из всех серий минимальную корреляцию со средним показал керн A22S13A, максимальную – снова керн A22S16A.

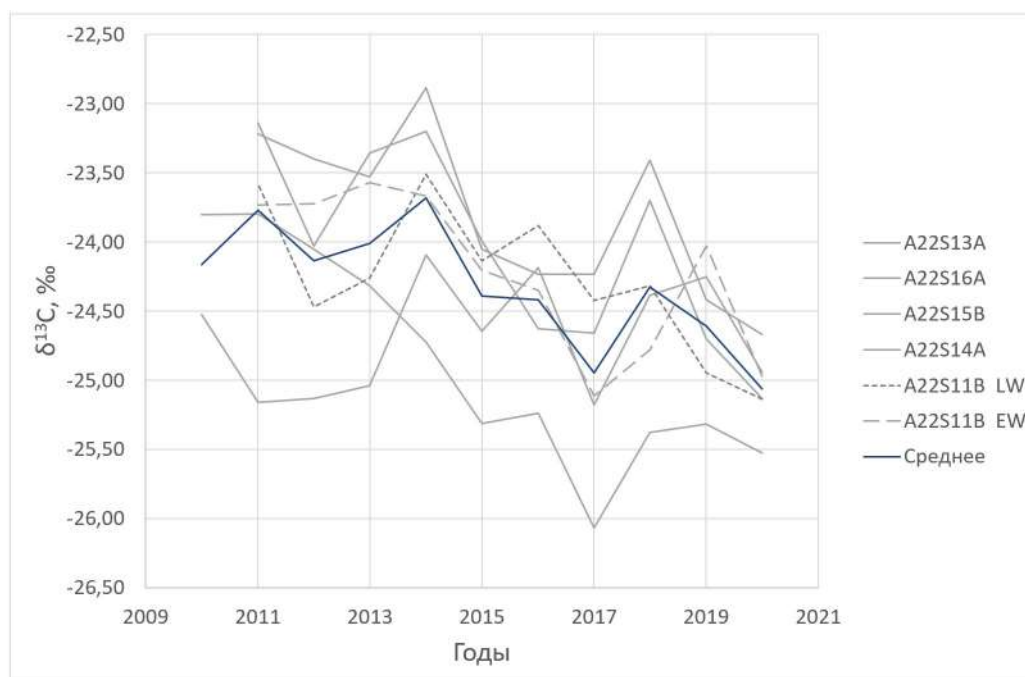


Рис. 1. Серии измерений содержания стабильного изотопа углерода  $\delta^{13}\text{C}$  в годичных кольцах. Серыми сплошными линиями показаны измерения в кольце целиком, серым коротким пунктиром – в поздней древесине, серым длинным пунктиром – в ранней древесине. Черной линией показано среднее значение для всех измерений за каждый год.

Таблица 1. Коэффициенты корреляции между сериями измерений  $\delta^{13}\text{C}$ . Выше диагонали показаны значения для исходных данных, ниже – после удаления линейного тренда.

	A22S13A	A22S16A	A22S15B	A22S14A	A22S11B LW	A22S11B EW	Среднее
A22S13A	-	0.7082	0.6948	-0.1840	0.4605	0.8578	<b>0.7773</b>
A22S16A	0.1592	-	0.9307	-0.0245	0.7527	0.6865	<b>0.9274</b>
A22S15B	0.1760	0.8417	-	0.0239	0.7289	0.6317	<b>0.9106</b>
A22S14A	0.0787	0.4110	0.4554	-	0.1888	0.0565	<b>0.1493</b>
A22S11B LW	-0.3807	0.4709	0.4380	0.6540	-	0.4784	<b>0.7926</b>
A22S11B EW	0.6079	0.2428	0.1504	0.5456	-0.1281	-	<b>0.8477</b>
Среднее	<b>0.3367</b>	<b>0.7877</b>	<b>0.7636</b>	<b>0.5377</b>	<b>0.5172</b>	<b>0.5796</b>	-

Хорошая синхронность полученных измерений и наличие значительной межгодовой изменчивости (среднее стандартное отклонение 0.6), в среднем превышающей изменчивость за каждый год между образцами (среднее стандартное отклонение 0.57), говорят о хорошем потенциале для продолжения исследования. Измерения будут продолжены, в 2022 году планируется получить значения  $\delta^{13}\text{C}$  за каждый год с 1901 по 2020 с репликацией не менее пяти. Эти значения будут использованы для проведения корреляционного анализа с метеорологическими параметрами, что поможет выявить климатический сигнал, записанный в изменениях  $\delta^{13}\text{C}$  в целлюлозе древесины сосны Ярославля и окрестностей.

*Исследование поддержано грантом РНФ 21-17-00264.*

Список литературы:

[1] Loader N. J. et al. Stable carbon isotopes from Torneträsk, northern Sweden provide a millennial length reconstruction of summer sunshine and its relationship to Arctic circulation // Quaternary Science Reviews. – 2013. – Т. 62. – С. 97-113.

[2] Helama S. et al. Recurrent transitions to Little Ice Age-like climatic regimes over the Holocene // Climate Dynamics. – 2021. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05669-0>

[3] Buentgen U. et al. Recent European drought extremes beyond Common Era background variability // Nature Geoscience. – 2021. doi:10.1038/s41561-021-00698-0

[4] Panyushkina I. P., Karpukhin A. A., Engovatova A. V. Moisture record of the Upper Volga catchment between AD 1430 and 1600 supported by a  $\delta^{13}\text{C}$  tree-ring chronology of archaeological pine timbers // *Dendrochronologia*. – 2016. – Т. 39. – С. 24-31.

[5] Boettger T. et al. Wood cellulose preparation methods and mass spectrometric analyses of  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , and nonexchangeable  $\delta^2\text{H}$  values in cellulose, sugar, and starch: an interlaboratory comparison // *Analytical Chemistry*. – 2007. – Т. 79. – №. 12. – С. 4603-4612.

**ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ МАММУТХУС ТРОГОНТЕРИИ В ОХАНСКОМ РАЙОНЕ ПЕРМСКОГО КРАЯ**

**Е.Н. Машенко<sup>1</sup>, А.А. Андреев<sup>2</sup>, Е.В. Воскресенская<sup>3</sup>, Т.П. Вострикова<sup>4</sup>, Е.П. Выгузова<sup>4</sup>, Л.В. Жужгова<sup>4</sup>, И.С. Зюганова<sup>3</sup>, С.А. Кузьмина<sup>1</sup>, С.Л. Островский<sup>4</sup>, Э.В. Чурилов<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия, evmash@mail.ru

<sup>2</sup> Alfred Wegener Institut, Potsdam, Germany, aandreev@uni-koeln.de

<sup>3</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, kavosk@mail.ru, iszyuganova@igras.ru

<sup>4</sup> Пермский краеведческий музей, Пермь, Россия, tvos@mail.ru

**PALEOECOLOGICAL CONDITIONS OF THE MAMMUTHUS TROGONTERII SITE FORMATION IN THE OKHANSK DISTRICT (PERM REGION)**

**E. N. Mashchenko<sup>1</sup>, A. A. Andreev<sup>2</sup>, E. V. Voskresenskaya<sup>3</sup>, T. P. Vostrikova<sup>4</sup>, E. P. Vyuzova<sup>4</sup>, L. V. Zhuzhova<sup>4</sup>, I. S. Zyuganova<sup>3</sup>, S. A. Kuzmina<sup>1</sup>, S. L. Ostrovskii<sup>4</sup>, E. V. Churilov<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> Borisyak Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Alfred Wegener Institut, Potsdam, Germany

<sup>3</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>4</sup> Perm Museum of Natural History, Perm, Russia

Местонахождение скелета степного мамонта/трогонтериевого слона *Mammuthus trogontherii* (Pohlig, 1889) в Оханском районе Пермского края расположено недалеко от деревни Заманин (координаты 57° 34'479 N, 55° 24'755 E). Кости скелета крупного мамонта и обломки бивней были обнаружены на размываемом правом берегу Воткинского водохранилища (долина р. Кама) летом 2010 г. местными жителями. Раскопки местонахождения проводились Пермским краеведческим музеем при участии специалистов из ПИН РАН и ИГ РАН в 2013, 2015-2021 гг. Общая площадь раскопок составила 392 м<sup>2</sup>, из которых на 180 м<sup>2</sup> был вскрыт костеносный слой. В обработке результатов участвовали специалисты из Германии, Голландии и США. В процессе раскопок были обнаружены почти полный скелет крупного мамонта (кроме черепа) возрастом около 50 лет, часть скелета более мелкой очень старой особи и отдельные кости других видов млекопитающих (*Canis lupus* L., *Vulpes* sp., *Equus* sp., *Cervus* sp., *Alces conf. alces*, *Bison* sp., *Saiga* sp.) [4, 5, 9, 16, 18].

Интерес к Оханскому местонахождению определяется тем, что это первое местонахождение в Предуралье, где был обнаружен скелет степного мамонта/трогонтериевого слона *Mammuthus trogontherii* (Pohlig, 1889). Определение систематической принадлежности мамонта было сделано по морфологии зубов смены m3 (мм): длина/ ширина коронки 273,0/99,5; количество сохранившихся эмалевых пластин 17; полное количество эмалевых пластин 19-20; частота пластины (на 10 см) 6,5; толщина эмали 2,0; высота нестертой пластины (8-й) 98.0 (Табл. 1). Приведенные параметры m3 соответствуют таковым в диагнозе *M. trogontherii*. Около 80% найденных костей относятся к скелету одной крупной особи трогонтериевого слона. Смена зубов и степень их стирания соответствует таковым у 50-52-летнего азиатского слона [19] или 45-49-летнего африканского слона [14]. На нижней челюсти второй более мелкой особи *M. trogontherii* степень стирания m3 соответствовала возрасту >60 лет.

Местонахождение располагается на уступе подмываемой водами Воткинского водохранилища третьей надпойменной террасы р. Кама. Вмещающие костеносный слой отложения общей мощностью около 8 м представлены сверху вниз осадками субаэрального и субаквального генезиса, залегающими на коренном цоколе из отложений казанского яруса верхнего отдела пермской системы.

Таблица 1. Морфологические параметры m3 *M. trogontherii* из Оханска и Азов 1 и Азов 2.

Смена зубов/местонахождение	Длина/Ширина коронки (мм)	Полное число пластин/Сохранившееся число пластин (включая талоны)	Частота пластин (на 10 см)	Число стертых пластин	Толщина эмали (мм)
m3 dex / Оханск	225.0/83.0	16-17 ?/ 13-14 (?)	5.5	12	2.9 (max) – 2.4
m3 dex /Азов 1 [11]	418.0/91.0	21	5.25	-	2.2
m3 sin /Азов 2 [11]	330.0/110.0	19	5.25	-	3.5- 2.2

Коренной цоколь террасы возвышается над урезом водохранилища на высоту 8-9 м и сложен зеленовато-серыми песчаниками и конгломератами, перекрытыми элювием красноцветных пермских глин. Красноцветные осадки с резким эрозионным контактом перекрываются отложениями русловой, старичной и пойменной аллювиальных фаций. Костеносный слой залегал в виде линзы с длинной осью протяженностью около 15 м, ориентированной по направлению север-юг, на контакте отложений руслового аллювия с осадками старичной фации. Нижняя часть заполнения линзы представлена осадками базальной фации руслового аллювия, в составе которого преобладал материал переотложенных верхнепермских конгломератов с обломками плиток песчаников и дресвой желтовато-белых известняков в заполнении из буровато-коричневого суглинка. Старичные отложения, выполняющие линзу, состояли из влажных пепельно-серых оглеенных суглинков, которые в зонах разгрузки грунтовых вод меняли цвет на охристо-коричневый. В осадках старичной фации, помимо костных остатков, содержались многочисленные включения растительных остатков хорошей сохранности, а также углистые частицы. По бортам костеносной линзы русловые отложения выклинивались, а старичные осадки замещались педоседиментами дерновой погребенной почвы, разбитой системой тонких пересекающихся трещин. Выше по разрезу оглеенные серые суглинки плавно переходили в коричневатожелтые суглинки с прослоями тонкозернистого желтоватозеленого песка в нижней части. Данные отложения можно соотнести с пойменной аллювиальной фацией, накопление которой происходило вблизи борта долины при поступлении материала со склона. Выше с резким эрозионным контактом залегал хорошо выраженный уровень оглеения общей мощностью до 1 м, в котором прослой тяжелого суглинка сизого цвета с включениями угольков и остатков растительной ткани чередовались с линзами желтоватожелтых, окрашенных вторичным ожелезнением, суглинков. Верхняя часть разреза представлена толщей поздневадайских светло-коричневых лессовидных суглинков общей мощностью до 4 м. Источником формирования лессовидных суглинков, по-видимому, являлся элювий верхнепермских красноцветных глин с большим количеством новообразований железа. В нижней части толщи лессовидных суглинков отмечались следы перемыва в виде наклонных в сторону долины прослоев и линз тонкозернистого песка.

В отложениях, включающих кости крупных млекопитающих, обнаружены раковины четырех видов наземных брюхоногих моллюсков: *Succinella oblonga* (Draparnaud, 1801), *Vallonia pulchella* (O. F. Müller, 1774), *Pupilla muscorum* (Linnaeus, 1758), *Punctum pygmaeum* (Draparnaud, 1801). Три вида (*V. pulchella*, *P. muscorum* и *P. pygmaeum*) характеризуют мезофильные условия среды и в настоящее время распространены в зоне умеренного климата. *S. oblonga* – эвритермный вид и устойчив к широкому диапазону температур. Все виды моллюсков могут выживать в мезофильной, субгигрофильной и гигрофильной среде. Распространение данных видов в плейстоцене-голоцене на территории Пермского Предуралья не изучено. На Южном Урале первые три вида зафиксированы в отложениях от среднеплейстоценового до голоценового возраста, четвертый вид определен только в голоцене [10].

Для карпологического анализа было отобрано 2 образца (2018 г.) и 4 (2020 г.), полученных из промывки старичных отложений. Судя по сохранности все растительные остатки, видимо, смыты временными водотоками в водоём, где накапливались эти отложения. Растительные макроостатки в промывке в основном представлены мелкими фрагментами древесины. Из остатков древесных пород определены единичные орешки



берёзы (древесная форма, *Betula* sect. *Betula*), а также хвоинки и семена ели (*Picea* sp.). Среди травянистых растений определены немногочисленные плоды лапчатки (*Potentilla* sp.), мари (*Chenopodium* cf. *rubrum* L., 1753), верблюдки (*Corispermum nitidum* Kit ex. Schult., 1814), растений из семейства гвоздичных – ясколки (*Cerastium* sp.) и смолёвки (*Silene* sp.). Кроме того, определены орешки растений из семейства мятликовых (Lamiaceae): будры (*Glechoma hederacea* L., 1753) и зюзника (*Lycopus europaeus* L., 1753), а также плод лютика (*Ranunculus sceleratus* L., 1753). Перечисленные виды растений занимают биотопы с песчаной почвой по берегам реки. Остатков болотных и прибрежно-водных растений не выявлено. Также, в промывке обнаружены плодовые тела грибов *Cenococcum geophilum* Fr., 1829, которые являются индикаторами лесных почв.

Из аллювиальных отложений, вмещающих костеносный слой, были отобраны образцы на споро-пыльцевой анализ. В пыльцевом спектре выделены две основные зоны. В единственном образце из нижней пыльцевой зоны, отобранном из подстилающих костеносный слой отложений, концентрация пыльцы *Betula* достигала 26%, а количество пыльцы других древесные породы (*Alnus*, *Picea*, *Pinus*) колебалось от 2 до 4 %. Среди травянистой растительности в пыльцевых спектрах преобладают такие таксоны, как *Poaceae*, *Brassicaceae*, *Papaveraceae* и *Cichoriaceae*. Основываясь на пыльцевых спектрах, для нижней зоны мы можем реконструировать лесостепную растительность из разреженных березовых лесов, сходную с растительными сообществами, которые сейчас существуют на юге Западной Сибири. В более защищенных местах обитания по речной долине также могли произрастать ольха, ель и сосна (пыльца последних могла быть переотложена из более древних отложений в процессе аллювиальной транспортировки). Верхняя пыльцевая зона может быть, в свою очередь, подразделена на две подзоны, соответствующих перекрывающим и вмещающим костеносный слой отложениям. Нижняя подзона отличается присутствием цист водорослей *Volvocales* и *Zignema*, а также остатков колоний *Pediastrum* и *Botryococcus*, свидетельствующих о субаквальном характере седиментации. В пыльцевом спектре доминирует пыльца трав сем. *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Asteraceae* и *Cichoriaceae*. Содержание пыльцы древесных пород, таких как *Picea* и *Pinus*, не превышает 12 %. Основываясь на пыльцевых спектрах, мы можем заключить, что в растительном покрове доминировали типичные степные сообщества и сообщества, занимавшие нарушенные грунты.

Среди материалов, полученных из промывки Оханского местонахождения определено 10 остатков жуков из четырех семейств отряда жесткокрылых. Наиболее многочисленны (4 образца) долгоносик (сем. Curculionidae) – *Otiorhynchus politus* Gyllenhal, 1834; жужелицы (сем. Carabidae) – *Carabus convexus* Fabricius, 1775, и *Poecilus* cf. *punctulatus* Bonelli, 1810; водолюбы (сем. Hydrophilidae) – *Helophorus sibiricus* (Motschulsky, 1860); пилюльщик (сем. Byrrhidae) – *Cytilus sericeus* Leach, 1815; листоед (сем. Chrysomelidae) – *Chrysolina tundralis* Jacobson, 1910 [12]. В целом, несмотря на малочисленность выборки, комплекс жуков отражает условия открытого ландшафта с остепненной растительностью. Единственный вид, выпадающий из подобного биотопа, водолюб, мог обитать во временных водоемах. Этот голарктический вид широко распространен в настоящее время в бореальной зоне. В частности, он обычен на севере России и Сибири. Пилюльщик в настоящее время один из самых обычных видов от лесостепной до тундровой зоны [7]. Особое положение в списке видов занимает долгоносик. Считается, что в долине Камы этот вид является реликтом плейстоценовых перигляциальных степей [2]. Все 4 семейства представлены в современной энтомофауне территории России и прилегающих стран. В настоящее время найденные в Оханске виды не встречаются вместе и разделены географически, имея разорванные ареалы. Хронологическое распространение установленных видов охватывает промежуток времени от позднего плейстоцена до современности, для более древних временных интервалов данные отсутствуют.

Грызуны Оханского местонахождения представлены тремя видами подсемейства полевокых (Arvicolinae): узкочерепная полевка *Microtus* cf. *gregalis* Pallas, 1779, степная

пеструшка *Lagurus lagurus* Pallas, 1773; водяная полевка *Arvicola* sp. Все три вида имеют очень широкое современное распространение. Из трех видов только узкочерепная полевка распространена в арктической зоне, а степная пеструшка и водяная полевка в этой области не встречаются. Кроме того, последние два вида тяготеют к открытым ландшафтам (особенно степная пеструшка). Нижняя/верхняя хронологическая граница распространения данных видов в Преуралье: водяная полевка – микулинское межледниковье/голоцен; степная пеструшка – средний Валдай/конец позднего плейстоцена; узкочерепная полевка – поздний плейстоцен/голоцен [6, 16, 18].

Возраст аллювия третьей надпойменной террасы р. Кама (горновский и еловский горизонты) оценивается как среднеплейстоценовый [2]. Однако из-за того, что образование террасового ряда долины р.Кама в среднем течении происходило на фоне неравномерного неотектонического подъема территории, высоты коренного цоколя второй и третьей террас могут сближаться. Сходство в структуре отложений третьей и второй пойменных террас в среднем течении р. Кама отмечено В. И. Громовым [1]. Остатки крупных и мелких млекопитающих, беспозвоночных, данные карпологии не дают однозначного ответа на вопрос о возрасте Оханского местонахождения. Установленные по пыльцевым спектрам растительные сообщества также имеют широкий временной диапазон распространения, но косвенно свидетельствуют о том, что это не поздневалдайские условия среды. AMS анализ по кости трогонтериевого слона не дал результата из-за очень низкого содержания коллагена в образце. Не удалось получить определение возраста растительных и костных остатков из местонахождения и  $^{230}\text{Th}$  /U-методом датирования в Лаборатория геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и мирового океана СПбУ из-за дренирования костеносного слоя современными грунтовыми водами и, как следствие, вторичного уранового обогащения датируемого материала. Морфология нижних зубов последней смены (m3) пока является наиболее достоверным как для определения видовой принадлежности, так и для установления хронологического интервала для Оханского местонахождения.

Сравнение размеров скелета Оханского трогонтериевого слона сделано по данным о скелетах слонов этого вида из других местонахождений [7, 10, 12] (Табл. 2).

Таблица 2. Измерения (мм) длинных костей конечностей скелетов самцов *Mammuthus trogontherii* из местонахождений Китая, Западной Сибири и Приазовья.

	Humerus (Наибольшая длина)	Ulna (Длина до сочленовой поверхности)	Scapula (Длина до середины гленоидной ямки)	Высота тела в плечах (см)
Оханск	990	850	~ 850	315-330
Чжалайнор III [12]	1223	960	1115	370
Пятирыжск [7]	1320	940	1050	380
Azov II [10]	1200	980	1010	370

Поперечный диаметр фрагмента бивня одной особи (185,0 мм) и более 230 мм у другой особи трогонтериевого слона, как и меньшие размеры длинных костей конечности, свидетельствует о том, что менее крупная особь является самкой. У самца оханского мамонта длина плечевой кости 990,0 мм, длина локтевой кости от проксимальной поверхности сочленения до дистального края 750,0 мм, а высота тела может достигать 315–330 см. По размеру костей передней конечности самца оханского мамонта можно судить о том, что степные мамонты из Оханска относятся к средним по размерам тела (и, видимо, последним хронологически) представителям этого вида.

*Благодарности.* Все исследования и полевые работы на местонахождении трогонтериевого слона в Оханском районе поддержаны программой Министерства культуры Пермского края. Авторы также признательны администрации Оханского района Пермского края за помощь в организации и проведении раскопок. Работа Е.В. Воскресенской и И.С. Зюгановой выполнена в рамках Государственного задания 0148-2019-0005. Авторы

признательны Т.В. Фадеевой (Горный институт Уральского отделения РАН) за определение грызунов и беспозвоночных. Профессором И. ван дер Плихтом (Центр изотопных исследований Университета Гронингена, Гронинген, Нидерланды) проведены AMS датировки.

Список литературы:

- [1] Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Труды Геологического института Академии наук СССР. Серия геологическая – 1948 – Выпуск 64. № 17. – 521 с.
- [2] Дедюхин С.В. Долгоносикообразные жесткокрылые (Coleoptera, Curculionoidea) Вятско-Камского междуречья. – Издательство Удмуртский университет, Ижевск. – 2012. – 340 с.
- [3] Лунев Б.С., Наумова О.Б.; Атлас форм рельефа Т. 3: Формы рельефа Прикамья. – Издательство Пермского университета, Пермь – 2001. – 316 с.
- [4] Машенко Е.Н., Вострикова Т.П. Неожиданные результаты палеонтологических раскопок в Пермском крае // Наука и Жизнь. – 2016. – № 12. – С. 19-22.
- [5] Машенко Е.Н., Вострикова Т.П., Жужгова Л.В., Чурилов Э.В. Первая находка скелета древнего слона в Пермском крае // Наука и Жизнь. – 2015. – № 10. – С. 44-47.
- [6] Фадеева Т.В., Смирнов Н.Г. Мелкие млекопитающие Пермского Предуралья в позднем плейстоцене и голоцене. – Екатеринбург: «Голицынский», – 2008. – 171 с.
- [7] Чернышев С.Э. Обзор фауны жуков-пилюльчиков (Coleoptera: Byrrhidae) России и сопредельных территорий. Таксономический состав // – Труды Русского энтомологического общества. (С.-Петербург). – 2006. – Т. 77. – С. 287–293.
- [8] Шпанский А.В., Васильев С.К., Печерская К.О. Трогонтериевый слон *Mammuthus trogontherii* (Pohlig) из Омского Прииртышья. Палеонтологический журнал. 2015. № 3. С. 81-102.
- [9] Вострикова Т.П., Машенко Е.Н. Палеонтологические раскопки местонахождения трогонтериевого слона в Оханском районе Пермского края. – "Кладовая истории", Пермский край, Оханский район – 2017 г. – С. 40-50.
- [10] Машенко Е.Н., Воскресенская Е.В., Фадеева Т.В., Андреев А.А., Вострикова Т.П., Жужгова Л.В., Чурилов Э.В., Островский С.Л., И. ван дер Плихт. Предварительные итоги раскопок местонахождения скелета трогонтериевого слона в Оханском районе Пермского края // Сборник сообщений и докладов VIII Югорской полевой музейной биеннале. 4-6 декабря 2018 г. Ханты-Мансийск, Музей Природы и Человека. – 2018. – С. 16-28.
- [11] Baygusheva V.S., Titov V.V., Timonina G.I. Two skeletons of *Mammuthus trogontherii* from the Sea of Azov Region. //Quaternary International. – 2012. – Vol. 276-277. – P. 242-252.
- [12] Kryzhanovskij O.L., Belousov I.A., Kabak I.I., Kataev B.M., Makarov K.V., Shilenkov V.G. A Checklist of the ground-beetles of Russia and Adjacent Lands (Coleoptera, Carabidae). – Sofia: Pensoft Series Faunist. – 1953. – 271 p.
- [13] Larramendi A. Shoulder height, body mass, and shape of proboscideans // Acta Paleontologica Polonica. – 2016. – № 61 (3). – P. 537-574.
- [14] Laws, R.M. Age criteria for the African elephant, *Loxodonta a. africana*.//East African Wildlife Journal. – 1966. – Vol. 6. – P. 1-37.
- [15] Maglio V. J. Origin and evolution of the Elephantidae. Transaction American Philosophical Society // – 1973. –V. 63 (2). – P. 1-149.
- [16] Maschenko E., Voskresenskaya E. The first find of the *Mammuthus trogontherii* (Pohlig, 1885) skeleton from Pteistocene of Perm Region and polytypical morphology of the Eurasia Steppe Mammoth // Abstract book of the XVI Annual Meeting of the European Association of Vertebrate Paleontology 26<sup>th</sup> June – 1st July 2018 –. Caparica, Portugal. – 2018 – P. 115.
- [17] Maschenko E.N. Individual development, biology and evolution of the woolly mammoth *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1799) // Cranium. – 2002. – №19 (1). – 120 p.
- [18] Maschenko E.N., Fadeeva T.V., Voskresenskaia E.V., Andreev A.A.,Vostricova T.P., Zuzgova L.V., Churilov E.V., Zuyganova I.S., J. van der Plicht. A discovery of a skeleton of the steppe mammoth (*Mammuthus trogontherii*) in the Okhansk District of the Perm Region, Russia and the Site research data. Abstracts of VII International Conference of Mammoths and Their Relatives. Taiwan, 2017. Sept. 17<sup>th</sup>-23<sup>rd</sup>, – 2017 – P.
- [19] Roth V.L., Shoshani J. Dental identification and age determination in *Elephas maximus* // Journal of Zoology (London). – 1988. – Vol. 214. – P. 567–588.

**МЕГАМАСШТАБНАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЛИНЕЙНОСТЬ И РЕЛИКТОВЫЕ БОРОЗДЫ  
АЙСБЕРГОВОГО ВЫПАХИВАНИЯ (ПЛУГМАРКИ) БАРЕНЦЕВА МОРЯ  
И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ****С. Г. Миронюк**Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
mironyuksg@gmail.com**MEGA-SCALE GLACIAL LINEATION AND RELICT ICEBERG PLOUGHMARKS  
IN THE BARENTS SEA BOTTOM AND THEIR PALOGEOGRAPHIC VALUE****S.G. Mironyuk**

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Реконструкция древних ледниковых покровов относится к главнейшим вопросам палеогеографии плейстоцена [5]. Для решения этой проблемы применяется широкий комплекс методов палеогеографических реконструкций [6]. Среди них особое место занимают разнообразные методы геоморфологического анализа, в т.ч. палеогеоморфологический метод [9]. Опыт восстановления палеогеографических событий в неоплейстоцене и голоцене показал, что палеогеоморфологический метод является одним из основных при исследованиях палеогеографического развития морских и океанических побережий особенно для верхнего звена неоплейстоцена.

До последнего времени продолжается дискуссия относительно масштабов и количества оледенений, в том числе в пределах Баренцево-Карского шельфа [3]. Однако, по мере накопления фактического материала, включая данные полученные с помощью современных геофизических методов, и, особенно, многолучевого эхолотирования, высокочастотного акустического профилирования и др., становится очевидным справедливость положения согласно которому: «современный рельеф шельфа арктических морей образован в результате чередований ледниковых и межледниковых природных обстановок..., которые привели к формированию на структурах дочетвертичного фундамента морфогенетических комплексов ледникового, ледниково-морского, морского и субаэрального происхождения» [8]. В многочисленных работах на базе огромного фактического материала доказано наличие в прошлом, в частности, на шельфе Баренцева моря обширного, толщиной 1-2 км ледникового щита с центром, расположенным в восточной части бассейна [2, 12, 17, 23, 25, 26].

В данной работе предпринята попытка уточнить палеогеографическую картину в восточной части Баренцевого моря (Центральная впадина) в эпохи последнего (поздневалдайского) оледенения, включающего фазы зарождения-роста (25–22 тыс. л.н.), стабилизации (20–18 тыс. л. н.) и последующей дегляциации (завершилась 14–10 тыс. л.н.) [21, 25].

Объектами рассмотрения являлись «мегамасштабная ледниковая линейность» (mega-scale glacial lineation), далее – «ММЛЛ» и реликтовые борозды ледникового выпаживания (плугмарки), далее – «ПМ». ММЛЛ представляет собой систему сопряженных, непрерывных, линейно вытянутых параллельных гряд, разделенных бороздами и ориентированных в направлении движения ледника. Следующие показатели характеризуют ММЛЛ: длина <1–180 км, ширина 39–5000 м, высота 1–100 м [24]. Площади развития ММЛЛ достигают нескольких тысяч км<sup>2</sup> и более [15].

Несмотря на некоторое морфологическое сходство (серия параллельных борозд может быть следствием воздействия на дно многокилевых айсбергов, ледяных плотин и др.) генезис этих образований различен. Предполагается, как и в случае флютинг-морен, «мягких» морен [4, 10], что формирование ММЛЛ, происходило в обстановке локальных и региональных деформаций рыхлых подледниковых отложений под активным, быстротекущим ледником. Такие формы экзарационного рельефа наблюдались под современным Рутфордским ледниковым потоком в Западной Антарктике [18].

Наличие ММЛЛ на дне арктических морей имеет большое значение для палеогеографических реконструкций. В частности, они являются прямым доказательством

существования ледникового щита в центральной части Баренцева моря в поздневалдайское время.

Многолетними исследованиями установлено широкое распространение на шельфе Баренцева моря реликтовых ПМ [7, 22]. В ряде мест (Кольский желоб и др.) следы выпаивающей деятельности айсбергов прослеживаются в кровле поздневалдайской морены. В работе А. Solheim [22] было обращено внимание, что ПМ были обнаружены на различных глубинах, вплоть до изобат 450 м. В то же время, максимальная осадка килей современных айсбергов в регионе исследований (норвежский сектор Баренцева моря) лишь в редких случаях достигала 100 м. Более поздние расчеты показали, что максимальная осадка может достигать около 137 м [1]. Сопоставляя указанные цифры, и учитывая, что во время максимального распространения поздневалдайского оледенения уровень Мирового океана располагался на отметке около  $-120$  м, А. Solheim сделал вывод, что большинство ПМ являются реликтовыми и образовались в течении деградации ледников последней (вейхзельской) стадии оледенения неоплейстоценовой эпохи в результате воздействия айсбергов на морское дно.

Очевидно, что ориентировка айсберговых борозд обусловлена направлением движения самих рассматриваемых ледовых образований. В свою очередь траектория дрейфа айсбергов почти полностью определяется преобладающими поверхностными морскими течениями. Кроме того, на направление дрейфа айсбергов могут влиять особенности донного рельефа, ледяной покров, ветер, сила Кориолиса, приливные течения и др. Однако их влиянием на траекторию дрейфа айсбергов при региональных исследованиях можно пренебречь.

В свете сказанного ориентировка борозд, в т. ч. погребенных, выявляемых на больших глубинах, может служить индикатором морских палеотечений и использоваться при палеогеографических построениях [13, 14, 20]. Аналогично анализируя ориентировку ММЛЛ можно определить характер и направление ледниковых потоков [19].

Представленное ниже описание упомянутых выше реликтовых форм базируется, в основном, на материалах батиметрической съемки и сейсморазведочных работ, выполненных на более чем 20 участках относительно равномерно расположенных в пределах различных геоморфологических областей Баренцева моря: Северо-Баренцево-Карской, Северо-Баренцевской, Новоземельской, Центральной низменной и Юго-Западной областей от  $79^{\circ}$  с.ш. до  $69^{\circ}$  с.ш. Съемка рельефа осуществлялась с помощью многолучевых эхолотов типа «Reason SeaBat»: 8111, 7125 и T20-P. Наиболее качественные цифровые модели рельефа (ЦМР) были получены при выполнении площадной съемки рельефа эхолотом Reson SeaBat T20-P. Частота излучения составляла 360 кГц, мощность излучения – 219 дБ, количество лучей – 230 в секторе  $110^{\circ}$ . В результате были получены ЦМР с ячейкой гридирования не более  $5 \times 5$  м. Для цифровой обработки данных использовалось программное обеспечение QINSy Qloud и Qimera. Для производства сейсморазведочных работ применялась интегрированная система Venthos C3D+SPB, в состав которой входил профилограф Chirp-III и гидролокатор бокового обзора. В Chirp-III использовался частотно-модулированный сигнал. Полоса частот 1 – 10 кГц. Указанные работы проводились ООО «Питер Газ», ООО «Сварог», ООО «Деко-Проект» и другими организациями в 2006-2016 гг.

ММЛЛ обнаружены практически во всех частях шельфа Баренцева моря [16]. Наибольший интерес с точки зрения реконструкции палеогеографической обстановки в центральной его части представляют обширные поля ММЛЛ в границах Северо-Баренцевоморской впадины и Лудловской седловины ( $75^{\circ}30'$ - $74^{\circ}30'$  с. ш.) (Центральная низменная область) (рис.1).

Оба участка с признаками ММЛЛ находятся в районе, где ранее (1978–1990 гг.) были выполнены буровые работы и геофизические исследования и высказано предположение о возможном проявлении в краевых частях ареала выявленной здесь «мягкой» морены ММЛЛ [11].

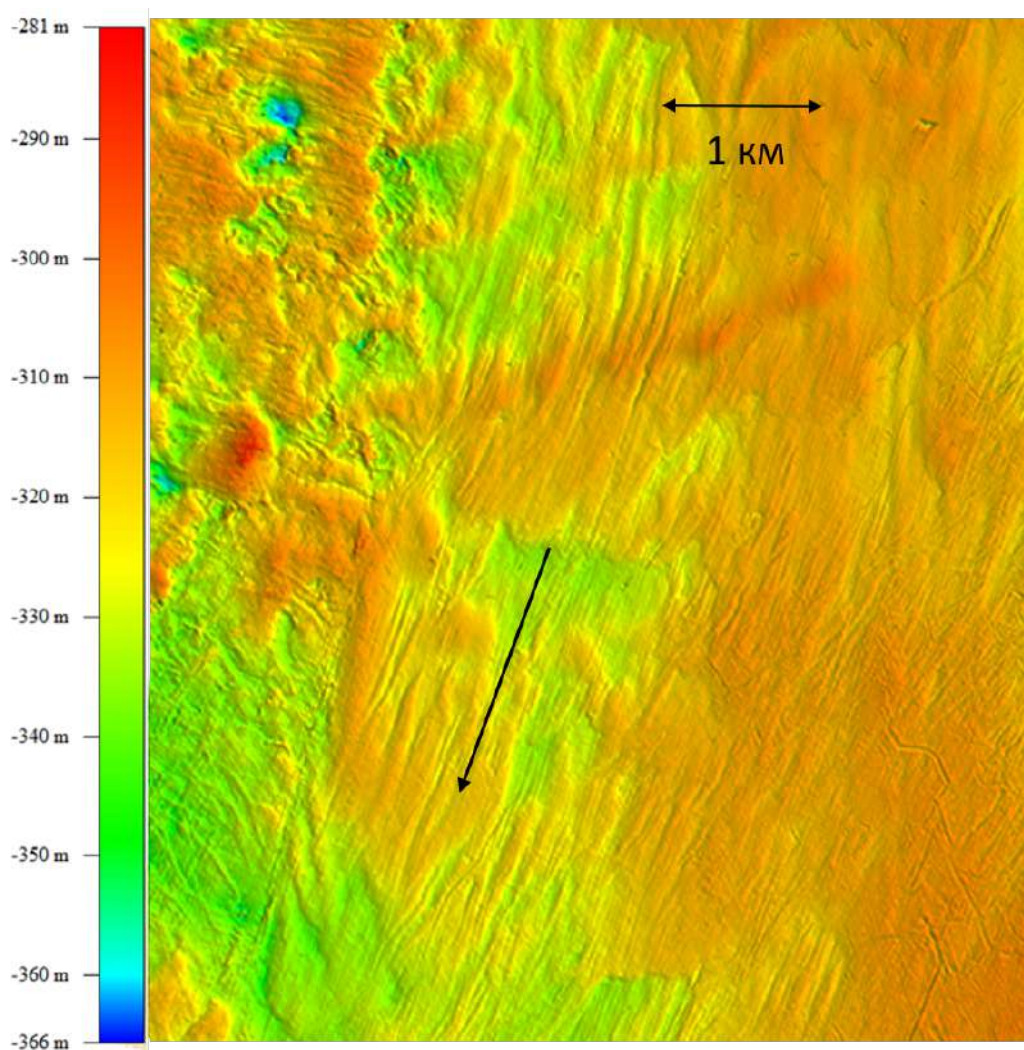


Рис. 1. Мегамасштабная ледниковая линейность на дне Северо-Баренцевоморской впадины. Стрелка указывает направление движения ледникового потока.

Участок ММЛЛ (глубина моря 280-360 м) в Северо-Баренцевоморской впадине, расположенной между Центральной возвышенностью и Адмиралтейским валом имеет явные морфоскульптурные признаки движения льда в южном направлении. Об этом свидетельствуют обрывистые экзарационные уступы, форма друмлинообразных гряд, длинные оси которых вытянуты в сторону движения льда, гляциотектонические структуры типа «hill-hole pairs» (парная микроформа «вал-рытвина»), которые предположительно формируются под действием сдвигающих напряжений, векторы которых направлены в сторону движения ледникового потока.

ММЛЛ в Лудловской седловине (по существу трогообразной долине) находится к западу от Лудловской возвышенности на глубине моря от 280 м до 330 м. В нижней части ее склона несколько выше ММЛЛ прослеживается фрагмент субмеридиональной боковой морены на глубине 270 м (высота гряды около 15 м, ширина 1,5 км, длина 9 км), а у юго-западного подножья возвышенности - крупный (ширина 1,5 км, глубина около 60 м) подледниковый канал, ориентированный с СЗ на ЮВ. Длина борозд на участке развития ММЛЛ 2-7 км, ширина 500-1200 м, глубина 4,0-5,5 м. Поверхность гряд и борозд в ряде мест нарушена ПМ.

В российском секторе Баренцева моря реликтовые ПМ с использованием многолучевого эхолота «Simrad EM-100» (Норвегия) впервые были обнаружены специалистами ОАО «АМИГЭ» в ходе инженерно-геологических изысканий на акватории Штокмановского газоконденсатного месторождения (ШГКМ) в 2003 г. Позже они были обнаружены практически во всех частях Баренцева моря [7] и детально изучены. На

сегодняшний день нами установлено, что ПМ в российском секторе Баренцева моря встречаются вплоть до глубин 340–360 м. Редко (СВ склон плато Литке, желоб Седова) короткие ПМ и места посадки древних айсбергов на мель (продолговатые ямы, окаймленные валиками) прослеживаются на глубинах около 380 м. Наибольшая плотность ПМ зафиксирована на вершинных поверхностях возвышенностей: Центральной, Безымянной, Мурманской банке и др.

Преобладают U-образные ПМ. Такое сечения борозд обусловлено заполнением первоначально V-образных ПМ осадочным материалом, эрозионной переработкой склонов борозд, выполаживанием их оползневыми процессами. Образование U-образных ПМ возможно связано также с воздействием на донные осадки килей столообразных айсбергов. Некоторые реликтовые борозды по краям имеют валы высотой 1,0–1,5 м (у современных ПМ они достигают 4–5 м). Отдельные борозды заканчиваются краевой дугообразной бермой (*terminal berm*). Такие микроформы являются хорошим индикатором направления движения айсбергов. В местах, где айсберг «сидел» на грунте, в ряде мест (например, в Кольском желобе) образовались ямы (котловины) за счет выдавливания осадков их килями. Глубина этих депрессий может достигать 20 м.

Выявлены многочисленные прямолинейные, спиралеобразные, зигзагообразные, дугообразные, пересекающиеся друг с другом (разновозрастные) ПМ (рис. 2).

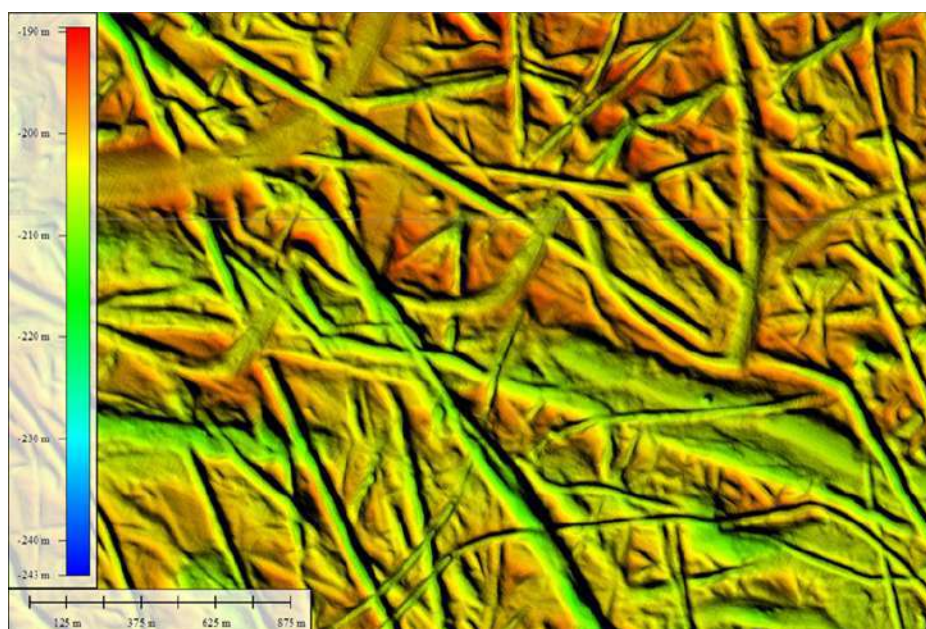


Рис. 2. Плугмарки в Центральной возвышенной области Баренцева моря.

Редко встречаются 2–3 борозды параллельные друг другу (образованные или «многокилевыми» айсбергами или группой айсбергов дрейфовавших в составе ледовых полей). U-образные ПМ характеризуются следующими морфометрическими параметрами: длина 2,6–10 км, ширина 10–370 м, глубина 1–16 м. Наиболее крупные плугмарки сосредоточены в пределах Центральной впадины на широте около 73°. Реже наблюдаются борозды с V-образным сечением и четкими границами (большая их часть встречается в Центральной низменной области на глубинах 300–335 м). Преобладающие размеры этого типа борозд: ширина 60–200 м, глубина 1–10 м. Не исключено, что своим происхождением они обязаны айсбергам с остроконечной формой киля. Относительный возраст ПМ выявляется по взаимоотношению борозд: из всей совокупности борозд наиболее молодыми являются те борозды, которые не пересекаются другими. Очевидно также, что ПМ моложе тех форм рельефа на которых имеются следы айсбергового пропахивания. Обнаруженные в разных частях Баренцева моря ПМ нарушают поверхность верхневалдайской морены (Мурманская банка), друмлинов, морен де Геера и др.

Генеральное направление дрейфа древних айсбергов, создавших ПМ, различно, и

отражает существовавшую в эпоху дегляциации сложную систему основных поверхностных течений. Учитывая ориентацию реликтовых ПМ, а также направление векторов современных постоянных течений Баренцева моря можно утверждать, что в указанную эпоху общие закономерности циркуляции его вод в значительной степени соответствовали современной системе постоянных течений.

Список литературы:

- [1] Бузин И.В., Глазовский А.Ф., Гудошников Ю.П. и др. Айсберги и ледники Баренцева моря: исследования последних лет. Часть 1. Основные продуцирующие ледники, распространение и морфометрические особенности айсбергов // Проблемы Арктики и Антарктики.–2008.– №1 (78). – С. 66-80.
- [2] Иванова Е.В., Мурдмаа И.О. Влияние атлантических вод на дегляциацию баренцевоморского шельфа 18-13 тыс. лет назад // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа: Материалы научной конференции памяти Павла Алексеевича Каплина (Москва, 2–3 февраля 2017 г.) / под ред. Т.А. Яниной, Т.С. Клювиткиной. – М.: Географический факультет МГУ, 2017.– С. 58-61.
- [3] Крапивнер Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. – М.: ГЕОС, 2018. – 320 с.
- [4] Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука,– 1976.– 236 с.
- [5] Матишов Г. Г. Современные проблемы геоморфологии и палеогеографии северных и южных морей // Материалы XXX Пленума Геоморфологической комиссии РАН Санкт-Петербург «Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее»; СПбГУ, 15-20 сентября 2008 года. – СПб., 2008. – С. 23-24.
- [6] Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие / Коллектив авторов: Блюм Н.С., Болиховская Н.С., Большаков В.А. и др. – М.: Географический факультет МГУ, – 2010. – 430 с.
- [7] Миронюк С. Г. Учет палеогеографических условий при выполнении инженерных изысканий на шельфе западного сектора российской Арктики // Инженерные изыскания. – 2015. –№ 7.– С. 28–38.
- [8] Никифоров С.Л. Рельеф шельфа морей Российской Арктики. Автореф. на соиск. уч. степ. д. г. н. – Москва. 2006. – 42 с.
- [9] Рычагов Г. И. К методике палеогеографических реконструкций // Материалы Всероссийской научной конференции посвященной памяти профессора А.А. Величко. 2016 «Пути эволюционной географии», Москва, 23-25 ноября 2016 г. – С. 273-277.
- [10] Эпштейн О. Г. Базальные (основные) морены: проблема выделения, основы новой классификации // Литология и полезные ископаемые.– 2017.– №2.– С. 51-74.
- [11] Эпштейн О. Г., Длугач А. Г., Старовойтов А. В., Романюк Б. Ф. Плейстоценовые отложения восточной части Баренцева моря (районы Центральной впадины и Мурманской банки). Сообщение 2. Литологический состав и условия образования // Литология и полезные ископаемые. – 2011. – № 3. – С. 249–281.
- [12] Elverhøi A., Nyland&Berg M., Russwurm L., Solheim A. Late Weichselian ice recession in the Central Barents Sea // Geological history of Polar Ocean: Arctic versus Antarctic / Eds. Bleil U. and Thiede J. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, – 1990. – P. 289–307.
- [13] Dorokhov D. V., Dorokhova E. V., Sivkov V. V. Iceberg and ice-keel ploughmarks on the Gdansk-Gotland Sill (south-eastern Baltic Sea) // Geo-Mar Lett.– 2017. <https://doi.org/10.1007/s00367-017-0517-3>
- [14] Dowdeswell J.A., Ottesen D. Buried iceberg ploughmarks in the early Quaternary sediments of the central North Sea: A two-million-year record of glacial influence from 3D seismic data// Marine Geology. 2013. –V. 344. – P.1-9. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2013.06.019>.
- [15] Dowdeswell J.A., Ó Cofaigh C., Pudsey C. Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream // Geology. 2004. V. 32. P. 13–16.
- [16] Dowdeswell, J. A., Canals, M., Jakobsson, M. et al. (eds). Atlas of Submarine Glacial landforms: Modern, Quaternary and Ancient. Geological Society, London, Memoirs, – 2016. – V. 46, <http://doi.org/10.1144/M46>.
- [17] Jakobsson, M., Andreassen, K., Bjarnadóttir, L.J. et al. Arctic Ocean glacial history//Quaternary Science Reviews. – 2014. –V. 92. – P. 40-67.
- [18] King, E.C., Hindmarsh, R.C. and Stokes, C.R. Mega-scale glacial lineations beneath a West Antarctic ice stream // Nature Geoscience. – 2009. – V. 2. – P. 585-588.



- [19] Maclean B., Blasco S., Bennett R. Et al. Mega-scale glacial lineations, Peel Sound, Canadian Arctic Archipelago // Atlas of Submarine Glacial Land Forms: Modern, Quaternary and Ancient. Geological Society, London, Memoirs, –2016. –V. 46. – P. 47-48.
- [20] Montellia A., Dowdeswella J.A., Ottesen D., Johansen S.E. 3D seismic evidence of buried iceberg ploughmarks from the mid-Norwegian continental margin reveals largely persistent North Atlantic Current through the Quaternary // Marine Geology. – 2018. – V. 399. – P. 66–83. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.11.016>
- [21] Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T. Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea // Geology. – 1995. –V. 23.–№ 6. – P. 567-571.
- [22] Solheim A. Depth-Dependent Iceberg Plough Marks in the Barents Sea // Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images. – 1997. –P. 138-139.
- [23] Solheim A., Russwurm L., Elverhøi A., Berg M.N. Glacial geomorphic features in the northern Barents Sea: direct evidence for grounded ice and implications for the pattern of deglaciation and late glacial sedimentation // Glacimarine Environments: Processes and Sediments / Eds. Dowdeswell J.A. and Scourse J.D. Geol. Soc. Spec. Publ., – 1990. – № 53. – P. 253–268.
- [24] Spagnolo M., Clark Chris D., Jeremy C. et. al. Size, shape and spatial arrangement of mega-scale glacial lineations from a large and diverse dataset // Earth Surf. Process. Landforms, 2014. <https://doi.org/10.1002/esp.3532>
- [25] Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quat. Sci. Rev.– 2004. –V. 23. – P. 1229-1271.
- [26] Vorren Tore O., Landvik Jon Y., Andresen Karin, Laberg Jan Sverre. Glacial History of the Barents Sea Region // Developments in Quaternary Science. Amsterdam, The Netherlands. Elsevier. – 2011. –V. 15.– P. 361-372.

**ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕЩЕРНЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ПОЗВОНОЧНЫХ В СЕВЕРНОМ ВЬЕТНАМЕ**

**Б.И. Морковин<sup>1</sup>, Е.Н. Машенко<sup>1</sup>, А.В. Подлеснов<sup>1</sup>, Ле Суан Дак<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия, [prodeo27@yandex.ru](mailto:prodeo27@yandex.ru)

<sup>2</sup> Department of Terrestrial Ecology, Institute of Tropical Ecology, Joint Russian-Vietnamese Tropical Scientific and Technological Center, Hanoi, Vietnam

**PRELIMINARY DATA ON THE FORMATION OF CAVE VERTEBRATE SITES IN NORTHERN VIETNAM**

**B.I. Morkovin<sup>1</sup>, E. N. Mashchenko<sup>1</sup>, A.V. Podlesnov<sup>1</sup>, Le Xuan Dac<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Borisyak Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Department of Terrestrial Ecology, Institute of Tropical Ecology, Joint Russian-Vietnamese Tropical Scientific and Technological Center, Hanoi, Vietnam

С 2020 года в рамках проекта утвержденной Миннауки и образования РФ и СРВ «Состав фауны приматов (*Cercopithecidae*, *Pongidae*) и грызунов (*Rodentia*) плейстоцена и голоцена Вьетнама как индикатор изменения экологических условий» во Вьетнаме начала работу совместная экспедиция ПИН РАН и Российско-Вьетнамского тропического научно-исследовательского и технологического центра. Цели проекта включают не только изучение грызунов и приматов, но предполагают анализ всей фауны плейстоценовых позвоночных Вьетнама. Изучение пещерных местонахождений проводилось в трех провинциях: Тханьхоа, пещеры Бут и Лангчанг; Лангшон (Lang Son), пещеры Там Кхуен (Tham Khuen), Кео Ленг (Keo Léng), Ханг Тан (Hang Than), Паак Хаак (Paak Haák, Бо Рео (Bo Reo), Танг Лиём (Tang Liêm), Там Мун (Tham Mong), Там Хай 1 и 2 (Tham Khai) и Тон Пак Сао (Thon Pák Sáo); Йен Бай (Yen Bay), пещеры Там Гуан (Thám Quan), Слона (Elephant Cave), Хум (Hum) и Чуа (Chua) [1, 2, 3]. Российско-вьетнамской экспедицией в марте-апреле 2021 г. были собраны палеонтологические материалы и данные по биостратиграфии и тафономии пещер Лангчанг, Ханг Там, Там Кхуен, Там Хай-1 и Там Хай-2, предварительные результаты этих исследований представлены в данной работе. Методика раскопок предполагает послойное снятие заполнения пещер, сбор остатков позвоночных, определение их систематического

состава для уточнения хронологических интервалов, которые характеризуются конкретными фаунистическими комплексами.

В 1964 г. вьетнамо-немецкой экспедицией были получены первые данные о местонахождениях плейстоценовых позвоночных Северного Вьетнама [5]. Экспедицией открыто не менее десяти пещер в провинциях Ланг-Шон, Таньхоа и Йен Бай. Раскопки пещер Там Хай и Ханг Хум принесли первые находки плейстоценовых гоминид из этого региона Юго-Восточной Азии и заложили основу для палеоантропологических исследований этого региона. В 1987-1988 гг. американо-вьетнамская экспедиция продолжила изучение этих местонахождений [6]. Основное место раскопок - пещера Лангчанг (провинция Тханьхоа). Фауна млекопитающих Ланчанг кроме гоминида, включала более 18 видов млекопитающих и была отнесена к среднему-позднему плейстоцену [7, 8]. Наиболее известно местонахождение в пещере Там Кхуен. Здесь были обнаружены три вида гоминид: континентальный вид орангутана, гигантопитек и человек прямоходящий. Седиментологический анализ отложений и абсолютная датировка этой пещеры сделаны Расселом Сиохоном и коллегами, установившимее среднеплейстоценовый возраст [8], и предположившим сосуществование *Homo erectus* Dubois, 1892 и *Gigantopithecus blacki* von Koenigswald, 1935.

Дальнейшие исследования пещер Северного Вьетнама проводились франко-вьетнамско-японской группой [9, 10, 11], в пещерах Ма У'Ои, Дуои У'Ои и Кок Муой. Собранные ископаемые материалы, а также данные по седиментологии и тафономии этих пещер, позволили сделать реконструкции особенностей их формирования и палеоэкологические интерпретации.

**Геологические особенности плейстоценовых пещерных местонахождений.** Особый интерес для исследования пещерных местонахождений Северного Вьетнама, представляет массив карстовых карбоново-пермских башенных известняковых останцов (конусовидный, пиковый, кегельный карст, и т.д.) [12, 13, 14, 15, 16, 17, 18]. Эти массивы являются продолжением карстовых систем Юньнанского нагорья Южного Китая и тянется от Гуандуна и Гуйчжоу до Восточной Бирмы и Северного Таиланда [13, 4]. Пласты известняка, часто ориентированы по простиранию в западном направлении, имея достаточно крутой угол падения 35-40 гр. (рис. 1. А. I.).

Данные российско-вьетнамских экспедиций, а также анализ предыдущих исследований [8, 9, 10, 11], позволяют заключить, что большинство плейстоценовых пещерных местонахождений локализовано в поле распространения башенных известняков именно карбоново-пермского возраста. Мы можем найти подтверждение в их географо-геологическом положении, соотносящимся с карбоново-пермскими массивами, которые, в свою очередь, разорванным полукольцом охватывают долину реки Красной (Хонг-Ха) [13, 4].

Результаты исследований комплекса пещер плейстоценовой фауной в провинции Ланг Шон (уезд Бин Джиа) показывают, что все пещеры находились на правом борту долины в поле распространения карстовых башенных известняков (рис. 1, А. II). Противоположный борт долины составляют красноцветные ранне-среднетриасовые эффузивы и интрузивы, а также тёмно-серые известняки [19, 20]. Геоморфологически они сильно отличаются от верхнекарбоновых - раннепермских светло-серых известняков, их выходы характеризуются более пологим рельефом (рис. 1, А. II). Пещеры в толщах триасовых известняков отсутствуют, примечательно, что ранее отмечалась низкая степень карстования в триасовых карбонатах Северного Вьетнама [13, 20].

Наиболее продуктивными в контексте палеонтологических и биостратиграфических исследований являются пещеры Там Кхуен и Там Хай (1 и 2). Входы в боковые галереи Там Кхуен расположены на 20–25 м выше дна долины и имеют проходы на двух уровнях. Верхний уровень заполнен отложениями, включающими остатки позвоночных. Предыдущими исследованиями показано [8], что костеносная пачка средневерхне-плейстоценового возраста приурочена к тёмно-красной брекчии. В толще карстовых отложений, выделяется три литологический разных пачки: пачка С1 – представлена базальным речным конгломератом; пачка S (слои S1-S12) – включает в себя песчаники и алевролиты; в пачке отмечается основной костеносный слой S3; пачка Т (слои T1-T4) – характеризуется травертинами и алевролитами.

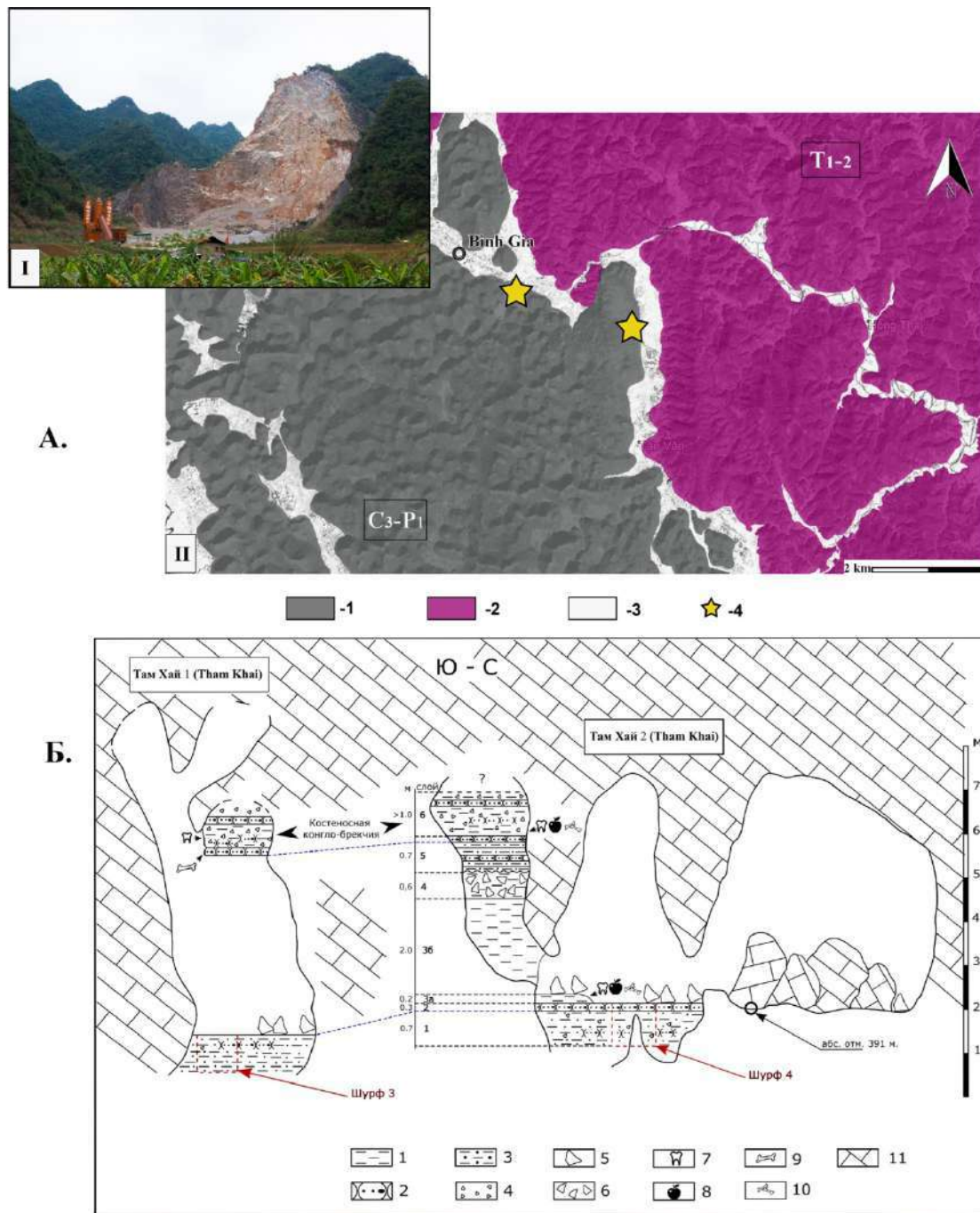


Рис. 1. Осадочные отложения севера Вьетнама. А. Карбоново-пермские башенные известняки, вскрытые карьерными разработками в окрестностях поселка Бин Джиа (Binh Gia), Северный Вьетнам (I). Схема распространения отложений верхнего карбона-нижней перми и раннего-среднего триаса в уезде Бин Джиа (провинция Ланг Шон) (II). Условные обозначения: 1-верхнекарбонные-раннепермские светло-серые, карстовые известняки; 2-ранне-среднетриасовые, эффузивы, интрузивы, известняки; 3-современные отложения речных долин; 4-районы, где проводились исследования пещер в 2021 г. Б. Схематический разрез карстовых отложений пещеры Там Хай 1 и 2 (Tham Khai) (по Морковину Б.И., Подлеснову А. В., Мащенко Е. Н.). Условные обозначения: 1-глина; 2-конгломераты, песчаники; 3-алевролиты; 4-мелкообломочный материал сводов пещеры, карбонатные включения; 5-крупные обломки сводов пещеры; 6-брекчированные обломки; 7-зубы млекопитающих; 8-плоды растений; 9-крупные кости млекопитающих; 10-кости мелких позвоночных; 11-известняки.

Закладка шурфов в основной и юго-восточной галереях Там Кхуен, показала наличие отложений только аллювиального генезиса, которые соответствуют пачке С1 [8]. Шурфы 1 и 2 имеют сходное строение. Сверху-вниз представлены следующие отложениями. **Пачка 1 (отложения аллювиальной долины).** **Слой 1.** Песчаники серые, серо-жёлтые, грубозернистые. Видимая мощность до 0,1 м. **Слой 2.** Конгломерат, серый, серо-жёлтый, с фрагментарными остатками карбонатов. Видимая мощность до 0,2 м. **Слой 3.** Песок, серый, крупнозернистый, глинистый, с включением карбонатов и обломков известняка, спрощенными песчаника тёмно-серого цвета, крупнозернистого, плотного. Видимая мощность до 0,5 м.

Более полный разрез плейстоценовых отложений представлен в расположенных в 140 м севернее пещерах Там Хай 1 и 2 (140 м севернее Там Кхуен). В Там Хай 1 основание толщи, вскрытое шурфом 3, представляет собой схожие отложения с слоем 3 в основной и юго-восточной галереях Там Кхуен. На карнизе перекрывая свод пещеры локализована толща глинистых отложений и конгло-брекчий, соответствующих верхней части слоя 5 и слою 6 предлагаемой нами схемы (рис. 1, Б.). Здесь, в основной толще кирпично-красных и желтовато-серых алевролитов, найдены несколько фрагментов длинных костей конечностей *Cercopithecidae*. Данный слой авторы интерпретируют, как **второй костеносный уровень**. В Вышележащий слой 6 (глинистые конгло-брекчии), определен как **третий костеносный уровень** найдены изолированные зубы носорогов.

Карстовые отложения пещеры Там Хай 2 представлены двумилитологически разными пачками. **Пачка 1 (отложения аллювиальной долины).** Базальная часть разреза, вскрытая шурфом 4, (являющегося прирезкой к старому шурфу) в центре основной галереи, представлена следующими слоями, снизу-вверх (рис. 1, Б). **Слой. 1.** Алевролит, бурый, глинистый, брекчированный, местами переходящий в конгломерат, с крупной галькой кристаллических пород, а также обломками известняка из сводов пещеры, сильно песчаный. Видимая мощность – 0,7 м. **Слой. 2.** Конгломерато-песчаники, коричнево-серые, с известковистыми включениями, не слоистые, мелкозернистые. Видимая мощность – 0,3 м.

**Пачка 2 (отложения заплombированной, субвертикальной юго-западной галереи).** **Слой. 3 а.** Глина, бурая, кирпично-красная, песчаная. В слое отмечается немногочисленная фауна (зубы приматов, кости мелких позвоночных и др.) и плоды растений, **первый костеносный уровень**. Видимая мощность – 0,2 м. **Слой. 3 б.** Продолжение слоя 3а в туннеле заплombированной галереи. Глина, бурая, кирпично-красная, песчаная. Видимая мощность до 2,0 м. **Слой. 4.** Брекчии, состоящие из грубообломочного материала обломков известняка, цементированного глинистым материалом. Можно интерпретировать, как маркирующий сейсмогенерацию, перерыв осадконакопления. Видимая мощность – до 0,6 м. **Слой 5.** Переслаивание кирпично-красных и желтовато-серых глинистых и песчаных алевролитов. Выраженная слоистость, азимут простирания 38° С-В, угол падения 8°. В составе также отмечаются прослойки конгломерато-песчаников с галькой местных пород и редкими остатками позвоночных. В Там Хай 1 в аналогичном слое есть кости крупных млекопитающих. Видимая мощность до 0,7 м. **Слой 6.** Жёлто-бурые брекчии с мелкими частицами карбонатов (мелкими обломками сводов пещеры), не слоистые, плотные, насыщены зубами млекопитающих, костным детритом и плодами растений. Бурые брекчии плавно переходят в плотный песчаник, песчано-конгломерат, более светлого желтоватого оттенка, мелкозернистого, с включением кристаллической гальки, с большим количеством зубов млекопитающих, включая крупные формы. Слой 6 соответствует костеносному уровню 3. Из него определены свиньи, олени (не менее трех видов), дикобразы, азиатские слоны, стегодоны, большие панды, барсуки, медведи (видимо, 2 вида), маргышкообразные обезьяны, континентальный вид орангутанов, крупный вид носорогов (рис. 2). Собрано большое количество рукокрылых, грызунов и насекомых. Видимая мощность – более 1 м.

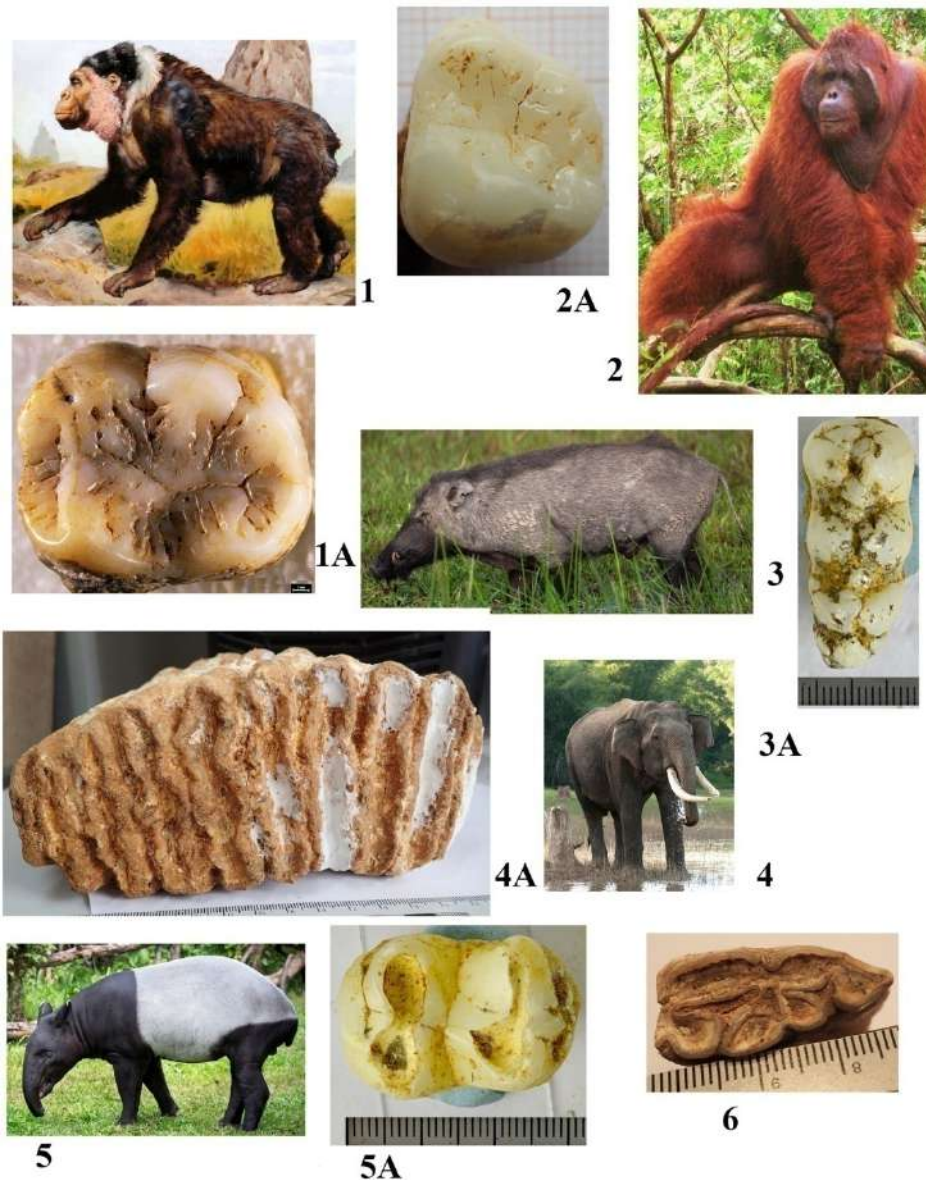


Рис. 2. Остатки плейстоценовых млекопитающих из комплексов пещерных местонахождений Лангчанг (Lang Trang) провинция Тханьхоа (Thanh Hoa), Там Кхуен (Tham Khuen), Ханг Тани Там Хай (Tham Khai) провинция Лангшон (Lang Son). 1-правый верхний второй коренной (M2) *Gigantopithecus blacki* von Koenigswald, 1935, Лангчанг, 1А-графическая реконструкция внешнего вида гигантопитека (художник З. Буриан); 2-правый верхний первый коренной (M1) вымершего континентального вида орагутанов *Pongo* sp., Лангчанг, 2А-самец современного суматранского вида орангутанов *Pongo abelii* Lesson, 1827 (из открытых источников); 3-нижний левый последний коренной (m3) кабана *Sussp.*, Ханг Тан (Hang Than), 3А-фото современного южноазиатского кабана (из открытых источников); 4-левый верхний зуб последней смены (M3) азиатского слона *Elephas maximus* L., Там Кхуен 2, 4А-фото самца азиатского слона, Шри Ланка (открытых источников); 5-нижний левый второй коренной зуб (m2) азиатского тапира *Tapirus indicus* (Desmarest, 1819), Лангчанг, 5А-фотография азиатского тапира (из открытых источников); 6-нижний правый второй предкоренной (p2) лошади *Equus* sp., Ханг Тан.

Среди тафономических особенностей пещеры Там Хай 2, отмечается возрастание количества костных остатков снизу-вверх по разрезу, достигающих максимума в глинистой брекчии, костеносного уровня 3 (слой 6). Большинство найденных зубов млекопитающих не имеют корней, так как были погрызены дикобразами. Следует отметить, что это довольно частое явление в ориктоценозах плейстоценовых позвоночных Юго-Восточной Азии [9, 21]. По-видимому, разрушение останков позвоночных дикобразами являлось важным фактором при формировании пещерных местонахождений.

**Анализ формирования отложений в Там Кхуен, Там Хай 1 и 2.** Генезис пачки 1 связан с принесением осадков через боковую галерею аллювиальной потоками из речной долины Их формирование происходило в условиях экзокарстовой среды [8, 9]. Пачка 2, напротив, характеризуется отложениями эндокарстовой среды: глинистыми алевролитами, конгломератами, и глинистыми когло-брекчиями основного костеносного горизонта, сформированными в условиях тампонированной субвертикальной галереи, в которую осадки приносились через поноры и вертикальные трещины, с верхних уровней осадконакопления.

Мы можем выделить три этапа в накоплении отложений в пещерах изученного района (уезд Бин Джаи). Первый связан с формированием осадков пачки 2, являющихся наиболее древними и, возможно, имеющими среднеплейстоценовый возраст, происходящими изоткрытых долин, с выположенным рельефом. Возможно, этот этап характеризовался развитием пастбищных сообществ, либо галерейных и долинных лесов, на что косвенно указывают находки лошадей близко расположенной пещеры Ханг Тан, а также в пещере Чуйфенг (Южный Китай) [21]. В этот период осадконакопления, вместо башенных останков, здесь существовали сплошные известняковые массивы, в которых осуществлялась активная подземная циркуляция вод [13], сформировавшая поноры и вертикальные галереи. Второй этап развития долины связан с понижением базиса эрозии вследствие регрессивных тектонических процессов и началом развития останцового рельефа. Усилившиеся из-за поднятия карстовых массивов, речные потоки промыли боковые галереи пещер и заполнили их аллювиальными осадками. Третий этап демонстрирует нынешнее состояние речной долины, в которой базис эрозии понизился еще на 20-25 метров, при этом отложения представлены только современными осадками.

Следует отметить, что открытие лошадей в Ханг Тан, является первой находкой этого рода в плейстоценовой фауне Вьетнама. Среди находок, млекопитающих среднего плейстоцена, таких как *Megatapirus augustus*, *Sinomastodon* sp., *Equus* sp., а также крупных видов носорогов и свиней наблюдается сходство с фауной Чуйфенг и, в свою очередь, отличие от фауны пещеры Лангчанг (рис. 2). Для местонахождений провинции Ланг Шон количественное присутствие вымершего континентального вида орангутанов (*Pongo* sp.) на порядок выше, чем в изученной ранее пещере Лангчанг (провинция Тханьхоа), где преобладают мартышкообразные обезьяны семейства *Colobidae*.

Наличие в списках млекопитающих в одних и тех же пещерных местонахождениях видов, которые маркируют средний или поздний плейстоцен [7] может говорить о том, что их сборы проводились из отложений разного возраста. Вместе с тем, находка в 2021 году *Gigantopithecus blacki* в Лангчанг показывает, что отдельные реликтовые популяции этого вида, могли продолжать существование дольше, чем это предполагалось ранее [3].

Список литературы:

[1] Лопатин А.В., Машенко Е.Н., Вислобокова И.А., Сердюк Н.В., Ле Суан Дак. Плейстоценовые млекопитающие из пещеры Лангчанг (Вьетнам): новые данные // Доклады Российской Академии наук. Науки о жизни. – 2021. – Т. 496. №1. С. 5–9.

[2] Лопатин А.В., Сердюк Н.В. Ископаемый большехвостый дикобраз *Atherurus macrourus* (Hystricidae, Rodentia) из северного Вьетнама (пещера Буд, рубеж плейстоцена и голоцена) // Доклады Российской Академии наук. Науки о жизни. – 2021. Т. 497. №1. С. 113-117.

[3] Лопатин А.В., Машенко Е.Н., Ле Суан Дак. *Gigantopithecus blacki* (Primates, Ponginae) из пещеры Лангчанг (северный Вьетнам): последние гигантопитеки в позднем плейстоцене? // Доклады Российской Академии наук. Науки о жизни. 2022. № 1. В печати.

- [4] Горбунова К.А. Карстование. Вопросы типологии и морфология карста // Учебное пособие по спелккурсу. 1985. Пермский ун-т. Пермь. 88 с.
- [5] Kahlke R. D. Pioniereim Dschungel: die Vietnamesisch Deutsche Quartär-Expedition // Schätzeder Archäologie Vietnams / S. Leenen, J. Mühlenbrock, S. Wolfram, A. Reinecke (Eds) – Nünnerich-Asmus Verlag & Media. – 2016. – P.31-39.
- [6] Olsen J. W., Ciochon R. L. A review of evidence for postulated Middle Pleistocene occupations in Viet Nam // Journal of Human evolution. – 1990. – Vol. 19. – P. 761-788.
- [7] Long V.T., De Vos J., Ciochon R.L. The fossil mammal fauna of the Lang Trang caves, Vietnam, compared with Southeast Asian fossil and recent mammal faunas: the geographical implications // Bulletin of the IndoPacific Prehistory Association. – 1996. – V. 14. – P. 101–109.
- [8] Ciochon R. L., Long V., Laric R., Gonzalez L., Grun R., Vos D., Yonge C., Taylor L., Yoshida H., Reagan M. Dated co-occurrence of Homo erectus and Gigantopithecus from Tham Khuyen Cave, Vietnam // Proceedings of USA National Academy of Sciences. – 1996. – Vol. 93. – P. 3016-3020.
- [9] Bacon A., Demeter F., Roussé S., Long V., Düringer P., Antoine P., Thuy N., Mai B., Huong N., Dodo Y., Matsumura H., Schuster M., Anezaki T. New palaeontological assemblage, sedimentological and chronological data from the Pleistocene Ma U’Oi cave (northern Vietnam) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2006. – Vol. 230. – № 3–4. – P. 280-298.
- [10] Bacon A., Demeter F., Düringer P., Helm C., Bano M., Long V., Kim N., Antoine P., Mai B., Huong T., Dodo Y., Chabaux F., Rihs S. The Late Pleistocene Duoi U’Oi cave in northern Vietnam: palaeontology, sedimentology, taphonomy and palaeoenvironments // Quaternary Science Reviews. . 2008. Vol. 27. Issues 15–16. P. 1627-1654.
- [11] Bacon A., Antoine P., Huong, N., et al. A rhinocerotid-dominated megafauna at the MIS6-5 transition: The late Middle Pleistocene Coc Muoi assemblage, Lang Son province, Vietnam // Quaternary Science Reviews. – 2018. – Vol. 186. – P.123-141.
- [12] Blondel F. Les phenomenes karstiques en Indochine Francaise // Note presentee au IV Congres Scientifique du Pacifique. Bull. Serv. Geol. Indochine, Hanoi – 1929. – V. 18. – № 4. – P. 1—8.
- [13] Максимович Г.А. Основы карстования. Вопросы морфологии карста, спелеологии и гидрогеологии карста. – Том.1. – Пермь – 1963. – 445 с.
- [14] Зубашенко М.А. Карст Северного Вьетнама // Изв. Воронеж, отд. Географического общества СССР. 1961. Вып. 3. - Воронеж. – С. 159–166.
- [15] Зубашенко М.А. Вопросы развития карста Северного Вьетнама // Гидрогеология и карстование. – 1964. – Вып. 2. Пермь. - С.157-168.
- [16] Khang P. The development of karst landscapes in Vietnam // Acta geologica polonica. 1985. Vol. 35. №3-4. P. 305-323.
- [17] Fenart P., Cat N., Drogue C., et al. Influence of tectonics and neotectonics on the morphogenesis of the peak karst of Halong Bay, Vietnam // Geodinamica Acta. – 1999. – Vol. 12. – № 12. – P.193-200.
- [18] Andrejczuk W. Karst archipelago as a peculiar type of karst landscape // Dissertations of Cultural Landscape Commission. – 2017. – V. 35. – P. 43-61.
- [19] Fromaget J. Saurin E. Viet-nam-Kampuchia-Lao. Carte Geologique. 3-edition. Dalat. 1971.
- [20] Доан Динь Тхай. Закономерности распространения и развития карста Северного Вьетнама / Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва, 1990.
- [21] Wang W. New discoveries of Gigantopithecus blacki teeth from Chuifeng Cave in the Buling Basin, Guangxi, south China // Journal of Human Evolution.– 2009.– Vol. 59.– P. 229-240.
-

**ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕХВАЛЫНСКИХ  
ШОКОЛАДНЫХ ГЛИН НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗОВ  
РАЙГОРОД И СРЕДНЯЯ АХТУБА)**

**Р.Э. Мусаэлян<sup>1</sup>, М.П. Лебедева<sup>1</sup>, Ю.В. Ростовцева<sup>2</sup>, Е.Б. Варламов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> ФИЦ "Почвенный Институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия, romaniero1@gmail.com

<sup>2</sup> Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

**LITHOLOGICAL AND FACIAL CHARACTERISTICS OF THE LOWER KHVALYNIAN  
CHOCOLATE CLAYS WITHIN THE LOWER VOLGA REGION (WITH THE EXAMPLE  
OF THE RAYGOROD AND SREDYAYA AKHTUBA SECTIONS)**

**R.E. Musaelyan<sup>1</sup>, M.P. Lebedeva<sup>1</sup>, Y.V. Rostovtseva<sup>2</sup>, E.B. Varlamov<sup>1</sup>,**

<sup>1</sup> V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia

**Введение.** Одним из интереснейших геологических объектов Поволжья является полифациальная толща шоколадных глин (ШГ). Образование ШГ приурочено ко второй половине позднего плейстоцена. Возраст раннехвалынских отложений по последним OSL датам лежит в интервале 25 – 12,6 тыс л.н. [9]. История их изучения насчитывает около 150 лет, а за два последних десятилетия появилось немало актуальных работ по вопросам генезиса, седиментогенеза, палеогеографии и стратиграфии шоколадных глин.

Образование шоколадных глин является предметом дискуссии, но так или иначе связано с хвалынской трансгрессией. Гипотеза о поступлении глинистого материала реками в перигляциальный период была выдвинута в 60-ых года А.И. Москвитиним [4] и Г.И. Горецким [2]. Мнения о приобщенности ШГ к западным частям рельефа, в т.ч. лагунам в результате ряда стадийных снижений уровня моря придерживается Е.Н. Бадюковой [1]. На данный момент активно используется и развивается гипотеза, связанная с накоплением глинистого материала в максимальную стадию трансгрессии в глубоководных условиях [5, 6, 7, 8].

Построение целостной палеогеографической схемы Нижнего Поволжья является актуальной задачей последних десятилетий. Ее решение возможно только при детальном изучении, находящихся на его территории разрезов. Вклад данного исследования состоит в том, чтобы дать более детальную характеристику минералогическому, гранулометрическому, а также микроморфологическому строению нижнехвалынских отложений разрезов Средняя Ахтуба и Райгород. Результатом работы будет являться построение литолого-фациальной схемы нижнехвалынских отложений обоих обнажений.

**Цель, задачи и объекты.** Целью исследований является установление основных особенностей и закономерностей послонной изменчивости свойств сложной полифациальной толщи шоколадных глин раннехвалынского возраста обнажений Райгород и Средняя Ахтуба Нижнего Поволжья для реконструкции условий их отложения. Для ее достижения был изучен гранулометрический, микроскопический, минералогический, а также кристаллохимический и химический составов разных слоев ШГ в двух обнажениях; проведен анализ минералогической изменчивости в пределах отдельных монослоев обнажений ШГ, различающихся по гранулометрическому составу; выделен ряд структурных литотипов, построена фациальная корреляция.

**Нижнехвалынские отложения** в обнажениях Средняя Ахтуба и Райгород представляют собой толщу переслаивания различных по мощности слоев алевролита, глины (монослоев шоколадного цвета), а также тонкого песка. Они перекрывают лессовые отложения ательского времени. Обнажение Райгород расположено на правом берегу реки Волга, а Средняя Ахтуба - на левом берегу реки Ахтуба (рис.1). Анализ производился в обособленных и достоверно выделяющихся по различным параметрам слоях. Относительно друг друга дневные поверхности разрезов имеют следующие абсолютные отметки высот: 13,68 м н.у.м. для Райгорода и 14,89 м н.у.м. для Средней Ахтубы. Отбирались образцы из



слоев с контрастными признаками по гранулометрии, цвету и плотности сложения. Для более детальной характеристики слоев был отобран и ряд образцов из промежуточного межслоевого пространства, где материал представлен тонкопесчаными, мелко-крупно алевритовыми прослоями.

**Методы.** Гранулометрический анализ был проведен двумя методами: в лазерном анализаторе размеров частиц Microtrac Bluewave и методом отмучивания. После чего данные были сопоставлены. Информация, полученная на лазерном анализаторе частиц, была применена для подсчета литологических гранулометрических коэффициентов, а также в генетических диаграммах. Результатом отмучивания являлись 4 фракции: <1мкм, 1–5мкм, 5–10мкм, >10мкм – все они были подвергнуты рентгенофазовому анализу. Каждая фракция снималась в исходном состоянии. Фракция <1мкм дополнительно сольватировалась этиленгликолем и прокаливалась при 550 °С. Некоторые образцы фракции <1мкм отдельно прошли контрактацию Li<sup>+</sup> и K<sup>+</sup> в растворах хлористого безводного лития и хлористого калия соответственно. Микроскопические исследования проводились на поляризационном микроскопе Olympus BX51 с цифровой фотокамерой Olympus DP26.

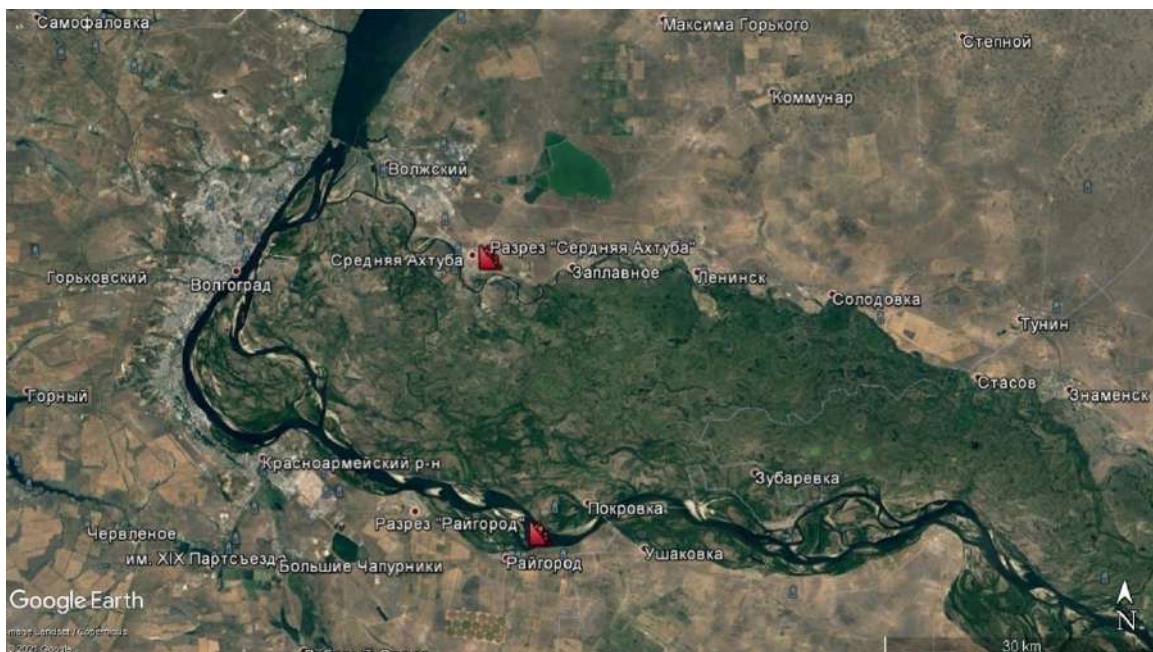


Рис. 1. Снимок со спутника района исследований (Google Earth Pro).

**Результаты.** Проведенный детальный гранулометрический анализ 42 образцов в двух обнажениях позволил выделить 7 гранулометрических литотипов по преобладающим фракциям: Га1 (глина алевритистая), Га2 (глина алевритовая), КСА (крупно-среднезернистый алеврит), КСАтп (крупно-среднезернистый алеврит с песчаной примесью), ТПкса (тонкопесчаный материал с крупно-среднезернистым алевритом), АГ (алеваит с прослоями глины) и ГА (глина с прослоями алеврита). Последующий минералогический рентгенофазовый анализ 24 образцов дал возможность выявить сходства и различия между литотипами, как внутри каждого разреза, так и между ними. Отмечено, что в глинистых литотипах содержание иллита превалирует над смектитом, при этом иллит имеет триоктаэдрическую структуру заполнения. В алевритовых литотипах соотношение смектита и иллита одинаковое или смещено в сторону набухающей фазы. Иллит здесь имеет диоктаэдрическую структуру. Также отмечается различия в структурных особенностях смектитового компонента в двух обнажениях.



Гранулометрические литотипы, послужившие базой для формирования фациальной модели, были уточнены не только минералогическими, но и микроморфологическими данными. Выделенные в шлифах текстурно-структурные особенности литотипов позволили построить фациальную модель двух разрезов (рис. 2). Также была произведена корреляция по установленным стратиграфическим уровням, а именно фаунистическим данным и OSL датированию [9].

Результатом проведенных исследований является фациальная интерпретация. Выделены 5 фациальных типов осадков:

- К отложениям Фации I относится литотип Га1 (глина алевритистая), осадки накапливались в условиях **стоячих вод и слабоподвижного мелководья**;
- К отложениям Фации II относятся литотипы тонкого переслаивания – АГ (алевроит с прослоями глины) и ГА (глина с прослоями алеврита), осадки накапливались в условиях **слабоподвижного мелководья**;
- К отложениям Фации III относится литотип Га2 (глина алевритовая), осадки накапливались в условиях **средней подвижности вод**.
- К отложениям Фации IV относится сочетание (частое переслаивание) литотипов Га1, Га2, КСА (крупно-среднезернистый алеврит), КСАтп (крупно-среднезернистый алеврит с песчаной примесью), ГА, АГ. Осадки накапливались в условиях **краевых частей подвижного мелководья**.
- К отложениям Фации V относятся литотипы КСА, КСАтп, ТПкса (тонкопесчаный материал с крупно-среднезернистым алевритом). Осадки накапливались в условиях **подвижного мелководья (действия волнения и/или донных течений)**.

#### **Выводы.**

1. Комплексный подход при изучении гранулометрических особенностей нижнехвалыньских отложений в данных разрезах позволил произвести типизацию материала. В результате это позволило выделить семь гранулометрических литотипов. Каждый литотип был охарактеризован минералогически, также были выделены структурно-текстурные особенности.

2. В наиболее глинистых прослоях (Га1, Га2) обоих обнажений триоктаэдрический иллит преобладает над смектитом. В алевритовых прослоях (КСА, КСАтп, ТПкса) ситуация обратная – смектитовая фаза доминирует над диоктаэдрическим иллитом. Набухающий компонент разреза Средняя Ахтуба представлен высокозарядным байделитом. В отложениях разреза Райгород, в свою очередь, высокозарядным монтмориллонитом. Подобные различия в соотношениях и структурах глинистых минералов предполагают разный источник сноса, но требуется уточнение.

3. Фациальная интерпретация в данных локальных областях позволила предположить гидродинамический характер среды, как преимущественно спокойный. Изредка происходило нарушение активности вод за счет воздействия русловых донных течений и изменения уровня моря.

#### **Список литературы:**

- [1] Бадюкова Е.Н. Генезис хвалыньских (плейстоцен) шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2000. Т. 75. с. 25–34.
- [2] Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. – М.: Наука, 1966. – 412 с.
- [3] Макшаев Р.Р. Палеогеография Среднего и Нижнего Поволжья в эпоху раннехвалыньской трансгрессии Каспия. Кандид. диссерт. М.:, 2019
- [4] Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды ГИН АН СССР. Вып. 64. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 264 с
- [5] Православлев П.А. О значении вертикальных изменений в окраске песчано-глинистых пород в области нижнего течения рек Б. и М. Узеней // Изв. Рос. АН. № 16. 1918. с. 1843-1854

[6] Приклонский В.А., Горькова И.М., Окина Н.А. и др. Инженерно-геологические особенности хвалыньских глинистых пород в связи с условиями их формирования // Труды лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР им. Ф.П. Саваренского. – М.: Изд-во АН СССР. Т. 13. 1956. – 152 с.

[7] Свиточ А.А., Макшаев Р.Р. Шоколадные глины Северного Прикаспия (распространение, условия залегания и строение) // Геоморфология. 2015. № 1. С. 101–111.

[8] Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 268 с.

[9] Янина Т. А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей А.С., Ткач Н.Т., Сычев Н.В.. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестник Московского Университета. Серия 5: География. 2017. № 1. С. 21–29

## ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ПЛЕНИГЛЯЦИАЛА И РАННЕГО ГОЛОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

**Е.О. Мухаметшина**

Институт географии РАН, Москва, Россия

## PALYNOLOGICAL CHARACTERISTICS OF PLENIGLACIAL AND EARLY HOLOCENE SEDIMENTS OF THE CENTRAL KAMCHATKA DEPRESSION, RUSSIAN FAR EAST

**E.O. Mukhametshina**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Камчатка, будучи географически изолированным регионом, представляет собой территорию с уникальными ландшафтно-климатическими, геологическими условиями, что обусловило особую историю изменения растительности полуострова в четвертичное время. При этом Центральная Камчатская депрессия (ЦКД), защищенная со всех сторон субмеридиональными горными системами Срединного и Восточно-Камчатского хребтов, имела свою специфику природных изменений. Эти причины обусловили повышенный интерес исследователей к изучению кайнозойской, и в первую очередь четвертичной, истории Камчатки. Наиболее полно в регионе исследованы вопросы палеогеографии и стратиграфии отложения теплых эпох [1-4], в то время как об истории растительности холодных этапов, в том числе последнего, позднеплейстоценового, оледенения, известно мало. Одной из причин такого пробела является трудность поиска подходящих объектов для изучения, поскольку сами ледниковые и связанные с ними осадки не подходят для изучения спорово-пыльцевым методом. Поэтому нас особо заинтересовал разрез Камплен, впервые опубликованный в статье В.В. Пономаревой и соавторов [5], так как по их данным в нем вскрывается непрерывная серия озерных отложений, охватывающая весь поздний пленигляциал и начало голоцена, и их изучение позволило бы заполнить пробел в исследовании истории изменения растительности времени последнего оледенения.

В тезисах представлены первые результаты спорово-пыльцевого анализа разреза Камплен, расположенного у северного подножия Ключевской группы вулканов в береговом обрыве Ключевского озера в 10 км к западу от пос. Ключи (N56.347, E160.647). Возрастные определения приведены нами на основе возрастной модели, опубликованной в работе В.В. Пономаревой и соавторов [5].

Исследуемый разрез сложен суглинками светло-палевого цвета с частыми прослоями вулканических пеплов мощностью от 0,5 до 4 см, которые подчеркивают спокойное горизонтальное накопление слагающих его осадков. В верхней части они перекрыты почвенно-пирокластическим чехлом. Мощность исследованной части разреза – 835 см, отсчет глубины при этом проводился не от дневной поверхности, а от подошвы тefры извержения вулкана Хангар (KHG), пепел которого широко распространен в регионе и датируется  $7872 \pm 50$  л. н. по данным изучения ледяных кернов Гренландии (GISCC05) [6]. Это один из ярких маркирующих

горизонтов в ЦКД [7], поэтому его подошва принята за верхнюю точку отсчета глубины в исследованном разрезе Камплен.

По результатам спорово-пыльцевого анализа интервале 0–835 см выделено 5 локальных пыльцевых зон (ЛПЗ), отражающих основные этапы изменения растительности в ЦКД в интервале между 28,4 и 7,9 тыс. калиброванных лет назад (далее тыс. л. н.).

ЛПЗ 1 соответствует осадкам с возрастом 28,4–24,6 тыс. л. н. Вероятно, она отражает изменения растительности, происшедшие в самом начале похолодания, на рубеже МИС 3 и МИС 2. В спорово-пыльцевых спектрах (СПС) преобладает пыльца трав, среди которых доминируют злаки и разнотравье. Низкая доля пыльцы деревьев и кустарников, среди которых наиболее многочисленными являются именно кустарниковые формы (ольховник — *Alnus fruticosa*, можжевельник — *Juniperus*), и преобладание пыльцы трав свидетельствуют о том, что на исследуемой территории, по всей видимости, была распространена растительность субальпийского пояса — кустарниковые тундры и субальпийские луга. В современных СПС, субальпийского и даже альпийского пояса в ЦКД доля пыльцы деревьев и кустарников не опускается ниже 40% [3], поэтому такое низкое содержание их пыльцы в ископаемых спектрах ЛПЗ 1–4 (до 20%) может указывать на ограниченное распространение лесов на исследуемой территории. Вероятно, климатические условия были относительно мягкими и влажными.

Накопление осадков, относящихся к ЛПЗ 2 (24,6–22,3 тыс. л. н.) происходило, вероятно, в условиях постепенного похолодания климата, о чем свидетельствует появление пыльцы кедрового стланика (*Pinus pumila*), карликовой березки (*Betula sect. Nanae*) и рост доли *Salix*, но климат оставался довольно влажным, что способствовало сохранению на территории ЦКД участков хвойных лесов (лиственничных и еловых с участием пихты). При этом в растительности в окрестностях разреза преобладали злаково-разнотравные альпийские луга. В верхней части ЛПЗ 2 появляется пыльца холодолюбивых растений, что, по всей видимости, говорит о продолжающемся похолодании.

ЛПЗ 3 объединяет СПС осадков с возрастом 22,3–14,5 тыс. л. н. Для нее характерна очень низкая концентрация пыльцы (100–1400 п.з. в 1 см<sup>3</sup>) при довольно высоком таксономическом разнообразии. Преобладает здесь пыльца трав, а доля пыльцы деревьев и кустарников составляет 10–20% и уменьшается вверх по разрезу. Важно также отметить присутствие пыльцы широколиственных деревьев, в наши дни не произрастающих на полуострове (*Juglans*, *Acer*, *Quercus*, *Ulmus*), что вместе с ростом количества спор грибов *Glomus*, образующих микоризу на корнях растений, вероятно, свидетельствует об активизации эрозии, приводящей и к переотложению пыльцы из более древних осадков. По всей видимости, «островки» древесной растительности могли сохраняться в небольших рефугиумах, но на территории ЦКД в это время господствовала разреженная травянистая растительность на фоне начавшейся континентализации и похолодания климата. Вероятно, этот этап соответствует наиболее суровой части последнего оледенения (Last Glacial Maximum–LGM). Об этом также свидетельствует присутствие пыльцы холодолюбивых травянистых растений, таких как *Koenigia*, *Dryas*, *Ranunculus nivalis*-t., типичных для высокогорных ландшафтов.

ЛПЗ 4 характеризует осадки позднеледниковья с возрастом 14,5–12,8 тыс. л. н. В СПС ЛПЗ 4 абсолютно преобладает пыльца трав, в первую очередь злаков. В целом таксономическое разнообразие трав по сравнению с предыдущим этапом снижается, но остается по-прежнему высоким, что вместе с низкой концентрацией может свидетельствовать о преобладании в растительном покрове травянистых сообществ и о разреженности растительного покрова в целом. Исследователи одного из разрезов, расположенных на восточном побережье п-ова Камчатка, сходные палинологические данные для отложений этого возраста интерпретировали как сигнал того, что климат стал более сухим и континентальным [8]. Для Западной Берингии преобладание кустарничковых перигляциально-степных и кустарниковых тундровых ландшафтов было характерно вплоть до 11,5 тыс. л. н. [9], что также хорошо согласуется с полученными нами результатами. Кроме того, по данным [9], большая роль зарослей кустарников (ольховника, ивы, березы) в растительном покрове сохранялась в Западной Берингии с 13 до 6 тыс. л. н.

ЛПЗ 5 соответствует завершению позднеледниковья и переходу к голоцену (12,8–7,9 тыс. л.н.). Смена характера осадков на глубине 95 см (около 11,6 тыс. л. н.), вероятно, маркируют время спуска озера, в котором происходило накопление суглинков, что подтверждают и результаты пыльцевого анализа: на этой глубине снижается количество пыльцы и спор водных растений и их таксономическое разнообразие [10]. Смена характера осадконакопления должна была вызвать увеличение доли локальных компонентов в составе СПС. Из-за близости по времени невозможно разделить последствия изменения климата на границе плейстоцена и голоцена испуска озера. По смене характера СПС внутри ЛПЗ 5 можно выделить три подзоны, А, Б и В.

Характерной особенностью ЛПЗ 5А является резкое увеличение доли ольховника в составе пыльцевых спектров, что, вероятно, может служить признаком расширения площади субальпийских фитоценозов, на сегодняшний день представленным главным образом зарослями ольховника и кедрового стланика. В ЛПЗ 5Б замечен рост количества пыльцы ольхи волосистой (*Alnus hirsuta*), а также продолжение увеличения доли кустарниковой ольхи (*Alnus fruticosa*). Климат, вероятно, постепенно становится теплее и влажнее, в результате чего в окрестностях разреза распространялись влаголюбивые прибрежные и пойменные леса из тополя (*Populus*) и ольхи волосистой (*Alnus hirsuta*).

Изменения состава СПС примерно 11,6 тыс. л. н. (граница ЛПЗ 5А и 5Б в разрезе Кампен) фиксируют многие исследователи Западной Берингии. Возрастание доли кустарниковых форм ольхи и березы отмечается и в разрезе Крутоберегово [8], и в других разрезах восточного побережья Камчатки и всего севера Дальнего Востока [9]. В ЛПЗ 5В заметно растет концентрация пыльцы, до 200–300 тыс. пыльцевых зерен в 1 см<sup>3</sup>, и вместе с тем увеличивается доля спор в СПС, главным образом за счет спор папоротников из сем. Polypodiaceae. На восточном побережье Камчатки (Крутоберегово) прослеживаются похожие закономерности в СПС осадков этого возраста (10,4–9,7 тыс. л. н.): высокая доля пыльцы ольховника, доминирование пыльцы злаков в группе трав и пик содержания спор папоротников при общем росте концентрации пыльцы и спор в осадке [8]. Интересно, что соотношение долей основных таксонов в группах практически не меняется в пределах всей ЛПЗ 5, хотя меняется их содержание относительно общей суммы, так как участие древесной пыльцы в СПС растет. ЛПЗ 5 отражает постепенное потепление и расширение ареалов более теплолюбивых растительных сообществ.

Таким образом, в истории развития растительности и климата северной части Центральной Камчатской депрессии можно выделить 5 этапов:

1. До 24,6 тыс. л.н.: сохранялся мягкий и влажный климат, способствовавший распространению кустарниковых тундр и субальпийских лугов с небольшими площадями еловых, березовых и тополевых лесов.

2. 24,6–22,3 тыс. л.н.: господствовали разнотравно-злаковые сообщества, сохранялись небольшие обособленные хвойные лесные массивы с пихтой и лиственницей. При этом климат постепенно становился холоднее, увеличивались площади субальпийского и альпийского пояса растительности. Это начальный этап похолодания.

3. 22,3–14,5 тыс. л. н.: нарастала континентальность климата, он становился все холоднее. Этап соответствует наиболее суровой части последнего оледенения. Площадь лесов сократилась, распространились травянистые фитоценозы, растительный покров стал разреженным, распространились тундровые сообщества. Возросла эрозионная активность на водосборе водоема, в котором откладывались исследуемые осадки.

4. 14,5–12,8 тыс. л. н.: континентальность климата нарастала и достигла максимума. Площади лесов сократились до небольших рефугиумов, господствовали тундровые ландшафты.

5. После 12,8 тыс. л.н.: климат стал постепенно более мягким и, главное, влажным. Распространились лесные и кустарниковые сообщества, особенно ольшаники. Примерно 11,6 тыс. л. н. произошел спуск озера, характер осадконакопления сменился на субэвральный. Эрозионная активность на склонах также снизилась.

Данное исследование позволило восполнить существующий пробел в исследовании истории изменений растительности Камчатки во время такого малоизученного интервала как максимум последнего оледенения и переход к голоцену.

*Работа выполнена в рамках Мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021) «Палеоэкологические реконструкции как ключ к пониманию прошлых, текущих и будущих изменений климата и окружающей среды в России».*

Список литературы:

- [1] Скиба Л.А. История развития растительности Камчатки в позднем кайнозое. — Москва, Наука. — 1975. — 72 с.
- [2] Куприна Н.П. Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки // Труды ГИН АН СССР. — 1970. — Вып. 216. — 148 с.
- [3] Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. — Москва, Наука. — 1968. — 228 с.
- [4] Dirksen, V. Holocene vegetation dynamics and climate change in Kamchatka Peninsula, Russian Far East / V. Dirksen, O. Dirksen, B. Diekmann // Review of Palaeobotany and Palynology. — 2013. — Vol. 190. — P. 48-65.
- [5] Ponomareva V., Pendea I.F., Zelenin E., Portnyagin M., Gorbach N., Pevzner M., Plechova A., Derkachev A., Rogozin A., Garbe-Schönberg D. The first continuous late Pleistocene tephra record from Kamchatka Peninsula (NW Pacific) and its volcanological and paleogeographic implications // Quaternary Science Reviews. — 2021. — Article 106838
- [6] Cook E., Portnyagin M. V., Ponomareva V. V., Bazanova L.I., Svensson A., Garbe-Schönberg D. First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: Implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific Northwest // Quaternary Science Reviews. — 2018. — Vol. 181. — P. 200–206.
- [7] Певзнер М.М. Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки // Труды Геологического института. — Москва, ГЕОС. — 2015. — Вып.608. — 252 с.
- [8] Pendea I.F., Ponomareva V., Bourgeois J., Zubrow E.B.W., Portnyagin M., Ponkratova I., Harmsen H., Korosec G. Late Glacial to Holocene paleoenvironmental change on the northwestern Pacific seaboard, Kamchatka Peninsula (Russia) // Quaternary Science Reviews. — 2017. — Vol. 157. — p. 14-28.
- [9] Edwards, M.E., Brubaker L.B., Lozhkin A.V., Anderson P.M. Structurally Novel Biomes: a Response to Past Warming in Beringia. // Ecology. — 2005. — 86(7). — P. 1696–1703.
- [10] Мухаметшина Е.О., Зеленин Е.А., Пендея И.Ф. Реконструкция позднеледниковых обстановок экзогенного рельефообразования Центральной Камчатки по данным спорово-пыльцевого анализа // Геоморфология. — 2021. — том 52. — № 4. — с. 53-63

## ПОДПРУДНЫЕ ВОДОЕМЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КЕЛЬТМИНСКОЙ ЛОЖБИНЫ

**Н.Н. Назаров, И.В. Фролова**

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия,  
nikolainazarovpsu@gmail.com

## DAMMED WATER BODIES IN THE SOUTHERN PART OF THE KELTMA HOLLOW

**N.N. Nazarov, I.V. Frolova**

Perm State University, Perm, Russia

Образование подпрудных водоемов, происходившее периодически в плейстоцене при глобальных изменениях климата, и связанные с ним перестройки рельефа, нашло отражение в результатах исследований палеогеографов и геологов, изучавших приледниковые зоны Земли [1, 2, 3]. Основное воздействие на рельеф, как правило, происходило в речных долинах в процессе быстрого спуска временных водоемов. Значительно реже, но имевшие при этом более масштабные последствия геолого-геоморфологического характера, моделировки рельефа наблюдались в пределах водораздельных пространств, когда переполнение водоемов приводило к переливу вод через водоразделы в смежные гидрографические системы. Сброс вод осуществлялся через верхние звенья гидрологической сети и сопровождался эрозионным воздействием на всю зону их транзита [4]. В нижних звеньях гидросети при достижении

потоком скоростей осаднения наносов происходило их накопление и формирование аккумулятивных полигенетических террас – новых геоморфологических уровней в днищах речных долин. Кроме аккумуляции в их формировании участвовал целый комплекс экзогенных геологических (главным образом склоновых) и биологических процессов. В значительной степени этому содействовало сохраняющееся еще продолжительное время переувлажнение территории в виде болотных или озерных геосистем.

В подавляющем большинстве случаев исследования межбассейновых переливов вод, включавшие различные виды опробований минеральных грунтов и органики, проводились в контурах днищ приледниковых подпрудных водоемов. Фиксировались и изучались обычно озерные (озерно-аллювиальные) отложения. В меньшей степени исследования касались изучения следов абразионной деятельности водоемов. Значительно реже внимание палеогеографов обращалось на зоны перетока вод, по которым осуществлялся сброс «лишних» вод из одной гидрологической системы в другую.

Одним из наиболее «проблемных» каналов стока, в котором происходил переток вод из бассейна Вычегды в бассейн Камы, является Кельтминская ложбина (КЛ) – линейно вытянутое понижение рельефа, пересекающее Северные и Немские Увалы с севера на юг (рис. 1). До настоящего времени активно обсуждается вопрос о времени наступления данного события – в начале или конце позднего плейстоцена. В этой связи актуальным становится проведение детальных исследований в самой ложбине. При изучении микрорельефа и строения ее днища могут быть получены новые сведения о ведущих геоморфологических процессах, осуществлявших моделировку данной формы. Важное значение исследования могут иметь и для понимания самой возможности участия в рельефоформировании КЛ транзитных вод из приледникового подпрудного озера.

В последние годы вырос интерес к южной части КЛ, принадлежащей бассейну Камы (северная часть ложбины относится к бассейну Вычегды), как со стороны сторонников, так и противников существования перетока вод из бассейна Вычегды в бассейн Камы в конце позднего плейстоцена [5, 10]. Были проведены исследования, касающиеся изучения особенностей развития геоморфологических процессов в пределах эолового шлейфа, отделяющего КЛ от пойменно-террасового комплекса долины Камы. С помощью дистанционных методов установлено, что высота песчаного массива над днищем ложбины составляет 5–8 м. При средней его ширине 4–6 км ширина гребня шлейфа, состоящего из невысоких бугров и дюн, составляет 0.2–2 км. Общая протяженность эоловой мезоформы – более 25 км (рис. 2).

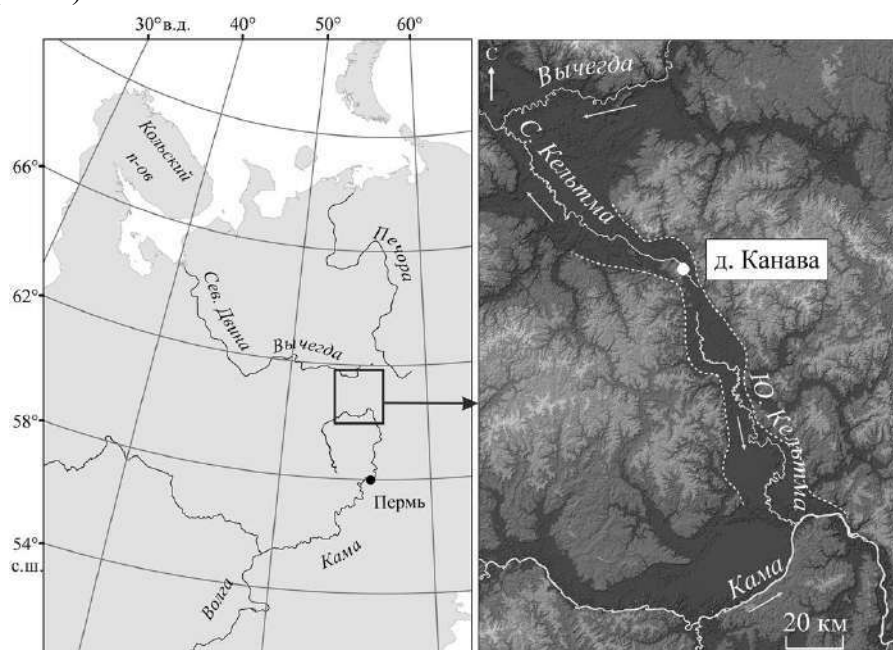


Рис. 1. Кельтминская ложбина.



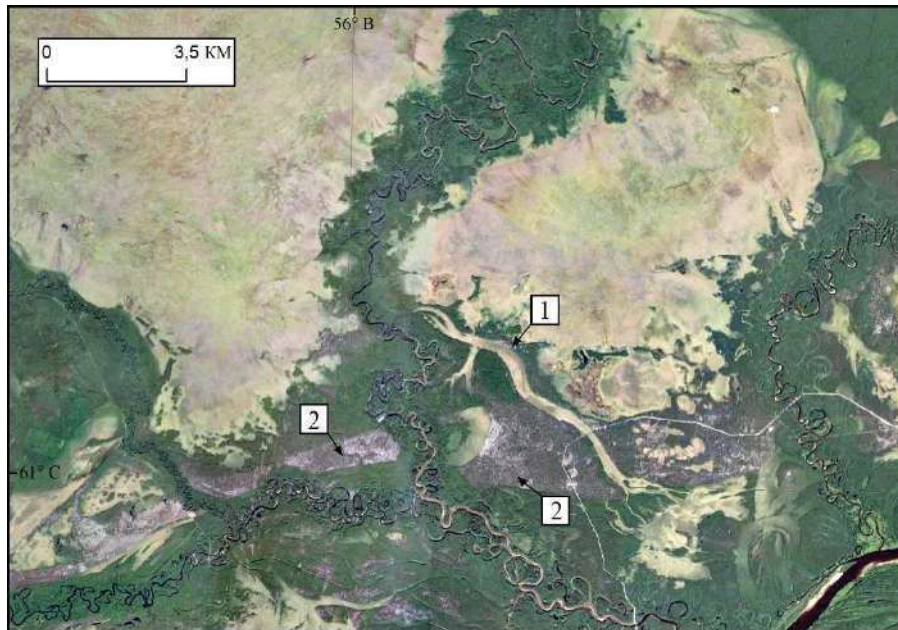


Рис. 2. Большая террасовая ложбина (1) и эоловый шлейф (2).

Важное место в изучении южной части КЛ занимают комплексные исследования каналов стока, пересекающих эоловый шлейф. Особое внимание уделяется изучению самого крупного из зафиксированных каналов стока – большой террасовой ложбины (БТЛ) [6, 9]. Древняя и в настоящее время неактивная эрозионная форма имеет длину около 6 км и представляет собой сквозной проран, прорезающий скопление эолового песка. В ландшафтном отношении днище канала представлено геосистемами верхового торфяного болота. В один из периодов позднего плейстоцена эоловый шлейф представлял собой естественную дамбу древнего подпрудного водоема. Главными аргументами в отводимой БТЛ роли канала сброса вод, переполнявших подпрудный водоем, является его подвешенное положение по отношению как к озерно-аллювиальной террасе (основной уровень КЛ), так и к первой надпойменной террасе р. Кама.

По взаимоположению относительно других геоморфологических элементов КЛ (надпойменно-террасовый комплекс рек Южная Кельтма, Пильва, Тимшер) сделан вывод, что время образования БТЛ приходится на остапковский стадиал. Из этого следует, что и время формирования подпрудного водоема перед эоловым шлейфом должно быть отнесено к этому же периоду – временному отрезку, в котором произошел переход от экстрааридных условий пленигляциала к периоду образования временных (или постоянных?) водотоков, сформировавших впоследствии современную гидрологическую сеть днища КЛ. Косвенно вероятность образования БТЛ в перигляциальных условиях подтверждают и результаты изучения пыльцы растений, встречающейся в разрезе отложений днища [5, 9].

По результатам дешифрирования космических снимков и анализа цифровой модели рельефа в камской части КЛ были выделены еще два валообразных возвышения, пересекающих ложбину в субширотном направлении. Первое зафиксировано в районе створа устья р. Джурич (рис. 3). Южная Кельтма пересекает вал ближе к восточному борту ложбины. В непосредственной близости от западного борта КЛ в его теле хорошо виден широкий проем – проран, ниже (южнее) которого находятся следы прорыва. Последствия данного события трассируются геосистемами ленточного типа в виде «дорожки» древесной растительности, пересекающей болото в южном направлении. Прорывной (залповый) характер разрушения валообразного возвышения подтверждается формой вынесенного материала в виде треугольника, а смена фитоценоза четко фиксирует контуры конуса выноса минерального вещества под слоем торфа.

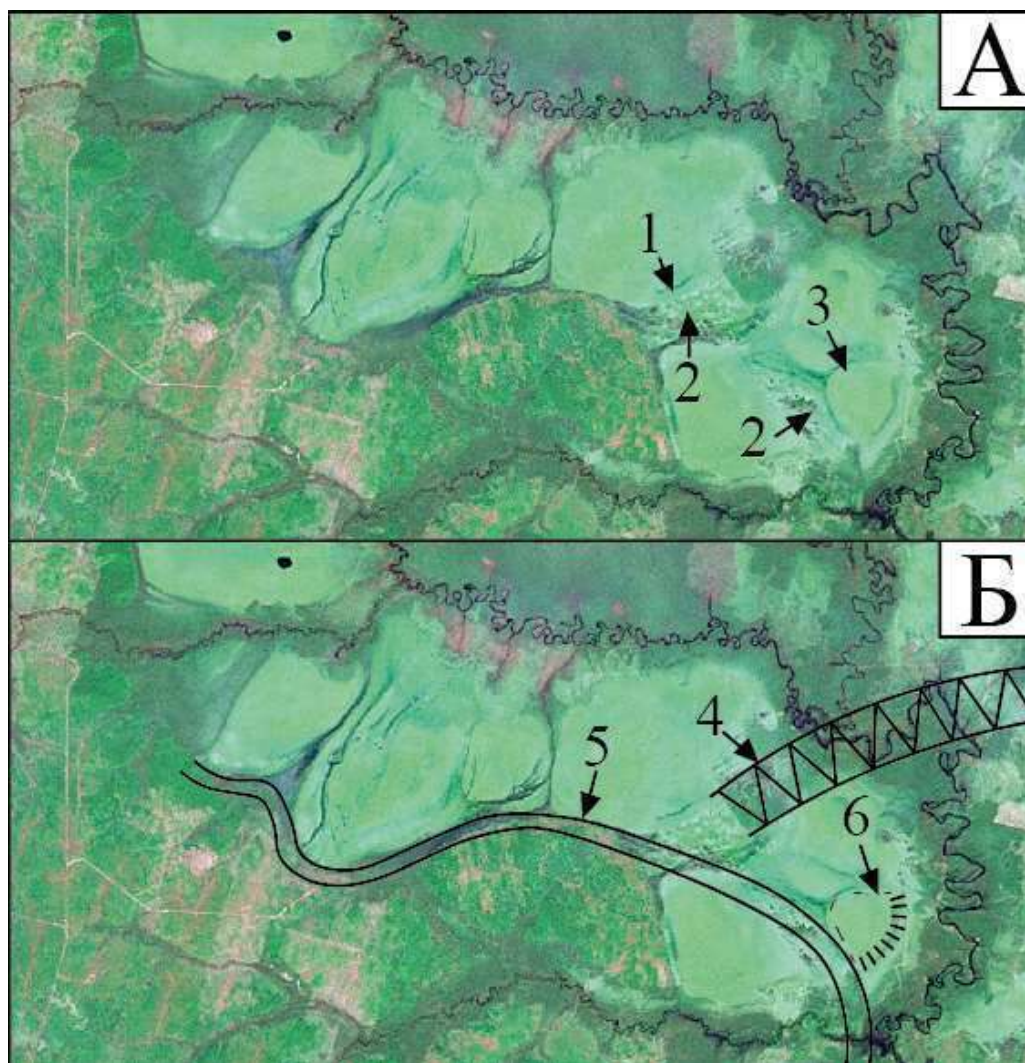


Рис. 3. Русло древнего водотока, пересекающего проран в валообразном возвышении (А):  
 1 – проран; 2 – «дорожка» древесной растительности; 3 – изменение рисунка болотной растительности против прорана. Схема дешифрирования (Б): 4 – валообразное возвышение; 5 – контур древнего русла; 6 – конус выноса.

Второе менее четко выраженное в рельефе валообразное возвышение располагается вдоль северной оконечности болота Бызим. Его относительная высота составляет всего 2–4 м над поверхностью торфяного болота (с южной стороны) и поверхностью аллювиально-озерной террасы (с северной стороны). По всей видимости именно наличие данного валообразного возвышения и стало причиной смены перед ним субмеридионального направления течения Южной Кельтмы на субширотное. Река отклоняется на восток и пересекает вал у восточного борта ложбины.

При всем многообразии сохранившихся до настоящего времени проявлений эрозионных размывов в камской части КЛ образование временных водоемов в заключительную фазу позднего плейстоцена в результате формирования валообразных возвышений (природных дамб) косвенно указывает на отсутствие в этот период постоянных водотоков. Более детально картина развития проточного морфолитогенеза в КЛ может быть восстановлена в результате проведения в будущем комплекса наземных исследований.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00276.*

Список литературы:

- [1] Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // Материалы гляциологических исследований. 2009. Вып. 106. 152 с.
- [2] Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 280 с.
- [3] Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология, 2005. 348 с.
- [4] Назаров Н.Н. Плейстоценовые перестройки речных русел и современное развитие пойменно-руслowych комплексов верхней Камы // Геоморфология. 2017. № 3. С. 88–100. DOI: 10.7868/S0435428117030087.
- [5] Назаров Н.Н., Копытов С.В. История перестройки русловых систем Камско-Кельтминской низменности в позднем плейстоцене – голоцене // Географический вестник. 2020. № 4(55). С. 6–17. DOI: 10.17072/2079-7877-2020-4-6-17.
- [6] Назаров Н.Н., Копытов С.В., Жуйкова И.А., Чернов А.В. Плейстоценовые каналы стока в южной части Кельтминской ложбины (Камско-Вычегодское междуречье) // Геоморфология. 2020. № 4. С. 74–88. DOI: 10/31857/S0435428120040070.
- [7] Сидорчук А. Ю., Борисова О. К., Ковалюх Н. Н., Панин А. В., Чернов А. В. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1999. № 5. С. 34–41.
- [8] Lysa A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vycheгда region in northwestern Russia // *Boreas*. 2014. Vol. 43. P. 759–779.
- [9] Nazarov N.N., Kopytov S.V., Zhuikova I.A., Chernov A.V. History of the channel systems formation of the Kama-Keltma lowland in the Late Pleistocene // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2019. Vol. 321(1). 012023.
- [10] Panin A.V., Astakhov V.I., Lotsari E., Komatsu G., Lang J., Winsemann J. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // *Earth-Science Reviews*. 2020. Vol. 201. 103069.

**ИЗМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ И КЛИМАТА СЕВЕРО-КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА В ПЛИО-ПЛЕЙСТОЦЕНЕ**

**О.Д. Найдина**

Геологический институт РАН, Москва, Россия, onaidina@gmail.com

**CHANGES IN THE LANDSCAPES AND CLIMATE OF THE NORTH CAUCASUS-CASPIAN REGION IN THE PLIO-PLEISTOCENE**

**O.D. Naidina**

Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Методом спорово-пыльцевого анализа изучены осадки акчагыльской трансгрессии на востоке Северного Кавказа и Северного Прикаспия. Акчагыльские отложения широко распространены, простираясь на запад от Каспийского моря к озеру Тамбукан вблизи Пятигорска до междуречных равнин Урала и Эмбы на востоке Прикаспия. Осадки сформировались во время повышения уровня палео-Каспия и акчагыльской трансгрессии в позднем плиоцене. При переходе от неогенового к четвертичному периоду образовавшееся Акчагыльское море неоднократно менялось в своих объемах и очертаниях берегов [1, 5].

В целях палеогеографических реконструкций палинологически изучены сотни образцов разрезов Терско-Сунженской нефтегазоносной области, керн скважин равнинных Дагестана, Кавказских Минеральных Вод (КМВ), междуречья Урала и Эмбы. Образцы и керновый материал бурения изучены также литологическим, микрофаунистическим и магнитостратиграфическим методами. Впервые для этих регионов выделены спорово-пыльцевые комплексы (СПК) в акчагыльских отложениях, позволяющие реконструировать растительность и изменение климата. На основе акчагыльских СПК выявлены флуктуации климата для диапазона времени 3.6 – 1.8 млн. лет.

Установленные изменения в таксономическом составе СПК позволили реконструировать смену растительности в предгорьях Большого Кавказа, на равнинах восточного Предкавказья и выявить климатические флуктуации. Состав СПК свидетельствует о распространении в акчагыле Терско-Сунженской области ландшафтов широколиственных лесов с *Quercus*, *Ulmus* и климатом более теплым, чем в районе КМВ, где доминировали таёжные леса с *Tsuga*. Различия в растительности объясняются влиянием вертикальной поясности, связанной с произрастанием лесов на различных высотах.

Результаты спорово-пыльцевого анализа также подтверждают существование определённых закономерностей в смене растительных зон с севера на юг. На Северном Кавказе ландшафты степи сменялись елово-сосновыми лесами с участием вяза и дубовыми лесами с примесью хвойных в предгорьях [2]. Установлено, что климатические флуктуации в акчагыле приводили к пятикратной смене ландшафтов лесов и степей.

На востоке Северного Прикаспия смена ландшафтов степей, лесостепей и лесов происходила не менее трех раз. Развитие растительности происходило в зависимости от климатических колебаний, прежде всего изменений влажности. Аридизация климата вызывала расширение ландшафтов степей в начале акчагыла. К концу раннеакчагыла в Кавказско-Каспийском регионе отмечается возобновление лесов с субтропическими деревьями, знаменующее умеренно-теплый влажный климат, очевидно связанный с интенсивным потеплением. Среди раннеакчагыльской дендрофлоры регистрируются представители реликтовых элементов неогеновой тургайской флоры [4].

В начале среднего акчагыла произошло похолодание. Об этом свидетельствует появление хвойных лесов с тсугой. В диапазоне времени 2.5–2.3 млн. лет началось последовательное сокращение доли теплолюбивых деревьев, совпадающее с похолоданием и началом оледенения Северного полушария. К концу среднего акчагыла происходит аридизация климата. Получили развитие безлесные ландшафты. Познеакчагыльское время характеризуется расширением степных ландшафтов и дальнейшим усилением аридизации климата.

Впервые по палинологическим данным для акчагыла выявлены два интенсивных похолодания и потепления климата. Установлено кратковременное потепление климата около 3.2 млн. лет назад, когда на востоке Предкавказья развивались обильные и разнообразные по таксономическому составу широколиственные леса. На основе СПК это событие впервые регистрируется на Северном Кавказе и коррелируется с аналогичным потеплением климата в Средиземноморье и в Урало-Эмбенской нефтегазоносной области на востоке Северного Прикаспия [3].

*Исследования выполнены по государственному заданию ГИН РАН.*

Список литературы:

- [1] Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Издательство Московского университета.- 2014. - 272 с.
- [2] Naidina O.D., Richards K. Pollen evidence for Plio-Pleistocene vegetation and climate change in the North Caucasus, North-Western Caspian Region // Quaternary International. - 2016. -V. 409. -Part A. -P. 88 – 99.
- [3] Naidina O.D., Richards K. The Akchagylian stage (late Pliocene-early Pleistocene) in the North Caspian Region: Pollen evidence for vegetation and climate change in the Urals-Emba region // Quaternary International. - 2020. - Vol. 540. - P. 22 – 37.
- [4] Velichko A.A., Nechaev V.P. Cenozoic Climatic and Environmental Changes in Russia // Special Paper 382. Geological Society of America.-2005. - 226 p.
- [5] Yanina T.A. The Ponto-Caspian region: environmental consequences of climate change during the Late Pleistocene // Quaternary International. - 2014. -V. 345. - P. 88 – 99.

**ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ПАЛЕОПОЧВА РАЗРЕЗА «ГЕНЕРАЛ»  
(РАМЕНСКИЙ РАЙОН МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ) И ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ  
УСЛОВИЯ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

**С.В. Наугольных**

Геологический институт РАН, Москва, Россия,  
naugolnykh@list.ru

**UPPER PLEISTOCENE PALEOSOL OF THE “GENERAL” SECTION  
(RAMENSKOE DISTRICT OF THE MOSCOW REGION) AND SUPPOSED CONDITIONS  
OF ITS FORMATION**

**S.V. Naugolnykh**

Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Автор уже обращался к реконструкции позднеплейстоценовой катены, основанной на изучении серии разрезов валдайских отложений, расположенных в районе г. Раменское, а также в Раменском районе Московской области [1]. К сожалению, большинство этих разрезов представляло собой временные обнажения: строительные котлованы и траншеи под коммуникации. Практически все они в настоящее время недоступны для повторных наблюдений, хотя снова вскрыть плейстоценовые отложения в указанном районе технически достаточно просто.

Счастливым исключением служит разрез верхнеплейстоценовых отложений, расположенный недалеко от с. Новое, находящегося в пределах муниципального образования г. Раменское, к юго-западу от с. Первомайка, по северо-восточному берегу озера Генерал (оз. Генеральское). Разрез представляет собой обнажение, приуроченное к обрыву второй террасы р. Москвы, максимальной высотой около 10 м. Наиболее представительное обнажение расположено в самой восточной части разреза, в 50 м к востоку от д. 28 по ул. Восточной; GPS координаты 55.547558, 38.182779. Разрез сложен преимущественно песками с ожелезненными прослоями. В верхней части обнажения обнаружен палеопочвенный профиль. С четырех уровней разреза, включая палеопочву, были отобраны образцы для аналитических исследований.

Мощность палеопочвенного профиля варьирует даже в пределах небольшой вскрыши (около 1 м по простиранию) от 20 см до 40 см. Это связано с тем, что нижняя граница палеопочвы осложнена выпячиваниями и запылами в нижележащий слой, т.е. в пески нижней пачки. Палеопочва сложена вторично ожелезненной глиной. На макроморфологическом уровне хорошо заметна комковатая структура палеопочвы, образованная отдельными агрегатами (педами) относительно изометричных пропорций, с неровной бугристой поверхностью. Размер педов варьирует от 0,5 см до 3 см по наибольшему измерению. В палеопочвенном профиле наблюдаются редкие песчаные включения также изометричных или, реже слегка уплощенных очертаний, с неровными «рваными» краями. Размер таких включений обычно не превышает 4–5 см по наибольшему измерению, при этом более крупные включения приурочены к нижней части профиля. В профиле регулярно встречаются углистые включения, а также отдельные кусочки кремня, кварцита и окремненных известняков разного цвета. В среднем, один кусочек кремня или кварцита попадает на один кубический дециметр породы. Размер и форма кусочков кремня и других встреченных в палеопочве горных пород варьируют в относительно широких пределах: от 1 см до 8–9 см по наибольшему измерению.

Нижняя поверхность палеопочвенного профиля очень неровная, бугристая, с отчетливыми выпячиваниями в нижележащие пески, причем эти выпячивания имеют лентовидную форму, могут ветвиться несколько раз, образуя трехмерную сеть. Ширина отдельных наиболее крупных выпячиваний составляет 3–4 см. По мнению автора, выпячивания представляют собой замещенные окислами и гидроокислами железа корни высших растений, произраставших в этом месте в момент функционирования палеопочвы.

Установить отчетливые генетические горизонты в пределах данного палеопочвенного профиля очень трудно. Наблюдается некоторая вертикальная анизотропия, очевидно, имеющая педогенную природу. В самой верхней части профиля педы более плотно прилегают друг к другу, песчаные включения в этой части палеопочвы практически отсутствуют. В средней части профиля начинают появляться песчаные включения; здесь же содержится максимальное количество кремней и других обломков горных пород. И, наконец, в нижней части профиля присутствуют наиболее крупные песчаные включения и хорошо развитые выпячивания, проникающие в нижнюю песчаную пачку. Однако дать непротиворечивую генетическую интерпретацию этой анизотропии пока затруднительно. Предположительно, самая верхняя часть профиля содержала максимальное количество  $S_{орг}$ , позднее в ходе диагенетического преобразования замещенного окислами и гидроокислами железа. Включения чистого угля можно объяснить хозяйственной деятельностью древнего человека, однако это предположение требует дальнейшего обоснования.

В предварительном плане верхнеплейстоценовый палеопочвенный профиль разреза «Генерал» может быть интерпретирован как гидроморфная, относительно слабо дренированная (слабо промывная) почва, минеральная, глинистая, оструктуренная, с ожелезнением, образовавшаяся на месте заболоченной верхней (высокой) поймы Пра-Москва-реки. Современные сходные почвенные профили охарактеризованы в работе В. Цеха и Г. Хинтермайера-Эрхарда [2, с. 18–19].

Список литературы:

[1] Наугольных С.В. Палеопочвы верхнего плейстоцена из окрестностей г. Раменское (Московская обл.), их строение и возможная интерпретация // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2018. – № 76. – С. 86–98.

[2] Цех В., Хинтермайер-Эрхард Г. Почвы мира. Атлас. М.: Академия, –2007. – 120 с.

**ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В  
ЕВРОПЕЙСКОЙ СУБАРКТИКЕ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ:  
РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕР В РАЙОНАХ ЧУНА- И  
ЛУВЕНЬГСКИХ ТУНДР (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)**

**С.Б. Николаева<sup>1</sup>, Н.Б. Лаврова<sup>2</sup>, Д.С. Толстобров<sup>1</sup>, С.В. Шварев<sup>3,4</sup>**

<sup>1</sup> Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия,  
nikolaeva@geoksc.apatity.ru

<sup>2</sup> Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия,  
lavrova@krc.karlia.ru

<sup>3</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, shvarev@igras.ru;

<sup>4</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, shvarev@ifz.ru

**DYNAMICS OF THE NATURAL ENVIRONMENT AND EXTREME EVENTS IN THE  
EUROPEAN SUBARCTIC IN THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE: RESULTS  
OF STUDY THE BOTTOM SEDIMENT OF LAKES IN THE CHUNA AND LUVENGA  
MOUNTAINS AREA**

**S.B. Nikolaeva<sup>1</sup>, N.B. Lavrova<sup>2</sup>, D.S. Tolstobrov<sup>1</sup>, S.V. Shvarev<sup>3,4</sup>**

<sup>1</sup> Geological Institute of Kola Science Center RAS, Apatity, Russia

<sup>2</sup> Institute of Geology of Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, Russia

<sup>3</sup> Institute of Geography, RAS, Moscow, Russia

<sup>4</sup> Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, Moscow, Russia

Динамика природной среды и климата вот уже долгое время привлекают пристальное внимание исследователей и остаются ключевыми объектами палеогеографических реконструкций. Имеющиеся к настоящему времени палеолимнологические и геолого-геоморфологические данные, позволили существенно расширить представления о природных событиях голоцена на СВ Фенноскандинавского кристаллического щита (Кольский регион). Однако многие вопросы остаются слабо проработанными, среди них соотношение динамики

природной среды и катастрофических (экстремальных) событий. Кольский регион – территория, неоднократно подвергавшаяся оледенениям, последним из которых было Валдайское. Наряду с ведущими тектоническими факторами, напряжения в земной коре, связанные с наступлениями и отступлениями ледников вызывали реактивацию древних разломов и ослабленных зон, а также изменение рельефа и вызывали повышенную сейсмическую активность. Разрезы рыхлых отложений, и особенно, донные осадки озер, являются наиболее благоприятными объектами для изучения климатических, седиментологических и катастрофических процессов и явлений, в том числе и палеоземлетрясений, происходивших в период дегляциации и голоцена.

В сообщении приводятся новые данные, основанные на детальных литологических, палинологических хроностратиграфических исследованиях кернов донных осадков двух озер, расположенных в зонах влияния крупных разломов СВ Фенноскандинавского щита (Кольский регион), реактивированных в поздне- и послеледниковое время: в зоне неотектонической впадины крупнейшего в Европейской Арктике озера Имандра в центральной части региона (безымянное озеро с выс. отм. 204.9 м н.у.м., названное для удобства "Чунское") и Кандалакшского грабена в Беломорском бассейне на юге (озеро Рига-Ламбина). В основу исследований положен тезис, что в случае, если землетрясение произошло в непосредственной близости от расположения озер, то вероятно присутствие следов этого события в виде сейсмически индуцированных структур в донных отложениях озерного бассейна, расположенного вблизи активной тектонической зоны.

*Озеро Чунское (204.9 м н.у.м.)* (N 69°34.94'; E32°29.60') с вытянутой в СВ направлении котловиной (аз. прост. 65°) находится в верхней части западного борта впадины озера Экостровская Имандра, на расстоянии 6 км от ближайшего берега озера в 0.2 км от сейсмотектонического ущелья "Чуна", в пределах очаговой области палеоземлетрясений [4]. Озеро питается за счет малого потока с запада и в него попадают сточные воды из большей части поверхности ущелья. Такой характер водораспределения существовал и в голоцене.

Донные осадки этого озера были изучены в 2014 году. В поднятых кернах обратили на себя внимание два необычных горизонта на 90% состоящих из макро- и микроостатков растений и торфа, что не типично для нормальных условий осадконакопления в таких водоемах [3]. С целью уточнения литологии отложений и определения времени формирования аномальных горизонтов, в августе 2020 года было проведено доизучение осадков.

Скважины, пробуренные в ближней к ущелью ЮЗ части озера (наиболее глубокой) показали, что днище котловины заполнено крупным песком с гравием (слой 1), резко сменяющимся слоистой толщей алевритов, тонкозернистых песков и глин (слои 2-3), принадлежащим отложениям локального позднеледникового водоема. Выше по разрезу (слои 4-8) залегают органогенные осадки фации современного пресноводного озера (гиттия) (рис. 1).

В строении осадков обращают на себя внимание два интервала. Один из них находится в базальной части разреза (слой 2), где присутствует наклонной слоистой алеврита в 15° и фиксируются включения фрагментов прямоугольной и неправильной формы глин в алевритах. Другой интервал находится выше по разрезу в толще гиттии и выражен прослоем детритового сапропеля (*detritus gyttja*), а также обилием достаточно крупных фрагментов коры березы (*Betula sp.*) размерами 2x3 см, отдельными обломками древесины и единичными зернами гравия (слой 6, рис. 1). Еще одной примечательной особенностью разреза является обнаружение в опесчаненной гиттии (то есть в органогенных осадках) слойков алевритов (1-2 мм) (слой 4).

Наклонные слои в основании разреза вероятнее всего образованы в результате оползания со склона, что естественно связывать с вторичным эффектом от сильного землетрясения в результате активизации близко расположенного разрыва и образования многочисленных скальных обвалов в этом районе. С учетом палеогеографической обстановки района, полученных ранее радиоуглеродных и ОСЛ датировок [4], время сейсмического события относится к позднеледниковью, к завершающим стадиям дегляциации ~ 13500 кал. тыс.л.н.

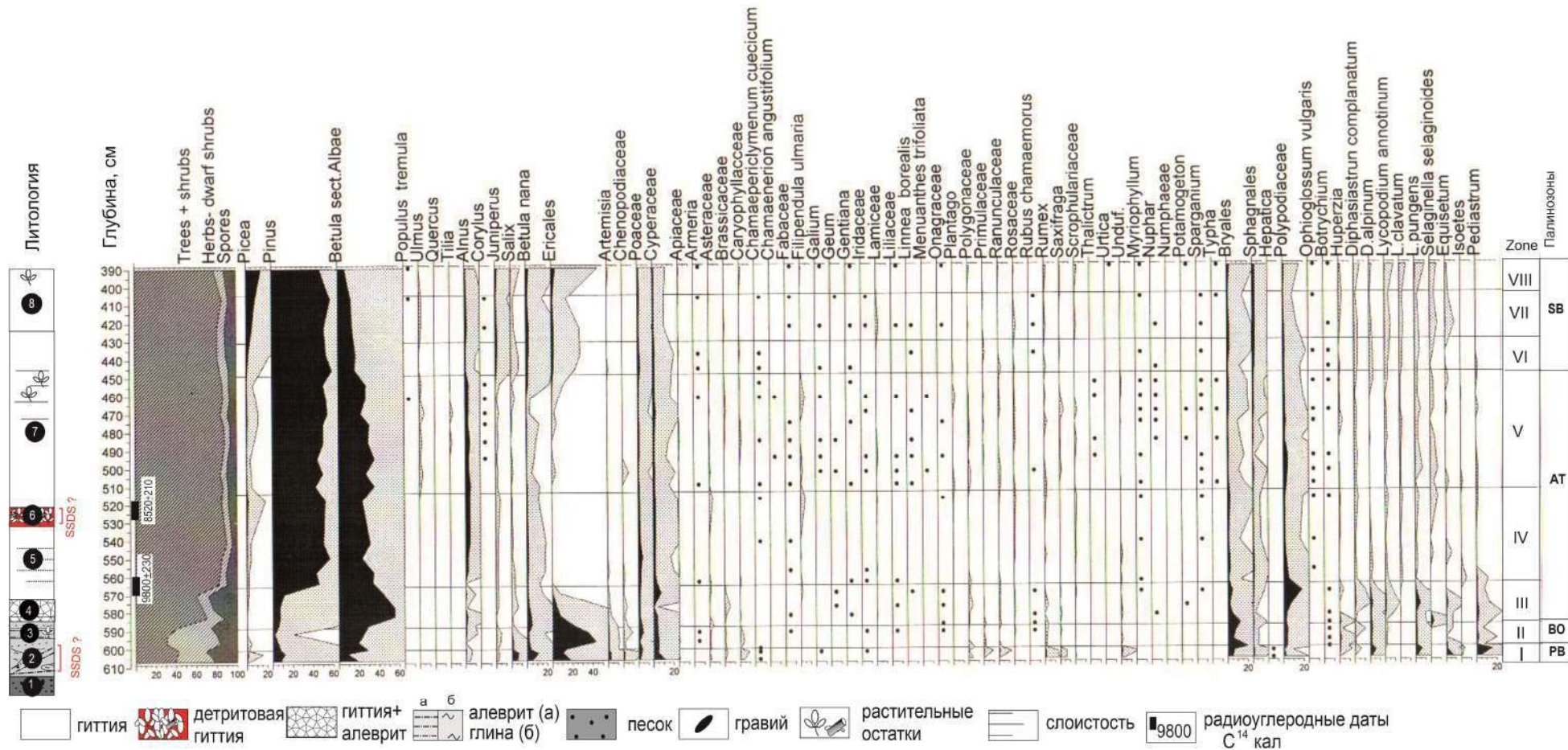


Рис. 1. Литостратиграфия и спорово-пыльцевая диаграмма разреза донных отложений озера Чунское, отражающая изменение климата в районе южных предгорий Чуна-тундр.



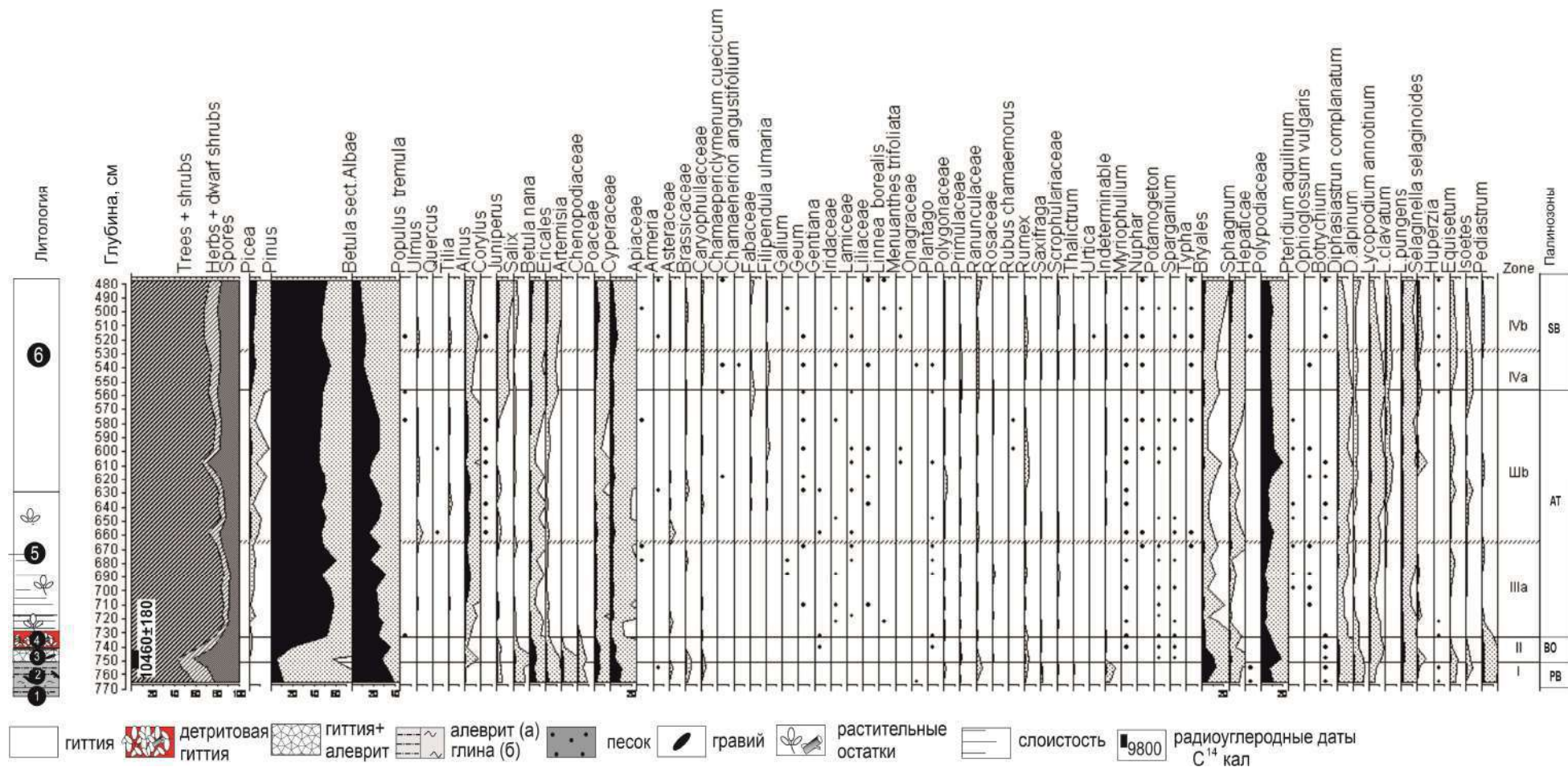


Рис. 2. Литостратиграфия и спорово-пыльцевая диаграмма разреза донных отложений озера Рига-Ламбина, расположенного в районе Лувенгских тундр.

Образование горизонта, насыщенного растительными остатками, березовой корой и древесиной могло быть обусловлено или климатическими флуктуациями, или эрозионными процессами, или же привносом растительного детритуса с окружавшей суши во время землетрясения.

По результатам спорово-пыльцевого анализа в разрезе выделено 8 локальных пыльцевых зон, соответствующих определенным периодам и фазам голоцена, начиная с пребореала (рис. 1). Палиностратиграфические подразделения отражают изменения растительности, связанные как с климатическими событиями, так и с локальными изменениями условий ее произрастания. Палинологический анализ в разрезе особых климатических флуктуаций не выявил. Привнос сконцентрированного растительного детритуса мог произойти как за счет линейных потоков с прибрежных склонов, так и быть следами обрушения деревьев и кустарников с близлежащего сбросового уступа в вытянутую озерную депрессию. Одновременность землетрясения с эпицентром в зоне разлома Чуна и водного возмущения в близко расположенном озере, более чем вероятно.

Гиттия, отобранная из слоя 6, показала возраст  $8520 \pm 210$  кал. л.н. ( $7720 \pm 170$   $^{14}\text{C}$ ), а обломок древесины из этого же горизонта датирован как  $8078\text{--}8168$  кал.л.н. ( $7235 \pm 25$   $^{14}\text{C}$ ) (ИГАН<sub>AMS</sub>-8221). Полученные даты близки и позволяют существенно уточнить возраст выделенного ранее палеоземлетрясения с очагом на западном фланге Имандровской впадины, определенного в широком возрастном интервале 10.3–7.1 тыс. л. н.  $^{14}\text{C}$  [4] и отнести его к атлантическому периоду среднего голоцена ~ 8123 кал. л.н.

Озеро Рига-Ламбина (136.0 м н.у.м.) (N 67°12'506"; E32°51'929") расположено на северном борту Кандалакшского грабена, в районе низкогорных массивов Лувеньгских тундр. Это озеро и смежная котловина озера Уросихас такой же высотной отметкой в настоящее время соединяются заболоченной протокой с приразломной котловиной озера Среднее Лувеньгское (водосбор р. Нива). Скальные уступы, ограничивающие котловину, осложнены сейсмодислокациями, смещающими поверхность ледниковой экзарации на первые десятки метров [1]. Территория водосборной площади по типу ландшафтов относится к таежной зоне с высотами от 500 до 785 м.

Вскрытые двумя скважинами разрезы обладают сходным двучленным строением (рис. 2). Базальная часть сложена алевритистой бурой гиттией (6–8 см), переходящей в темно-бурю опесчаненную (30–40 см), сменяющуюся сапропелями коричневых оттенков (2.0–2.7 м). В интервале 752–744 см разреза РЛ отобрана проба, показавшая возраст  $10460 \pm 180$  (ЛУ-7573) календарных лет.

Судя по вещественному составу, текстурным особенностям, отсутствию органических остатков базальные пески и алевриты, выполняющие днища озер, накапливались в перигляциальных условиях вблизи приледникового водоема, в период с конца позднего дриаса – начала пребореала, в условиях деградирующего на запад ледника. Котловины озер Уросиха, Рига-Ламбина и Среднее Лувеньгское в это время представляли собой единый глубокий водоем, сформировавшийся в ложбине доледникового заложения. Дальнейший седиментогенез осадков происходил на протяжении всего голоцена.

Как и в керне озера Чунское, в донных осадках Лувеньгских озер отсутствуют стратиграфические нарушения, которые можно было бы связать напрямую с сейсмическими событиями. Примечательностью разрезов являются следующие их особенности: в керне озера Уросиха были обнаружены наклонные слойки алевритов ( $L$  10–12°) и изгиб слойков, а также фестончатые узоры в опесчаненной гиттии, а в керне озера Рига-Ламбина в опесчаненной гиттии слоя 4 отмечаются прослойки сконцентрированного детритового сапропеля (*detritus gyttja*), аналогичные встреченным в разрезе озера Чунское.

Эти изменения в литологии могли возникнуть в результате падения уровня воды в озере вследствие ксерофитизации климата [2]. В этом случае появились условия для развития бентоса и планктона, водной и прибрежно-водной растительности, что и способствовало формированию гиттии. Мощность осадков невелика, но перерыва в осадконакоплении не наблюдается. По всей вероятности, малая мощность является

следствием низкой скорости осадконакопления, когда продуктивность озера была еще невелика, а привнос материала с водосбора озера значительно сократился вследствие сухих климатических условий и в связи с возрастанием сомкнутости растительного покрова, препятствующего эрозии.

Вместе с этим, сопряженность озерных котловин с приразломной межгорной депрессией, имеющиеся палеосейсмологические и палеогеографические данные не исключают возможности рассматривать озерные котловины как сейсмоструктурные рвы, расположенные в зоне активного Имандра-Колвицкого разлома [5]. В таком случае, именно с началом накопления органики в озерах сопряжено если не раскрытие, то моделирование бортов и подновление Средне-Лувенской грабенообразной депрессии. Судя по полученному возрасту начала осадконакопления в озере Рига-Ламбина активизация разлома произошла  $10460 \pm 180$  кал. л.н., на границе пребореала-начала бореала. Вероятно к этому же возрастному рубежу приурочено образование крупных скальных оползней и многочисленных обвалов, наблюдаемых по обоим бортам Средне-Лувенгской грабенообразной депрессии.

Таким образом, в донных осадках 2 изученных озерных котловин обнаружены различные фации осадков, характеризующих историю развития района Чуна- и Лувенгских тундр в конце позднего плейстоцена и в голоцене. Строение и литология донных отложений свидетельствует о смене условий осадконакопления, связанной с эволюцией природной среды, в том числе изменениями климата, характера растительности и интенсивности эрозионных процессов на водосборе. Изучение донных осадков озера в районе к югу от Чуна-тундр и полученные радиоуглеродные даты позволили существенно уточнить возраст палеоземлетрясения с очагом на западном фланге Имандровской впадины и отнести его к атлантическому периоду среднего голоцена  $\sim 8123$  кал. л.н. Сопряженность изученных озерных котловин с приразломной межгорной депрессией, обобщение имеющихся палеосейсмологических и палеогеографических данных, позволили установить время активизации Средне-Лувенгского сейсмограбена, приуроченное к границе пребореала-начала бореала. Обнаружение предполагаемых сейсмогенных фаций в отложениях ряда озер указывают на сейсмические события в районе исследований, которые происходили, как в позднеледниковье, так и после исчезновения последнего ледникового покрова.

*Работа выполнена в рамках госзаданий по темам НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0054, ИГ Кар НЦ РАН № АААА-А18-118020690231-1, ИГ РАН №0148-2019-0005 и ИФЗ РАН № 0144-2019-0010.*

#### Список литературы:

- [1] Колодяжный С.Ю., Балугев А.С., Зыков Д.С. Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем протерозое и фанерозое (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. – 2019. – №1. – С. 62–86.
- [2] Николаева С.Б., Лаврова Н.Б. Палеоклиматические и природно-динамические изменения окружающей среды в голоцене на юге Мурманской области: результаты изучения донных осадков озер в районе Лувенгских тундр // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2021. – Т.18. – С.310-315. <https://doi.org/10.31241/FNS.2021.18.058>
- [3] Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Толстобров Д.С., Денисов Д.Б. Реконструкция палеогеографических обстановок голоцена в районе озера Имандра (Кольский регион): результаты палеолимнологических исследований // Труды Карельского научного центра РАН. – №5. – 2015. С. 34–47.
- [4] Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Детальные палеосейсмогеологические исследования в бортовой зоне впадины озера Имандра (Кольский регион): новые подходы и результаты // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – №6. – С. 866–880.
- [5] Шварев С.В., Николаева С.Б., Королева А.О. Морфологические проявления постледниковой сейсмической активности Имандра-Колвицкого активного разлома в Лувенгской очаговой зоне (Мурманская область) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2021. – Т. 18. – С. 425–429. <https://doi.org/10.31241/FNS.2021.18.080>

**ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ СОДЕРЖАНИЯ КИСЛОРОДА  
В ПРОМЕЖУТОЧНЫХ И ГЛУБИННЫХ ВОДАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ  
ТИХОГО ОКЕАНА**

**Е.А. Овсепян<sup>1</sup>, М. Тетар<sup>2</sup>, Е.В. Иванова<sup>1</sup>, Л. Макс<sup>3,4</sup>, Р. Тидеманн<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия, eovsepyan@ocean.ru

<sup>2</sup>Европейский центр образования и исследований в области геонаук об окружающей среде,  
Экс-ан-Прованс, Франция

<sup>3</sup>Центр морских наук об окружающей среде, Бремен, Германия,

<sup>4</sup>Центр полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхафен, Германия

**POSTGLACIAL VARIATIONS IN OXYGEN CONCENTRATIONS IN INTERMEDIATE  
AND DEEP WATERS OF THE NORTH PACIFIC**

**E.A. Ovsepyan<sup>1</sup>, M. Tetard<sup>2</sup>, E.V. Ivanova<sup>1</sup>, L. Max<sup>3,4</sup>, R. Tiedemann<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Aix Marseille University, CNRS, IRD, Coll. France, INRAE, CEREGE, Aix-en-Provence, France

<sup>3</sup>MARUM - Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen, Bremen, Germany

<sup>4</sup>Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven,  
Germany

В настоящее время северная часть Тихого океана характеризуется ярко выраженным слоем пониженного содержания кислорода (<0.5 мл/л) на глубинах 500–1500 м. Такие области водной толщи называются зонами кислородного минимума (ЗКМ) [2]. Результаты натуральных наблюдений свидетельствуют о постепенном снижении содержания кислорода в разных ЗКМ Мирового океана в условиях современного меняющегося климата в течение последних десятилетий [2]. В то же время, экспериментальные и модельные данные предсказывают дальнейшее расширение областей дефицита кислорода в ближайшем будущем [2, 5]. В связи с этим представляется важным реконструировать изменения ЗКМ в прошлом и проследить их связь с климатическими колебаниями. В настоящее время накоплен значительный массив данных, свидетельствующих о резких послеледниковых изменениях содержания кислорода в придонных водах на разных глубинах в северной части Тихого океана, включая окраинные моря, однако для разных районов данные часто противоречивы, и единая картина эволюции северотихоокеанской ЗКМ до сих пор остается неясной. В данной работе представлена попытка обобщить имеющиеся данные по вариациям ЗКМ в северной части Тихого океана путем анализа собственных и опубликованных результатов из Берингова и Охотского морей, а также прилегающей открытой области океана для интервала последних 22 тыс. лет.

Собственные данные включают в себя материал, полученный по двум колонкам донных осадков из западной части Берингова моря – SO201-2-85KL (57°30.30' с.ш., 170°24.79' в.д., глубина 968 м) SO201-2-77KL (56°19.90' с.ш., 170°41.97' в.д., глубина 2163 м). В колонках выполнен количественный анализ комплексов бентосных фораминифер, и с помощью разработанных переходных функций рассчитаны концентрации кислорода в придонных водах в интервалах тысячелетних событий последней дегляциации [4, 6]. В основу метода легла установленная экспоненциальная зависимость между процентным содержанием субоксидной группы бентосных фораминифер в поверхностных осадках и современными придонными концентрациями кислорода [6].

Для западной части Берингова моря в промежуточных и глубинных водах реконструированы оксидные условия в интервале максимума последнего оледенения (МПО) - первого события Хайнриха (X1). Появление ЗКМ в глубинных водах западной части Берингова моря зафиксировано в самом начале беллинга/аллереда (Б/А), в то время как снижение концентраций кислорода на промежуточных глубинах установлено только в середине этого интервала. ЗКМ также прослеживалась в промежуточных и глубинных водах на протяжении позднего дриаса (ПД) и раннего голоцена (РГ). При этом в промежуточных

водах дефицит кислорода был максимальным в середине Б/А и РГ, в то время как в глубинных водах он был наиболее ярко выражен в самом начале Б/А и второй половине ПД–начале РГ [4].

Метод количественного расчета содержания кислорода был применен к матрице процентного содержания видов бентосных фораминифер из колонки донных осадков, поднятой с промежуточных глубин в Охотском море [1, 4]. Полученные данные показали, что ЗКМ в Охотском море постепенно усиливалась в течение интервала дегляциации и достигала максимума интенсивности в РГ [1]. При этом ЗКМ в Охотском море, по-видимому, была менее интенсивна, чем в Беринговом море на тех же глубинах.

Для реконструкции истории ЗКМ в северной части Тихого океана, включая окраинные моря, были сопоставлены как полученные кривые содержания кислорода, так и опубликованные данные по разным качественным индикаторам  $O_2$ . Анализ графиков показал, что послеледниковая изменчивость ЗКМ неодинакова на разных глубинах в северной части Тихого океана. В частности, в течение МПО–Х1 толща воды мельче ~2.3 км была обогащена кислородом, в то время как более глубокие части океана испытывали его дефицит. Вероятно, это было связано с сильной глубинной стратификацией, препятствовавшей водообмену глубинных и придонных вод с вышележащими водными массами, которые, скорее всего, обогащались кислородом за счет усиленного формирования ледового покрова, опускания рассолов и образования промежуточных водных масс.

С наступлением теплой эпохи Б/А практически все проанализированные индикаторы указывают на дефицит кислорода на глубинах 0.7–3.6 км. Значительное усиление ЗКМ является, по-видимому, результатом совместного воздействия разных факторов природной среды. Во-первых, таким фактором могло служить увеличение биопродуктивности поверхностных вод, которое, скорее всего, являлось результатом увеличения поступления биогенных элементов в фотический слой со стоком рек в условиях потепления климата и в результате апвеллинга глубинных вод. Во-вторых, увеличение среднегодовой температуры воздуха снижало способность кислорода к растворению, а значит, могло служить причиной снижения содержания  $O_2$  в океане [3]. В третьих, закрытый Берингов пролив, вероятно, препятствовал утечке поверхностных вод, богатых биогенными элементами, в Арктику, а значит, способствовал увеличению биологической продуктивности поверхностных вод в Беринговом море и прилегающих акваториях. В четвертых, усиление апвеллинга в Южном океане могло увеличивать поставку обедненных кислородом водных масс субантарктического происхождения в северную часть Тихого океана [4].

В течение второй половины Б/А дефицит кислорода был ярко выражен на глубинах 0.7–1.0 км, в то время как лишь небольшое ослабление ЗКМ, вероятно, проявлялось на глубинах 1.0–2.3 км. Дефицит кислорода практически полностью исчезал на глубинах более 2.3 км. Это могло быть связано как со смещением основной зоны деградации органического вещества на более мелкие глубины, так и уменьшением глобальных запасов биогенных элементов в глубинных слоях океана [3]. Снижение интенсивности апвеллинга в Южном океане могло способствовать сокращению привноса обедненных кислородом глубинных и придонных вод южного происхождения в северную часть Тихого океана.

В ПД увеличение содержания кислорода на глубинах 0.7–1.0 и 1.0–2.3 км могло быть результатом усиленного формирования промежуточных вод в результате расширения ледового покрова в условиях похолодания климата.

Окончание интервала дегляциации ознаменовалось дальнейшим насыщением кислородом вод, расположенных глубже 2.3 км, вследствие продолжающегося снижения концентраций биогенных элементов в абиссальных частях океана. Однако на глубинах 0.7–1.0 и 1.0–2.3 км усиление ЗКМ, скорее всего, явилось следствием увеличения биопродуктивности поверхностных вод. Более слабое проявление ЗКМ на глубинах 1.0–2.3 км в течение заключительной фазы дегляциации было, вероятно, связано с ограниченным потоком органического вещества на дно, которое могло объясняться открытием Берингова пролива и утечкой биогенных элементов в Арктику в составе поверхностных вод.

*Работа выполнена в рамках Госзадания ИОРАН (проект № 0128-2021-0006).*

Список литературы:

- [1] Bubenshchikova N., Nürnberg D., Tiedemann R. Variations of Okhotsk Sea Oxygen Minimum Zone: Comparison of Foraminiferal and Sedimentological Records for Latest MIS 12-11c and Latest MIS 2-1 // *Mar. Micropaleontology*. – 2015. – V. 121. – P. 52–69.
- [2] Gilly W. F., Beman J. M., Litvin S. Y., Robison B. H. Oceanographic and Biological Effects of Shoaling of the Oxygen Minimum Zone // *Annual Review in Marine Science*. – 2013. – V. 5. – P. 393–420.
- [3] Jaccard S. L., Galbraith E. D. Large Climate-Driven Changes of Oceanic Oxygen Concentrations during the Last Deglaciation // *Nature Geosciences*. – 2021. – V. 5. – P. 151–156.
- [4] Ovsepyan E., Ivanova E., Tetard M., Max L., Tiedemann R. Intermediate- and deep-water oxygenation history in the subarctic North Pacific during the last deglacial period // *Frontiers in Earth Science*. – 2021. – V. 9. – 638069.
- [5] Praetorius S. K., Mix A. C., Walczak M. H., Wolhowe M. D., Addison J. A., Prahl F. G. North Pacific deglacial hypoxic events linked to abrupt ocean warming // *Nature*. – V. 527. – P. 362–366.
- [6] Tetard M., Licari L., Ovsepyan E., Tachikawa K., Beaufort L. Toward a global calibration for quantifying past oxygenation in oxygen minimum zones using benthic Foraminifera // *Biogeosciences*. – 2021a. – V. 18. – No.9. – P. 2827–2841.

**РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ПАЛЕОСРЕДЫ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

**Я.С. Овсепян<sup>1</sup>, Д.А. Лопатина<sup>1</sup>, О.Г. Занина<sup>2</sup>, Е.Е. Талденкова<sup>3</sup>, А.Ю. Степанова<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия, yaovsepyan@yandex.ru, dalopat@mail.ru

<sup>2</sup> Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Московская область, Россия, oksanochka\_zet@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия, etaldenkova@mail.ru

<sup>4</sup> Texas A&M University, Колледж-Стейшен, США, a.yu.stepanova@gmail.com

**PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTIONS ON THE EAST SIBERIAN SEA COAST IN THE MIDDLE-LATE NEOPLEISTOCENE BASED ON MICROPALAEONTOLOGICAL DATA**

**Ya.S. Ovsepyan<sup>1</sup>, D.A. Lopatina<sup>1</sup>, O.G. Zanina<sup>2</sup>, E.E. Taldenkova<sup>3</sup>, A.Yu. Stepanova<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, Russia

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

<sup>4</sup> Texas A&M University, College Station, USA

В результате комплексного изучения многолетнемерзлых отложений в скважине на Колымской низменности были проведены реконструкции палеоусловий для побережья Восточно-Сибирского моря в среднем-позднем неоплейстоцене. Скважина CHUK 1/17 на мысе Малый Чукочий (69°52.752' с.ш., 159°40.153' в.д.) была пробурена в 2017 году в ходе экспедиции, организованной Институтом физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (ИФХиБПП РАН). Впервые в районе реки Большая Чукочьа было проведено мультидисциплинарное изучение разреза: определен литологический состав отложений, получены аналитические исследования минеральной части (измерение актуальной кислотности, удельной электропроводности, содержание плотного остатка, катионов и анионов), изучены фитолиты, споры, пыльца, остатки насекомых, остракоды и бентосные фораминиферы. Подробности изменений ландшафта и растительности приведены в статье О.Г. Заниной и соавторов [3].

Глубина скважины СНУК 1/17 составляет 21 м, большей частью это отложения вечной мерзлоты (0.7–21 м). Стратиграфическим репером в основании разреза является слой серого песка (20.8–21 м), относящийся к тумус-ярской свите среднего неоплейстоцена [1, 4, 6]. Слой песка не содержит материала для палеонтологического анализа. В настоящем исследовании проводили изучение микрофоссилий из биогенной фракции: спор, пыльцы, фитоцитов, остракод, фораминифер.

Слои темно-серого пластичного суглинка (11.8–20.8 м) и темно-сизого сильнольдистого суглинка (7.8–11.8 м) содержат большое количество микрофоссилий, в том числе морских фораминифер и остракод до отметки 9.1 м, которые выше по разрезу не встречаются. Морские отложения на Колымской низменности относятся к коньковской свите, возраст которой в литературе определяется, как конец среднего неоплейстоцена [1, 4, 6]. В восточном секторе Арктики конец среднего неоплейстоцена характеризуется одновременно максимальным оледенением и максимальной трансгрессией Арктического бассейна, когда береговая линия была близка к современной [5]. Возраст интервала 9.1–11.6 м остается под вопросом, так как в отложениях присутствуют и остатки морских микрофоссилий, и включения льда. В верхней части разреза (0.7–9.1 м) слои сильнольдистых суглинков с большим количеством жильных льдов относятся к едомной свите верхнего неоплейстоцена, которая распространена повсеместно на Колымской низменности [1, 4]. Верхний сезонно-талый слой (0–0.7 м) представлен современной почвой – криоземом.

Данные по разным группам микрофоссилий частично перекрывают и дополняют друг друга, что позволило получить новые сведения об условиях формирования осадков и природной среды в среднем-позднем неоплейстоцене. В нижней части разреза скважины, в основании коньковской свиты, разнообразные виды фораминифер семейства Elphidiidae свидетельствуют о начале морской трансгрессии и образовании мелководного приустьевоего палеобассейна глубиной до 20 м. В целом, толща темно-серых пластичных суглинков (11.8–20.8 м) с раковинами фораминифер и створками остракод [8], характерными для опресненных прибрежных арктических мелководий, с обломками панцирей морских диатомей и фитоцитами, отражающими травянистую высокорослую растительность, произрастающую на влажных почвах, свидетельствует об условиях затопляемых морем лугов или болот. В настоящее время лайды (или соляные марши) распространены на побережье Восточно-Сибирского моря.

Отложения темно-сизого сильнольдистого суглинка из интервала 9.1–11.8 м, формировались в прибрежной мелководной зоне, при чередовании морских и пресноводных условий. Фитолитный анализ показал наличие водной растительности и остатков влаголюбивых мхов, это сочетается с появлением эвригалинных остракод и с увеличением численности и разнообразия морских беспозвоночных (фораминифер). Наиболее вероятно, что в период формирования слоя на месте лайды стали образовываться озера, которые периодически соединялись с морем протоками.

Возраст интервала 9.1–11.8 м считается спорным, так как отложения морского генезиса могли быть в дальнейшем трансформированы криогенными процессами и получили признаки едомной свиты, в виде включений льда. Новую гипотезу об уточнении возраста данного интервала можно выдвинуть на основе схожести комплексов фораминифер из скважины СНУК 1/17 на мысе Малый Чукочий с комплексами микрофауны казанцевских отложений Западной Сибири [2] и эемских отложений севера Европы [7]. В частности, присутствие бореального вида *Elphidium williamsoni* может свидетельствовать о более теплых условиях, которые были характерны для последнего межледникового (МИС 5e). Возможно, морские отложения коньковской свиты следует рассматривать в свете представлений о глобальном повышении уровня моря во время теплой эпохи последнего межледникового, которое относится к началу позднего неоплейстоцена [9].

Отложения едомной свиты из интервала 3.2–9.1 м формировались в пресноводном водоеме (болоте или озере), который утратил связь с морем, когда береговая линия отступила на 300–400 км к северу [1]. Анализ фитоцитов отражает богатую прибрежную

растительность, состав спорово-пыльцевого комплекса соответствует тундровым ландшафтам с присутствием лиственничных редколесий.

По суглинкам едомной свиты из верхнего интервала (0.7–3.2 м) реконструируются условия тундровой равнины, со злаковыми и злаково-разнотравными ассоциациями. О переувлажненных участках над ледяными жилами свидетельствует высокое разнообразие фитолигов, относящихся к гумидным растениям, и находки пресноводных диатомей.

*Исследования пыльцы и фитолигов осуществлялось по проекту РФФИ № 20-05-00559 А, изучение микрофауны проводилось по теме госзадания ГИН РАН.*

Список литературы:

- [1] Гиличинский Д.А. Криобиосфера позднего кайнозоя: вечная мерзлота как среда сохранения жизнеспособных микроорганизмов. Дисс. докт. геол.-мин. наук. –2002. –210 с.
- [2] Гудина В.И. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского севера. – Москва, Наука, –1969. –80 с.
- [3] Занина О.Г., Лопатина Д. А., Овсепян Я. С., Кузьмина С. А., Степанова А. Ю., Талденкова Е. Е., Вишневская Т. А., Ривкина Е. М. Развитие природной среды на мысе Малый Чукочий (Колымская низменность) в среднем–позднеолейстоцене: реконструкция по микропалеонтологическим данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция. –№1. –2022. В печати.
- [4] Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В. Лауринавичос К.С., Федоров-Давыдов Д.Г., Холодов А.Л., Щербакова В.А., Гиличинский Д.А. Метан в вечномерзлых отложениях северо-восточного сектора Арктики // Криосфера Земли. 2006. – № 3. – С. 23–41.
- [5] Розенбаум Г.Э., Шполянская Н.А. Позднекайнозойская история криолитозоны Российской Арктики // Геология и полезные ископаемые шельфов России. – Москва, ГЕОС, – 2002. – С. 292–306.
- [6] Abramov A., Vishnivetskaya T., Rivkina E. Are permafrost microorganisms as old as permafrost? // FEMS Microbiol. Ecol. – 2021. – V. 97. – № 2. – P. 1–12.
- [7] Feyling-Hanssen R.W., Jørgensen J.A., Knudsen K.L., Andersen A.L. Late Quaternary foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandnes, Norway // Bull. Geol. Soc. Den. –1971. –V. 21. –P. 67–317.
- [8] Stepanova A., Taldenkova E., Simstich J., Bauch H.A. Comparison study of the modern ostracod associations in the Kara and Laptev seas: ecological aspects // Marine Micropaleontol. –2007. –V. 63 (3–4). – P. 111–142.
- [9] Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records Quaternary Science Reviews. – 2002. – V. 21. – P. 295–305.

## **ФОРМИРОВАНИЕ ПОЙМ БАССЕЙНА РЕКИ БЕЛАЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАНГАРЬЕ)**

**М. Ю. Опекунова, В. А. Голубцов**

Институт географии СО РАН, Иркутск, Россия, opek@mail.ru, tea\_88@inbox.ru

## **FLOODPLAIN FORMATION OF THE BELAYA RIVER BASIN (UPPER PRIANGARE)**

**M. Yu. Opekunova, V. A. Golubtsov**

Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

История формирования речных долин крупных рек отражает широкий спектр преобразований природной среды [13]. Особое значение в понимании отклика речных систем на подобные изменения играют поймы, наиболее чувствительные к изменениям в пределах водосборных бассейнов [12, 14, 15]. Особенности строения и формирования пойменных комплексов в первую очередь отражают картины современного рельефообразования в пределах речных долин. В долинах транзитных рек, пересекающих горные и равнинные области, корреляция пойменно-террасовых уровней дает представление о соотношении эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах региональных областей денудации и аккумуляции. В то же время, пространственно-временная неоднородность формирования пойменных комплексов рек делает весьма непростыми задачи изучения их строения и возраста [11]. Целью данной работы стало выявление закономерностей строения и



дифференциации аллювиальных отложений пойменно-руслowych комплексов рек Малая и Большая Белая и Белая в пределах предгорной и равнинной частей бассейна.

Река Белая – одна из крупных левых притоков р. Ангары. Длина р. Белой, которая образуется от слияния Малой и Большой Белой – 395 км, площадь водосборного бассейна, большая часть которого лежит в пределах Восточно-Саянской горной области, составляет 18000 км<sup>2</sup>. Территория исследования расположена в среднем и нижнем течении реки Белая, включая долины рек Малая и Большая Белые (рис. 1) и захватывает предгорья Восточного Саяна и Предсаянскую впадину Сибирской платформы с типами рельефа от низкогорного до платообразного и равнинного [1]. Высоты водоразделов достигают 800 м, снижаясь вниз по течению до 500 м. Склоны долин хорошо террасированы, высоты террас достигают 80 м.

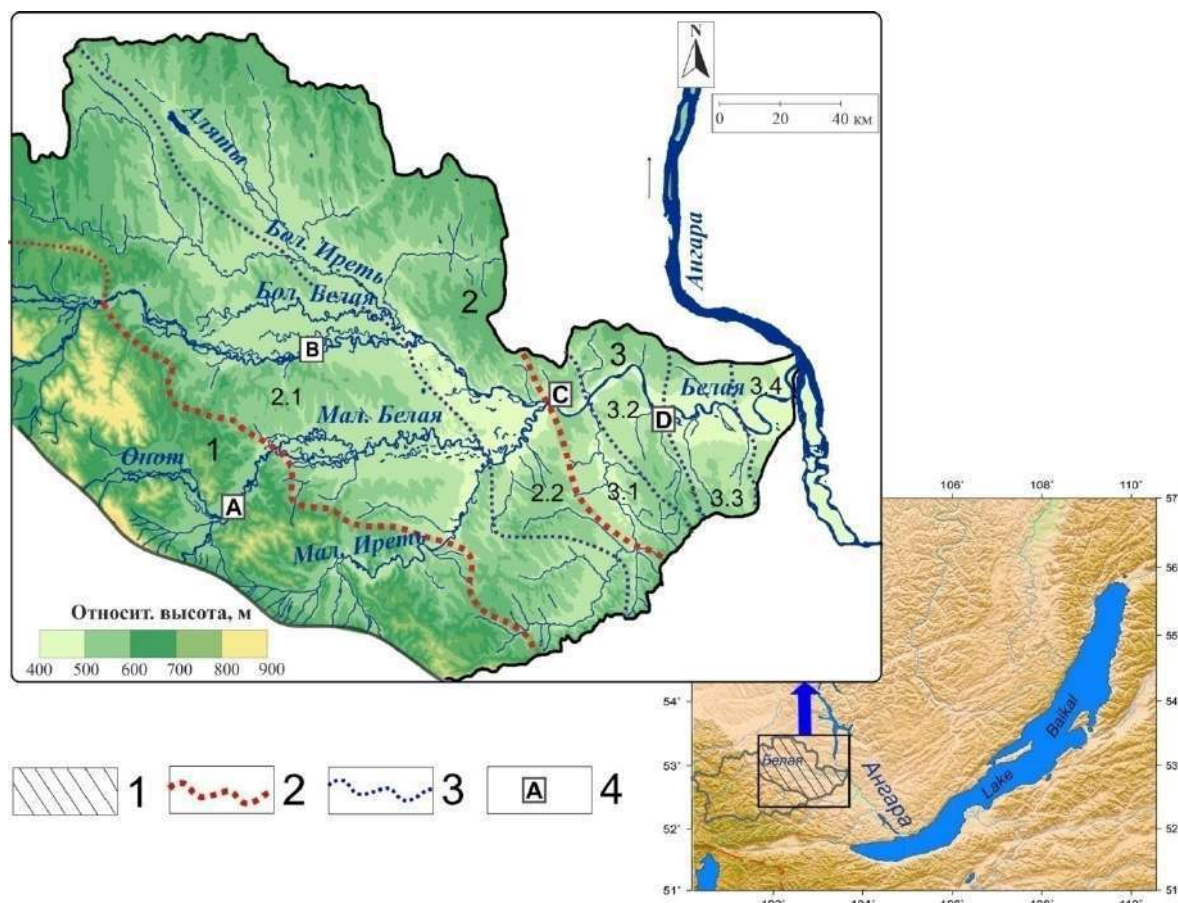


Рис. 1. Схема расположения территории исследования. Условные обозначения: 1 – часть бассейна исследования; 2 – границы районов; 3 – границы геоморфологических подрайонов; 4 – геоморфологические районы: 1 – Предгорный; 2 – Внутренних дельт; 3 – Бельский; 5 – подрайоны: 2.1 – Иретьский; 2.2. – Приустьевой; 3.1 – Мишелевский; 3.2 – Холмушинский; 3.3 – Тайтурский; 3.4 – Белореченский; 6 – участки наблюдений: А – долина р. Малой Белой; В – долина р. Большой Белой; С, D – долина р. Белой.

Бассейн р. Белой в пределах участка исследования лежит на стыке полей распространения кембрийских песчаниково-алевролитовых карбонатных и известняково-доломитовых и юрских песчаниковых и песчаниково-галечниковых отложений [5]. Днища долин выполнены неогеновыми и четвертичными галечниками и песками, глинами голуметской свиты, выполняющими древние озерные понижения и долины рек. Средний многолетний расход воды в пределах участков исследования варьирует от 61,35 м<sup>3</sup>/с (с. Тунгусы) до 168 м<sup>3</sup>/с (пос. Мишелевка – р. Белая), а среднееголетний годовой сток наносов за период с 1968 по 2010 гг. составил 146 тыс. тонн [6].

Теоретической и методической основой наших исследований стали разработки представителей отечественной школы географического русловедения: Н.И. Маккавеева [7], Р.С. Чалова [10], экологического русловедения [10]. Согласно методическим указаниям [10, 11], была проведена типизация морфодинамических русловых и пойменных типов рек в пределах изученных участков. Согласно методикам [9] проведен морфометрический анализ грубообломочных аллювиальных отложений, определена окатанность обломков. Для определения фациального строения и дифференциации отложений, слагающих поймы, а также основных этапов формирования пойменных массивов изучены рыхлые отложения в разрезах (рис. 2). При проведении полевых исследований основное внимание уделялось стратиграфическому и морфогенетическому анализу отложений и погребенных почв. Характеристика текстуры отложений дана в соответствии с принципами, предложенными в [2]. Определение гранулометрического состава выполнено в лабораторных условиях по средней пробе в стоячей воде методом пипетки в варианте Н.А. Качинского. Минеральный состав отложений определялся иммерсионным методом в Институте земной коры СО РАН. Определение абсолютного возраста погребенных почв выполнено радиоуглеродным методом со сцинтилляционным измерением активности  $^{14}\text{C}$  в Санкт-Петербургском государственном университете и в Институте геологии и минералогии СО РАН по углероду гуминовых кислот. В тексте приводятся и используются калиброванные даты, калибровка которых выполнена с использованием шкалы INTCAL13.

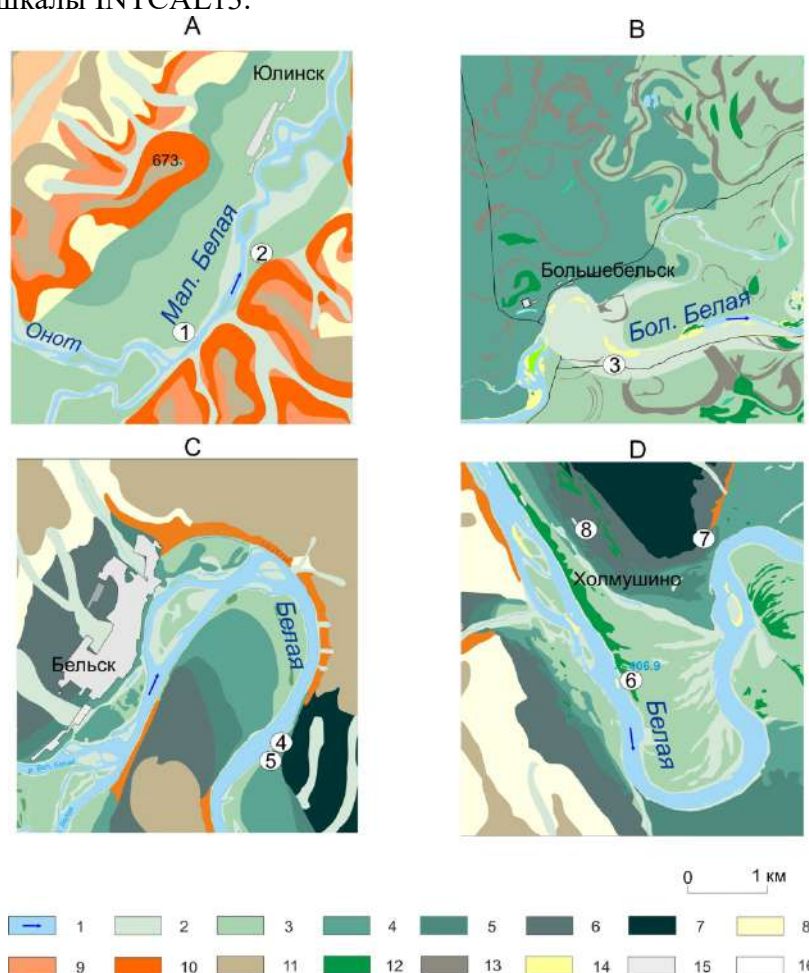


Рис. 2. Геоморфологические схемы речных долин бассейна Белой в пределах участков наблюдений: А – долина р. Малой Белой; В – долина р. Большой Белой; С, D – долина р. Белой (соответствуют рис. 1). Условные обозначения: 1 – водные объекты, направление течения; 2 – низкая пойма, долины временных и малых водотоков, ложбины стока; 3 – высокая пойма; 4 – первая терраса; 5 – вторая терраса; 6 – третья терраса; 7 – комплекс средних и высоких террас; 8 – пологие склоны; 9 – склоны средней крутизны; 10 – крутые склоны; 11 – водоразделы; 12 – гривы и береговые валы; 13 – система ложбин размыва; 14 – песчаные наносы; 15 – застроенные территории; 16 – разрезы пойменных отложений: 1 – Юлиинск-1; 2 – Юлиинск-2; 3 – Большая Белая; 4 – Грива; 5 – Межгривное понижение; 6 – Белая; 7- Березовый; 8 - Холмушино.

*Структура пойменно-русловых комплексов*

В пределах рассматриваемой территории долины рек Большая и Малая Белые пересекают неоднородные поверхности, образование которых обусловлено строением платформенного чехла [8]. В пределах бассейна р. Белой выделяются три геоморфологических района, для которых характерно развитие однородных морфодинамических русловых и пойменных типов (рис. 1). В пределах районов Предгорный и Внутренних дельт реки Большая и Малая Белая обладают широкопойменными руслами с ложбинно- и проточно-островным типами пойм, общая площадь которых составляет 638 км<sup>2</sup>.

После слияния Малой и Большой Белой (Бельский район), вследствие морфоструктурной неоднородности, увеличивается сочетание пойменных и русловых типов (рис. 2). Большую часть долины р. Белой в пределах Бельского района занимают участки с адаптированным типом русла – 40 км (50,5 % протяженности исследуемого участка); широкопойменное русло развито в пределах Холмушинского подрайона – 26 км (33 %); для остальной части характерен врезанный тип русла – 13 км (16,5 %). В пределах этого района получили развитие поймы плоского и сегментно-гривистого, а также скелетного типов. Пойменный комплекс р. Белой в пределах этого участка обладает признаками направленного врезания, имеет ступенчатое строение, включает три высотных уровня – низкую, среднюю и высокую поймы. Площадь пойменных массивов сокращается до 71 км<sup>2</sup>.

Средний уклон русла на всем протяжении составляет 0,89 м/км, уклон поверхности поймы 0,09 м/км. Продольные профили русла и поймы идентичны и обладают близкими значениями уклонов в предгорной части бассейна, ниже по течению падение русла незначительно превышает уклон поверхности поймы, достигая максимума в устьевой части долины (слияния Малой и Большой Белой). Закономерное повышение уровня высокой поймы относительно русла, которое начинается на участке ниже слияния Малой и Большой Белых объясняется общим преобладанием процессов врезания (развитием врезанных и адаптированных русловых типов). Отмечается снижение площади пойм широкопойменных участков, которое также связано размерами впадин, пересекаемых реками.

*Особенности строения отложений пойм*

Исследуемые в рамках данной работы разрезы вскрывают различные фации аллювиальных и покровных отложений, соотношения которых в пределах разных разрезов существенно различны. Тем не менее, анализ свойств отложений позволяет выделить ряд общих для всех исследуемых объектов закономерностей.

Медианный диаметр галечниковых отложений закономерно уменьшается вниз по течению, исключая участки, расположенные ниже впадения крупных притоков (р. Бол. Белая – п. Новостройка). Коэффициент сортированности довольно однороден и иллюстрирует однородное строение толщи аллювия характерное для рек с выработанным профилем. Также во всех исследуемых разрезах наблюдается облегчение гранулометрического состава и некоторое уменьшение размера песков по направлению от истоков к устью.

Минеральный состав русловых песков в исследуемых разрезах сходен. В составе легкой фракции преобладает кварц, доля которого, как правило, более 50 %. Значительную часть легкой фракции составляют полевые шпаты (15-20 %). Содержание слюд несколько повышено в разрезах «Юлинка-2» и «Большая Белая», при этом она практически отсутствует в разрезе «Белая», расположенном ниже по течению. В составе тяжелой фракции основная роль принадлежит минералам группы амфиболов и пироксенов, а также магнетиту и эпидоту. Их содержание заметно выше в разрезе Юлинка-2. Подобный минеральный состав в целом сходен с аллювием II террасы р. Белой (разрез «Холмушино»), наиболее вероятно, имеющим сарганский возраст [4]. Сравнение голоценового аллювия исследуемых поверхностей с каргинским аллювием р. Белой (разрез Березовый) также указывает на близкий минеральный состав песков, однако отмечается худшая окатанность зерен по сравнению с аллювием II террасы р. Белой (разрез «Холмушино»), а также с каргинским аллювием разреза «Березовый» [4].

Лучшая окатанность минералов и присутствие фракций тяжелых металлов отложениях террасовых уровней нижнего течения может указывать о более высоком расходе воды, а следовательно, и силе транспортирующего потока, большем расстоянии переноса, благодаря которому минералы групп амфиболов и пироксенов достигли Холмушино, тогда как в настоящее время они осаждаются в пределах Юлинска.

*Этапы формирования пойменных массивов.* Наиболее древняя из полученных дат ( $8850 \pm 140$  л.н.) относится к рубежу раннего и среднего голоцена и маркирует смену руслового осадконакопления на аккумуляцию отложений в зоне прирусловой отмели (разрез «Большая Белая»). Второй половиной среднего голоцена ( $3470 \pm 150$ , разрез «Белая») и началом позднего голоцена ( $2534 \pm 182$  л.н., разрез «Грива») маркируется переход от фации прирусловой отмели к пойменным отложениям. Аллювиальные отложения в средних частях пойменных пачек имеют возраст, близкий к 1 тыс. лет ( $800 \pm 100$  л.н. и  $880 \pm 50$  л.н. в разрезе «Юлинск-1»,  $1010 \pm 100$  в разрезе «Большая Белая» и  $1110 \pm 130$  в разрезе «Белая»). И, наконец, возраст кровли пойменных отложений определяется в 300-600 л.н. ( $590 \pm 50$  л.н. для разреза «Юлинск-1»,  $270 \pm 130$  л.н. в разрезе Белая и  $381 \pm 93$  в разрезе «Понижение»).

*Выводы.* В бассейне р. Белой четко выражена зависимость морфодинамических русловых и связанных с ними типов пойм от морфоструктурного строения территории исследования. Наиболее ярко это иллюстрирует синхронное развитие идентичных пойменно-русловых типов у водотоков, в пределах одной морфоструктуры. Так, в Предгорном районе и районе Внутренних дельт реки Малая и Большая Белая обладают абсолютно идентичными морфодинамическими русловыми и пойменными типами.

Строение пойменных отложений отражает морфодинамику пойменно-русловых комплексов. Так в разрезе «Юлинск-1», который расположен в довольно динамичной устьевой зоне притока р. Мал. Белой – реки Олот, возраст нижних слоев может указывать на уничтожение более древних толщ. В разрезе «Юлинск-1», расположенном на участке проточно-островной поймы отсутствует фация прирусловой отмели. Такие признаки можно считать показателями динамичности русел горных территорий для рек рассматриваемого бассейна. В то же время количество и сохранность почвенных серий, а также абсолютный возраст их формирования указывают на относительную стабильность поверхности. Эти черты пойменных отложений характерны для разрезов «Большая Белая», «Грива», «Понижение», «Белая». Таким образом, пойменные отложения разрезов Юлинск-1, Юлинск-2 больше соответствуют аллювию горных областей, тогда как остальные разрезы ближе к таковым в долинах равнинных территорий.

В пределах рассматриваемой части бассейна (сочленения предгорной области и Предсаянской впадины) тип пойм отражает морфоструктурную неоднородность, строение их отложений указывает на различную динамику пойменно-русловых комплексов и рельефа в целом. Данные исследования несомненно могут быть полезны и могут быть использованы в определении геоморфологических границ горных территорий, переходных зон и равнин. Так Предгорный район, где расположены редуцированные разрезы («Юлинск-1», «Юлинск-2») можно будет отнести к внутренней по отношению к орогену границе переходной зоны, район внутренних дельт характеризуется полными разрезами пойменных отложений («Большая Белая»), однако там же фиксируются максимальные скорости береговой эрозии (до 6 м за прохождение паводка), следовательно, его можно отнести к перирогенной области. Бельский район, где расположены остальные описанные разрезы, отнесен к равнинно-платформенной части. Данное направление требует дополнительного фактического материала для более корректного определения геоморфологических границ перирогенных зон.

Список литературы:

- [1] Атлас. Иркутская область: экологические условия развития. – Иркутск, Изд-во ИГ СО РАН; Москва, Федеральное агентство геодезии и картографии. – 2004. – 90 с.
- [2] Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости / Труды ГИН АН СССР. Выпуск 119. - Москва, Наука, – 1965. - 260 с.

- [3] Бутаков Г.П., Дедков А.П. Аналитическое изучение крупнообломочного материала. – Казань, Изд-во Казанского ун-та, - 1971. - 81 с.
- [4] Голубцов В.А., Черкашина А.А. Новые данные о возрасте эоловых образований в долине реки Белой (Верхнее Приангарье) // Вестник Удмуртского университета. Серия «Биология. Науки о Земле». – 2017. – Т. 27. – вып. 4. – С. 503-512.
- [5] Государственная геологическая карта Российской Федерации [Текст]. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-48 –Иркутск. Объяснительная записка. -СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. - 2012. - 574 с.
- [6] Информационная система по водным ресурсам и водному хозяйству бассейнов рек России [Электронный ресурс]. –<http://gis.vodinfo.ru>(дата обращения 20.10.2019).
- [7] Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. – Москва, Географический факультет МГУ, – 2003. – 355 с.
- [8] Тектоническая карта. Масштаб 1:4000000 / Твердохлебов В.А. (ред. Красильникова Н.В.) // Атлас Иркутской области. 1962. Москва-Иркутск, ГУГК СССР. С. 18-19
- [9] Хабаков Е.В. Об индексах окатанности галечников // Советская геология. – 1946. - № 10. - С. 17.
- [10] Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 2: Морфодинамика речных русел – Москва, Изд-во КРАСАНД. - 2011. – 960 с.
- [11] Чернов А.В. География и геоэкологическое состояние русел и пойм рек Северной Евразии – Москва, ООО «Крона». - 2009. – 684 с.
- [12] Benito G., Macklin M.G., Panin A., Rossato S., Fontana A., Jones A.F., Machado M.J., Matlakhova E., Mozzi P., Zielhofer C. Recurring flood distribution patterns related to short-term Holocene climatic variability // Scientific Reports. – 2015. – Vol. 5. – P. 16398.
- [13] Charlton R. Fundamentals of Fluvial Geomorphology. Routledge, London. – 2008. - 234 p.
- [14] Vandenberghe J., Cordier S., Bridgland D. Extrinsic and intrinsic forcing of fluvial development: understanding natural and anthropogenic influences // Proc. Geol. Assoc. – 2010. – Vol. 121. – P. 107-112.
- [15] Wolf D., Faust D. Western Mediterranean environmental changes: Evidences from fluvial archives // Quaternary Science Reviews. – 2015. – Vol. 122. – P. 30-50.

## **ЭОЛОВЫЕ ЛАНДШАФТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ: ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ**

**М.Р. Павлова, А.А. Галанин**

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия, Nigaer@yandex.ru

## **AEOLIAN LANDSCAPES OF THE CENTRAL YAKUTIA: MAIN STAGES OF DEVELOPMENT IN THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE**

**M.R. Pavlova, A.A. Galanin**

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

Центральная Якутия является одним из регионов, где распространены реликтовые и современные эоловые ландшафты. Реликтовые ландшафты представляют собой песчаные покровы, залегающие в виде прерывистого чехла на различных гипсометрических уровнях, нередко формирующие дюнные массивы, закрепленные растительностью. Такие древние дюнные покровы, согласно В.В. Колпакову [13], относят к дьолкуминской свите. Современные эоловые ландшафты, которые не закреплены или частично закреплены растительностью, называют тукуланами [14]. В Центральной Якутии эоловые ландшафты и отложения занимают не менее половины территории [8]. Несмотря на широкое их распространение позднечетвертичные эоловые покровы Центральной Якутии длительное время оставались наименее изученными в сравнении с другими типами отложений региона и не включались в список ключевых событий четвертичной истории региона при реконструкции климата и растительности.

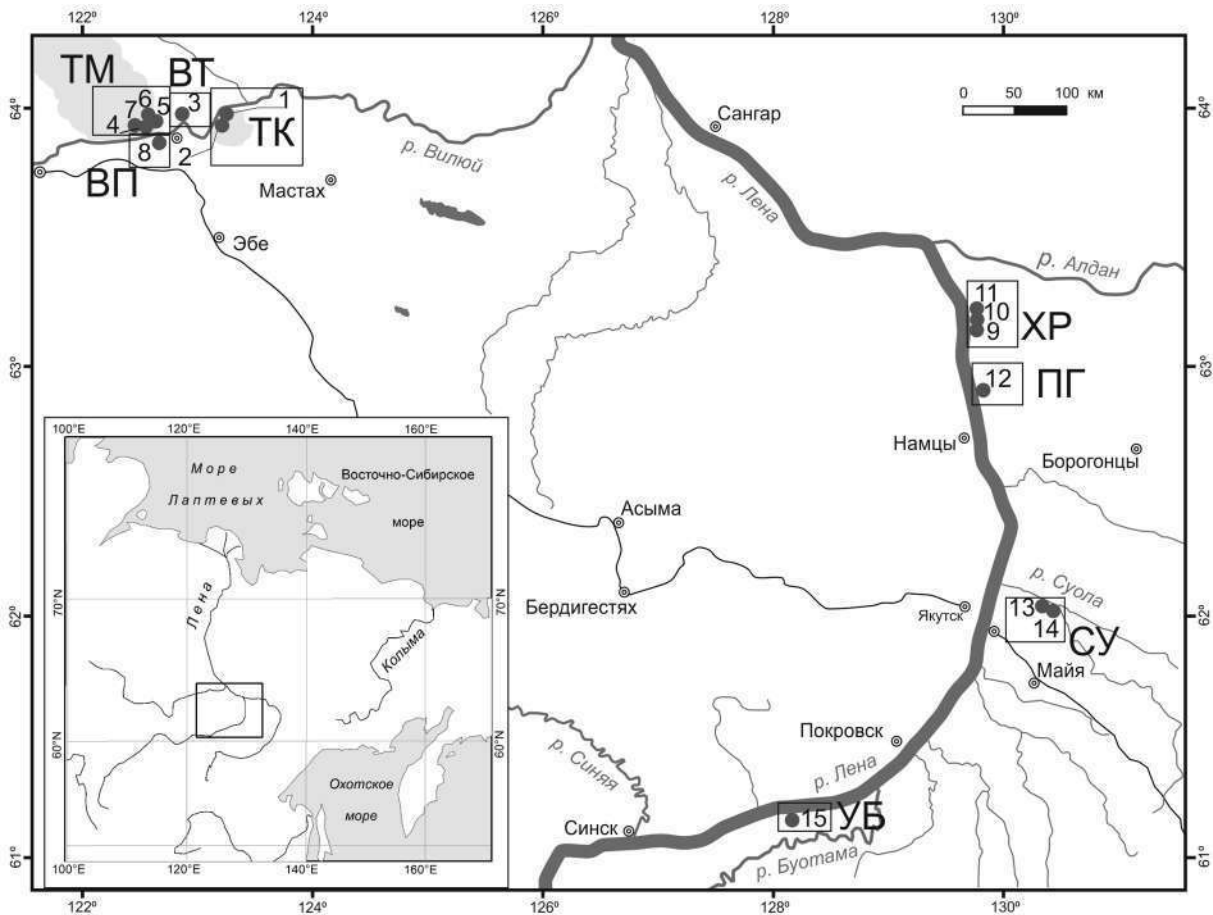


Рис. 1. Карта-схема расположения ключевых участков и разрезов исследования  
 ТК – Тукулан Кысыл-Сырский: 1 – разрез № 366, 2 – разрез № 449; ВТ – Высокая терраса р. Вилюй: 3 – разрез № 052-058; ТМ – Тукулан Махатга: 4 – разрез № 071, 5 – разрез № 088, 6 – разрез № 075, 7 – разрез № 047; ВП – Высокая пойма р. Вилюй: 8 – разрез № 140; ХР – Харыялахское обнажение: 9 – разрез № 412, 10 – разрез № 482, 11 – разрез № 418; ПГ – Обнажение песчаная гора: 12 – разрез № 537; СУ – долина р. Суола: 13 – разрез № 180, 14 – разрез № 174; УБ – Усть-Буотамское обнажение: 15 – разрез № 493.

В период с 2014 по 2020 гг. нами проведен ряд комплексные полевых исследований в пределах долины нижнего течения р. Вилюй, среднего течения р. Лена и долины р. Суола (рис.1). Заложена и изучена серия разрезов, позволившая расшифровать несколько страниц недавней истории природы и условий формирования уникальных эоловых ландшафтов Центральной Якутии, в частности, в период вторая половина позднего плейстоцена – голоцен. Выполненная палеогеографическая реконструкция основана на результатах гранулометрического, минералогического, текстурного, палинологического и палеоботанического анализов, данных абсолютного датирования (оптически-стимулированная люминесценция и радиоуглеродный метод), а также на литературных источниках.

Согласно полученным данным выделены следующие этапы развития эоловых ландшафтов:

**Каргинский этап.** Согласно данным предшественников [5, 10, 12, 21, 22, 23 и др.] климат каргинского времени был холоднее и суше современного, а во второй его половине происходила существенная флуктуация. Отмечались периоды близкие к климату ледниковых эпох – ранее (45-43 тыс. л. н.) и конощельское (33-30 тыс. л. н.) похолодания [11]. На протяжении холодных климатических фаз каргинского времени происходила активация эоловых процессов и формирование пустынных ландшафтов, в теплые периоды – их затухание и закрепление полынно-травянистой растительностью. Данный факт

подтверждается присутствием мощных (более 40 м) пакетов дюнных отложений с перекрестными структурами в составе 65-метровой террасы р. Вилюй (разрез № 052-058) [15]. Данные радиоуглеродного датирования показывают (разрез № 052-058 – MPI-84 –  $34800 \pm 2000$ ; MPI-895 –  $33100 \pm 1700$ ; MPI-94 –  $35500 \pm 2000$ ) [24], что дюнные пакеты формировались в конце каргинского времени в интервале 44-27 кал. тыс. л. н. и соотносятся с холодными его периодами. Согласно палинологическим данным (разрез № 052-058), в спорово-пыльцевых спектрах дюнных отложений пыльца и споры практически отсутствуют. В тонких (1-5 мм) палеопочвенных прослоях, разделяющие покровные песчаные отложения и соответствующие более теплым периодам, преобладают травянистые растения с доминированием полыней, осоковых, злаковых, гвоздичных и амарантовых. В окружении позднекаргинских дюнных массивов были распространены мозаичные степные сообщества основными ассоциациями которых являлись злаково- и разнотравно-полынные группировки [21]. По мнению некоторых исследователей, позднекаргинские степи имели высокий травостой и были высокопродуктивны, судя по обитанию в это время травоядной мамонтовой фауны [4, 21]. Степные участки чередовались с небольшими пространствами лиственничных лесов с примесью сосны и ели. В более благоприятные теплые периоды каргинского времени в Центральной Якутии увеличивалась роль древесных пород [3, 21].

**Сартанский этап.** В этот период происходит еще большее нарастание континентальности, сокращение атмосферных осадков и иссушение климата. Отмечается сокращение площадей, занятых лесом и увеличение открытых пространства, занятых полынно-злаково-разнотравные сообществами, остепненными березовыми и лиственничными лесами (колки), заросли ерника из берез тощей и кустарниковой. Как и в каргинское время, наблюдались мелкоциклические колебания климата [1, 2, 3, 12, 20, 25 и др.]. К этому интервалу (22-12.8 тыс. л. н.) относится масштабное формирование эоловых ландшафтов Центральной Якутии.

О сухих и очень холодных климатических условиях сартанского периода свидетельствует распространение в отложениях дьолкуминской свиты фаций сухого эолового осаднения – разрезы № 366, тукулан Кысыл-Сыр; № 537, Песчаная гора; № 047 тукулан Махатта; № 180, долина р. Суола, № 493 Усть-Ботуамское обнажение [7, 8, 16, 17, 18]. Рыхлое сложение и высокая пористость указывает на воздушное осаднение частиц; крайне низкая льдистость и практически полное отсутствие растительных остатков свидетельствует о климатических условиях холодной пустыни [9]. На основании данных абсолютного датирования [7] установлено, что в пределах первой надпойменной террасы р. Вилюй (разрез № 366), кердёмской и бестяхской террас р. Лены основной объем эоловых дюнных отложений сформировался в интервале от 22000 до 17000 л. н. На отдельных участках бестяхской террасы (Усть-Буотамское обнажение, разрез № 493) за это время накопилось более 70 м дюнных песков.

В сартанский период выделяют несколько этапов:

1) *Термический минимум сартанского периода* (20000-18000 л. н.) приходится пик максимального опустынивания. На протяжении этого времени реконструируется практически полное исчезновение древесной растительности и распространение холодных степей, а также открытых песчаных незакрепленных пространств и каменистых полупустынь [17]. Данный факт подтверждается практически полным отсутствием спор и пыльцы в спектрах (долина нажного течения р. Вилюй – разрез № 366, палинозона PZII, разрез № 047 интервал 1-7.1 м; долина р. Суола – разрез № 180, интервал 0.9-12.2 м) [19]. Исключения составляют тонкие 0.2-3 (4) см прослой (палеопочвы, периоды «стабилизации»), которые образовались в периоды небольшого смягчения климатических условий. В палиноспектрах доминируют травянистые сообщества с доминированием злаковых, полыни, амарантовых, отмечаются гвоздичные, крестоцветные, осоковые и др., а также пыльца березы *Betula sect. Nanae*, но концентрации в спектрах очень низкие (28-840 зерен/г), что говорит о плохой продуктивности. Также отмечается большое количество спор гриба *Glomus* и угольков,

указывающие на сухие обстановки осадконакопления, эрозии и локальных пожаров, которые способствовали активации эоловых процессов и последующей аккумуляции отложений.

Предположение о широком распространении позднеплейстоценового эолового рельефа подтверждается также на космических снимках Центральной Якутии, на которых идентифицируются многочисленные и разнообразные комплексы ископаемого эолового рельефа [6]. Их площадь, занимающая до половины всей территории, указывает на катастрофическую деградацию почвенно-растительного покрова и, соответственно, пастбищ [8].

2) *Беллинг-Аллередовский этап*. В период 14500-13000 л. н. в условиях смягчения климата (Беллинг-Аллередовское потепление) происходит затухание эоловой активности и закрепление эоловых ландшафтов травянисто-кустарничковыми ксерофитными группировками и островками древесной растительности [7].

3) *Позднее Дриасовый этап*. В период 12800-11800 л. н. произошло резкое Позднее Дриасовое похолодание и опустынивание, сопровождавшееся распространением дюнных массивов в пределах кердёмской и бестяхской террас р. Лены, в долине р. Вилюй и ее притоков [7].

К началу голоцена 11.8 тыс. л. н. не менее 45 % территории Центральной Якутии были покрыты эоловыми ландшафтами и супесчаными покровами практически без растительного покрова. В более увлажненных котловинах выдувания развиты степные сообщества. Дренажная сеть была в значительной мере нарушена эоловыми процессами. На остальной части территории за пределами песчаных покровов дьолкуминской свиты в условиях контрастного увлажнения сохранялись тундрово-степные обстановки, а также сообщества лесотундр кустарничковых тундр и березовых редколесий [8, 26].

**Голоцен.** Резкое потепление климата, начавшееся около 11.8 тыс. л. н., привело к существенному возрастанию количества осадков, увеличению обводненности и речного стока, затуханию эоловой активности и постепенному закреплению дюнных ландшафтов. Доминирующим типом растительности становятся лиственные леса с большим участием березы. Степные ценозы в разных районах Центральной Якутии исчезали из растительного покрова постепенно. Прослеживалась тенденция более длительного сохранения степных ландшафтов в юго-восточном направлении. В период 7-4 тыс. л. н. большая часть песчаных покровов дьолкуминской свиты в Центральной Якутии была уже закреплена развитым почвенно-растительным покровом, последней сукцессионной стадией которого стали сосново-толокнянково-брусничные леса [8].

Около 4 тыс. л. н., и особенно после 2.5 тыс. л. н., в регионе начинается похолодание и аридизация климата [8, 23], а также активизация пожаров. В совокупности данные факторы привели к активизации эоловых процессов и очередной (современной) фазе формирования дюнных ландшафтов. В дальнейшем происходит постепенное восстановление растительных сообществ после пожаров – увеличивается доля березы, которая затем вытесняется, преимущественно, *Pinus sylvestris*. Местами, возможно, были развиты березовые редколесья [17].

Во время Малого ледникового периода эоловые процессы в Центральной Якутии вновь активизировались. Абсолютные даты погребенных почвенных горизонтов и деревьев свидетельствуют о том, что возраст современных активных дюн Центральной Якутии не превышает 200-600 лет [24].

Таким образом, формирование эоловых ландшафтов в Центральной Якутии было длительным и многократным. Начало их зарождения и развития связано с ксеротермическими эпохами плейстоценовых оледенений, имело свое продолжение в неогляциальной эпохе голоцена и малом ледниковом периоде, и продолжается до сих пор. В достаточно теплые и влажные климатические периоды происходило зарастание и закрепление эоловых ландшафтов, формирование почв, которые в очередные холодные и сухие этапы подвергались дефляции. Данный фактор способствовал разрушению и исчезновению почвенно-растительного покрова, а также погребению (почв и деревьев) молодыми наносами.



*Работа выполнена в рамках научно-исследовательской работы проект № АААА-А20-120122290035-5 и частичной поддержки гранта РФФ № 21-17-00054*

Список литературы:

- [1] Андреев А.А., Климанов В.А. История растительности и климата Центральной Якутии в голоцене и позднеледниковье // Формирование рельефа, коррелятивных отложений и россыпей северо-востока СССР. – Магадан, Изд-во СВКНИИ ДВО АН СССР, – 1989. – С. 28–51.
- [2] Андреев А.А., Климанов В.А., Сулержицкий Л.Д. История растительности и климата Центральной Якутии за последние 11 000 лет // Геохронология четвертичного периода. – Москва, Наука, – 1992. – С. 112–117.
- [3] Андреев А.А., Климанов В.А., Сулержицкий Л.Д. История растительности и климата Центральной Якутии в позднеледниковье и голоцене // Ботанический журнал. – 2002. – № 7. – С. 86–98.
- [4] Боескоров Г.Г., Ноговицын П.Р., Марченко Е.Н., Белолобский И.Н., Степанов А.Д., Плотников В.В., Протопопов А.В., Щелчкова М.В., Плихт Й. Ван Дер, Соломонов Н.Г. Новые данные о млекопитающих мамонтовой фауны бассейна средней Лены (Якутия; Национальный парк «Ленские столбы» и прилегающие территории) // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 469. – № 2. – С. 190–194.
- [5] Величко А.А. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн. лет. – Москва, ГЕОС, – 1999. – 260 с.
- [6] Галанин А.А. Дистанционное картографирование дюнного рельефа Центральной Якутии // Вестник Северо-восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. Сер., Науки о Земле. – 2020. – № 2. – С. 32–39.
- [7] Галанин А.А. Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение // Криосфера Земли. – 2021. – Т. XXV. – № 1. – С. 3–34.
- [8] Галанин А.А., Павлова М.Р. Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) Центральной Якутии (Часть 2) // Криосфера Земли. – 2019. – Т. XXIII. – № 1. – С. 3–16.
- [9] Галанин А.А., Павлова М.Р., Шапошников Г.И., Лыткин В.М. Тукуланы: песчаные пустыни Якутии // Природа. – 2016. – № 11. – С. 44–55.
- [10] Гитерман Р.Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии // Труды ГИН АН СССР. – Москва, – 1963. – Вып. 78. – 192 с.
- [11] Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – Москва, Наука, – 1974. – 255 с.
- [12] Климанов В.А., Шофман И.Л. О климатических изменениях верхнего плейстоцена и голоцена Западной Якутии // Современное осадконакопление и четвертичный морфолитогенез Дальнего Востока. – Владивосток, ДВНЦ АН СССР, – 1982. – С. 38–47.
- [13] Колпаков В.В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. АН СССР. – Москва, Наука, – 1983. – № 52. – С. 123–131.
- [14] Павлов П.Д., Мальцев Э.П. Изученность тукуланов Центральной Якутии и задачи их дальнейших исследований // Природа и хозяйство Сибири. – Якутск, – 1977. – С. 57–58.
- [15] Павлова М.Р. Литолого-фациальная характеристика отложений 65-метровой цокольной террасы реки Вилюй (Центральная Якутия) // Материалы XI Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Геология в развивающемся мире». – Пермь, – 2018. – Том 2. – С. 280–283.
- [16] Павлова М.Р., Галанин А.А., Шапошников Г.И., Рудая Н.А. Особенности осадконакопления и палинологическая характеристика позднечетвертичных отложений долины реки Суола (Центральная Якутия) // Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Москва, ГЕОС, – 2017. – С. 294–295.
- [17] Павлова М.Р., Рудая Н.А., Галанин А.А., Шапошников Г.И. Строение и динамика развития дюнных массивов Вилюйского бассейна в позднечетвертичное время (на примере тукуланов Махатта и Кысыл-сыр) // Сибирский экологический журнал. – 2017. – Т. 24. – № 4. – С. 473–486.
- [18] Павлова М.Р., Шапошников Г.И. Особенности строения и генезиса третьей надпойменной террасы р. Лена в среднем течении (на примере Харыялаского обнажения), Центральная Якутия // Материалы XIII международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Геология в развивающемся мире». – Пермь, – 2020. С. 188–191.

[19] Павлова М.Р. Палинологическая характеристика дьолкуминской свиты (верхний плейстоцен) долины нижнего течения р. Виллой (Центральная Якутия) // Материалы XXIV Международного научного симпозиума имени академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр». Томск, Изд-во Томского политехнического университета, – 2020. – С. 38–39

[20] Позднечетвертичные растительность и климаты Сибири и Российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных) / под ред. П.М. Андерсон, А.В. Ложкина. – Магадан, СВНЦ ДВО РАН, – 2002. – 369 с.

[21] Томская А.И. Палинология кайнозоя Якутии. – Новосибирск, Наука, – 1981. – 224 с.

[22] Томская А.И. Климат позднеледниковья и голоцена Якутии (по палинологическим данным) // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. – Москва, – 1989. – С. 109–116.

[23] Фотиев С.М. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене // Криосфера Земли. – 2006. – Т. 10. – № 2. – С.3–26.

[24] Шапошников Г.И., Галанин А.А., Лыткин В.М., Павлова М.Р. Абсолютные датировки радиоуглеродной лаборатории ИМЗ СО РАН с 2015 по 2017 гг. // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. – 2019. – Том 24. – № 3. С. 39– 49.

[25] Шофман. И.Л., Прокопчук Б.И., Пахомов М.М. Стратиграфия отложений изменения растительности антропогена бассейна р. Мархи (Якутия) // Геология и геофизика. – 1964. – № 9. – С. 67–77.

[26] Andreev A.A., Grosse G., Schirrmeiser L., Kuznetsova T.V., Kuzmina S.A., Boborov A.A., Tarasov P.E., Novenko E.Y., Meyer H., Derevyagin A.Y., Kienast F., Bryantseva A., Kunitsky V.V. Weichselian and Holocene palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island, New Siberian Archipelago, Arctic Siberia // Boreals. – 2009. – V. 38. – P. 72–110.

## ЛЁССОВО-ПОЧВЕННАЯ СЕРИЯ РАЗРЕЗА ЭЛИСТА (РЕСПУБЛИКА КАЛМЫКИЯ)

**П.Г. Панин**

Институт географии РАН, Москва, Россия, pgranin@igras.ru

## LOESS-SOIL SEQUENCE OF THE ELISTA SECTION (REPUBLIC OF KALMYKIA)

**P.G. Panin**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Основной генезис четвертичных отложений Республики Калмыкия – морской, только небольшая ее часть территории занята лёссовым покровом [3]. В данной работе представлены первые результаты обследования палеопочв в лёссово-почвенной серии разреза Элиста (N 46.3199883; E 44.318646). Ранее, в Республике наибольший интерес у исследователей вызывали палеопочвы периода голоцена [4, 5]. Эти работы позволили реконструировать климатическую и экологическую обстановки прошлых эпох. Палеопочвы, относящиеся к более древним периодам – плейстоцену, в районе исследования практически не изучены. Поэтому целью этой работы является расширение знаний о строении палеопочв и их распространении на территории Восточно-Европейской равнины [8, 9, 10].

Разрез Элиста был обследован в действующем карьере, расположенном в черте одноименного города. Предварительно здесь вскрываются пять уровней палеопочв (рис. 1а). Одна из палеопочв, хорошо выражена в стенке карьера и, возможно, относится к межледниковому периоду. Другие палеопочвы эродированы и имеют слабые оттенки почвообразования. В расчистке, вскрытой в 2021 году, детально описан мощный профиль коричневой палеопочвы, состоящей из горизонтов А-АВу-ВСку (на рис. 1 обозначена PS-E) и лёссовых отложений, вмещающих эту палеопочву.

При полевом обследовании вдоль разреза каждые 4 см проводили измерение магнитной восприимчивости (МВ) прибором ПИМВ, с этой же частотой были отобраны образцы на физико-химические анализы. Дополнительно, для интерпретации возраста и микростроения палеопочв отбирали образцы на ОСЛ датирование и штуфы для микроморфологического обследования. В рамках этой статьи обсуждаются результаты только значения МВ и морфологическое строение разреза. Остальные показатели будут приведены в следующих работах по мере их готовности.



Рис. 1. Разрез Элиста: а – общий вид лёссово-почвенной серии разреза, стрелками обозначены уровни почвообразования и направление склона; б – расчистка 2021 года.

Гор. А (рис. 1b, 2a) представлен легким суглинком коричневого цвета (7.5YR4/4), бурно вскипает, видны редкие включения сростков гипсовых кристаллов в форме круглых конкреций. Такие формы гипса равномерно распределены в вышележащем лёссовом слое, их диаметр составляет 1-5 см (рис. 2b). Крупные кристаллы гипса формируются в аридных условиях, с постоянным притоком воды, которая скапливалась в понижениях исследуемого склона. Скорее всего, гипсовые кристаллы – это результат почвообразования вышележащей палеопочвы, вследствие чего часть гипса проникла в гор. А (рис. 2c). В этом горизонте значения МВ варьируют в пределах  $5,356-8,642 \cdot 10^{-4}$  СИ, когда как в лёссе эти значения составляют  $1,616-2,697 \cdot 10^{-4}$  СИ.

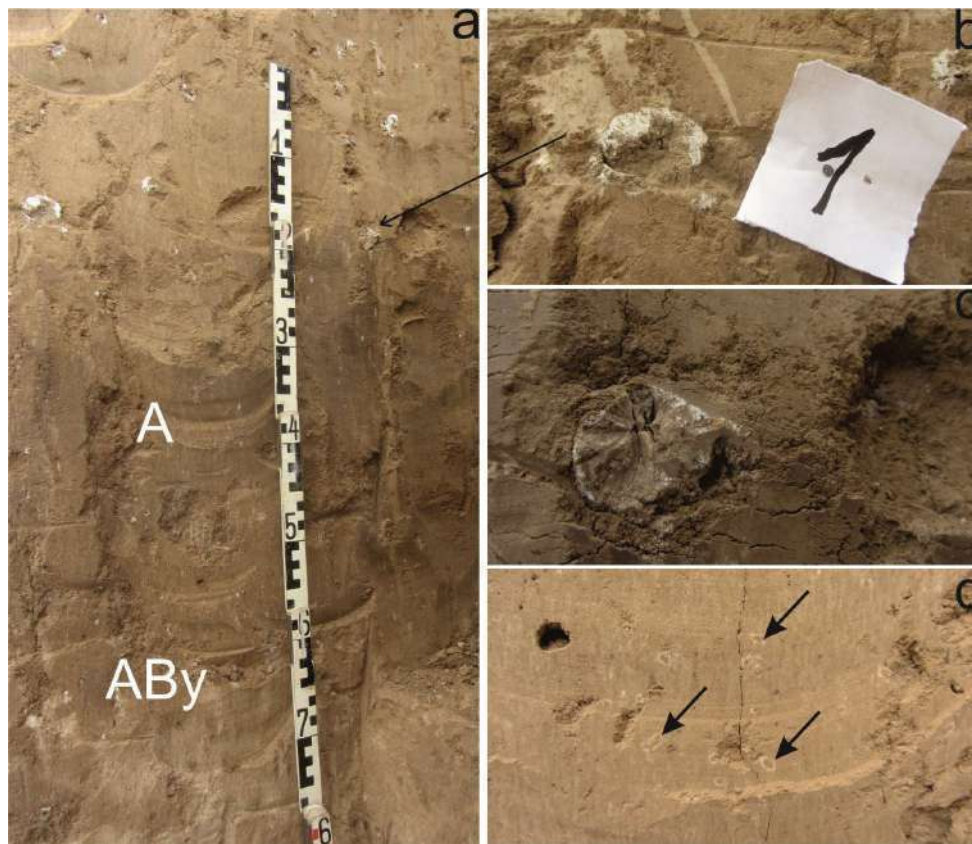


Рис. 2. Профиль салынской межледниковой палеопочвы (а), гипсовые новообразования в лёссе (b) и гумусированном горизонте (c), следы древних ходов насекомых или корнеходы, окаймленные белесым материалом (d).

Гор. АБу светло-бурого цвета (7.5YR5/4), здесь гипсовые конкреции редкие, их диаметр уменьшается до 1 см. В этом слое заканчиваются трещины, которые выходили из вышележащего лёсса и пронизывали полностью гор. А. В гор. АБу обнаружена кротовина диаметром 8 см (рис. 1b), заполненная светло-палевым материалом из нижележащее гор. ВСку. Значения МВ высокие  $4,561-5,431 \cdot 10^{-4}$  СИ, что подтверждает ее интенсивную переработку почвообразованием. Здесь же видны темно-серые примазки и подтеки, идентичные гор. А.

Гор. ВСку в отличие от гумусированных гор. А (32 см) и АБу (17 см) наиболее мощный - 77 см. Горизонт светло-палевого цвета (7.5YR6/4), обильна белесая присыпка, слой бурно вскипает, есть темно-серые примазки и редкие гипсовые конкреции округлой формы. В горизонте фиксируются пятна диаметром 2-3 мм, палевого цвета, окаймленные белесым материалом, возможно, это древние ходы насекомых или корнеходы (рис. 2d). Здесь значения МВ резко уменьшаются до  $1,906 \cdot 10^{-4}$  СИ, и практически эти значения не меняются по всему горизонту.

Подстилают палеопочву три уровня лёссовых слоя (I, II, III) (рис. 1b). Первый, непосредственно лежащий под палеопочвой, имеет мощность 162 см, второй – 72 см, третий – 82 см.

I лёсс палевый с буроватым оттенком (7.5YR5/6), пористый, видны белесые окружности идентичные гор. ВСку. Слой пронизывают тонкие вертикальные трещины темно-серого цвета, есть примазки такого же цвета. Значения МВ уменьшаются вниз по слою  $1,727-2,648 \cdot 10^{-4}$  СИ.

II лёсс палевый с сизоватым оттенком (10YR5/8), верхняя его часть, мощностью 24 см, слоистая. Прослой белесые, волнистые, горизонтальные, представлены легким суглинком толщиной до 1 мм, возможно, сформированы водными потоками. Предположительно на этом уровне были поверхностные горизонты палеопочвы. Это предположение подтверждается трещиной, выходящей из этих слоёв. Бурый материал, который заполняет эту трещину, в разрезе не прослеживается. Вниз по слою количество мицелярного карбоната увеличивается, появляются гипсовые кристаллы, представленные в виде пластинок, которые формируют продолговатые конкреции диаметром до 1 см. Здесь обильны темно-серые Мп примазок. Значения МВ на уровне слоистости варьирует в пределах  $1,725-1,962 \cdot 10^{-4}$  СИ, в самом слое эти значения составляют  $2,076-2,784 \cdot 10^{-4}$  СИ.

III лёсс палевый с сероватым оттенком (7.5YR6/6), бурно и продолжительно вскипает. Включения гипсовых кристаллов не формируют конкреций, как например, в вышележащих слоях. На уровне III лёсса заканчиваются трещины, выходящие из лёсса II. Здесь также обильны темно-серые Мп примазки, появляются карбонатные конкреции диаметром до 1 см. Возможно, это связано с процессами оглеения, которые вызвали грунтовые воды, а карбонаты фиксируют границу испарения этих вод. Значения МВ в этом слое увеличивается до  $3,252 \cdot 10^{-4}$  СИ, что может свидетельствовать о наличии палеопочвенных процессов.

Предварительно можно сделать следующие выводы:

В расчистке 2021 года четко выделяется межледниковая палеопочва, которая представлена ярко выраженным профилем, состоящим из серии горизонтов [2, 9]. Наличие кротовины и мощность гумусированных горизонтов, указывает на степной характер формирования палеопочвы. Гипсовые кристаллы в гор. А образованы после его захоронения, когда как в гор. АБу и ВСку эти новообразования могли быть первичными. Данное строение профиля характерно для современных каштановых и темно-каштановых солонцеватых и солончаковатых почв, которые в настоящее время в районе исследования составляют почвенный покров [1]. Схожесть в строении почв предполагает, что климатические условия, в которых они формировались, были одинаковы. Согласно хроностратиграфической схеме Величко и др. [2] в лёссово-почвенной серии, близлежащей к современной почве является салынская межледниковая палеопочва (МИС 5e). На юге Восточно-Европейской равнины эта палеопочва имеет степной тип почвообразования [8]. Все это дает нам возможность

предположить, что в разрезе Элиста ярко выраженная палеопочва может соответствовать салынской палеопочве микулинского межледниковья.

Над салынской палеопочвой формируется почвенный профиль с крупными гипсовыми кристаллами, которые ранее отмечали в лёссово-почвенных разрезах Приазовья [8]. Новообразования гипса характерны для палеопочв мезинского педокомплекса и брянской палеопочвы [6, 8]. Учитывая, что в разрезе Приазовья уровень брянской палеопочвы (МИС 3), мог соответствовать интервалу МИС 5а [7], то можно предположить, что в разрезе Элиста уровень почвообразования над салынской палеопочвой может соответствовать интервалам МИС 3 или МИС 5а.

Под салынской палеопочвой прослеживаются два уровня почвообразования, где почвенные профили были эродированы. Предположительно эти уровни можно сопоставить с отложениями среднего плейстоцена.

В настоящее время сложно утверждать о возрасте палеопочв разреза Элиста без подтвержденных данных ОСЛ датирования. Но последовательность и строение палеопочв, а также сопоставление их с уже изученными разрезами на территории Восточно-Европейской равнины, позволяет предполагать стратиграфическое положение палеопочв в интервале четвертичного периода.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и ГФЕН Китая в рамках научного проекта №20-55-53003 и по теме государственного задания ИГ РАН № 0148-2019-0005.*

Список литературы:

- [1] Быкова Е.П., Урусевская И.С. Каштановые и темно-каштановые солонцеватые и солончаковатые почв // Под ред. С.А. Шобы. Национальный атлас почв Российской Федерации. М.: Астрель: АСТ. - 2011. - С. 150-151.
- [2] Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные черты почвообразования в плейстоцене на Восточно-Европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация // Под ред. В.Н. Кудеярова, И.В. Иванова. Эволюция почв и почвенного покрова. Москва: ГЕОС. - 2015. - С. 321-337.
- [3] Застрожных А.С., Шкатова В.К., Минина Е.А., Тарноградский В.Д., Круткина О.Н., Красоткин С.И., Гусев Е.А. Новая карта четвертичных отложений масштаба 1:2 500000 территории Российской Федерации // Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты. - 2011. - Том 1. - С. 209-211.
- [4] Alekseeva T., Alekseev A., Maher B.A., Demkin V. Late Holocene climate reconstructions for the Russian steppe, based on mineralogical and magnetic properties of buried palaeosols // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2007. – Vol. 249(1–2). – P. 103-127.
- [5] Golyeva A.A., Chichagova O.A., Tsutskin Y.V. Buried paleosols in balks of Kalmykiya as a record of late Holocene nature and society interaction // *Quaternary International*. – 2003. - Vol. 106–107. – P. 103-109.
- [6] Makeev A., Lebedeva M., Kaganova A., Rusakov A., Kust P., Romanis T., Yanina T., Kurbanov R. Pedosedimentary environments in the Caspian Lowland during MIS5 (Srednaya Akhtuba reference section, Russia) // *Quaternary International*. – 2021. - Vol. 590. - P. 164-180.
- [7] Mazneva E., Konstantinov E., Zakharov A., Sychev N., Tkach N., Kurbanov R., Sedaeva K., Murray A. Middle and Late Pleistocene loess of the Western Ciscaucasia: Stratigraphy, lithology and composition // *Quaternary International*. - 2021. - Vol. 590. - P. 146–163.
- [8] Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D., Kononov Yu.M., Velichko A.A. Morphology and micromorphology of the loess-paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS 1 – MIS 17) // *Catena*. - 2018. - Vol. 168. - P. 79-101.
- [9] Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D., Velichko A.A. Micromorphology of the Late and Middle Pleistocene paleosols of the central East European Plain // *Geography, Environment, Sustainability*. - 2019. - V. 12(1). - P. 34-62.
- [10] Panin P.G., Filippova K.G., Bukhonov A.V., Karpukhina N.V., Kalinin P.I., Ruchkin M.V. High-resolution analysis of the Likhvin loess-paleosol sequence (the central part of the East European Plain, Russia) // *Catena*. - 2021. - Vol. 205. - 105445.

**ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ  
В ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ****А.Ю. Петров, А.А. Томилов, Н.А. Костромина, Л.А. Савельева, А.В. Васильева,  
В.Ю. Кузнецов**Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,  
a.y.petrov@spbu.ru**POSSIBILITIES OF APPLYING NEURAL NETWORKS  
IN PALYNOLOGICAL ANALYSIS****A.Yu. Petrov, A.A. Tomilov, N.A. Kostromina, L.A. Savelieva, A.V. Vasilieva, V.Yu. Kuznetsov**  
St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia**Введение**

Палинологический анализ является неотъемлемым инструментом для получения данных о палеорастительности и палеоклиматах. Однако, это требует длительных временных затрат квалифицированного специалиста-палинолога. Задача автоматизации распознавания пыльцевых зерен решается уже с конца 1960-х [4]. За последние 10-15 лет, в связи с активным развитием цифровых технологий, был достигнут значительный прогресс в этом направлении, при этом подавляющее большинство работ представлено зарубежными авторами. Были предложены разнообразные методы, основанные на выделении и описании морфологических и текстурных признаков зерен (длина полярной оси, длина экваториальной оси, вес кольпуса, толщина экзины, цвет и т.д.), показавшие точность классификации около 90% для неповрежденной пыльцы [5]. Однако исследования последних лет показали, что использование программных комплексов на базе искусственных нейронных сетей (ИНС) дают наилучший результат с точностью до 97% для неповрежденной пыльцы [3]. ИНС – это взаимосвязанная система процессоров (искусственных нейронов), каждый из которых представляет собой достаточно простую функцию. Каждый процессор подобной сети имеет дело с сигналами, которые он получает и посылает другим процессорам. Будучи соединёнными в достаточно большую сеть с управляемым взаимодействием, такие по отдельности простые процессоры вместе способны выполнять сложные задачи. Важно, что в процессе обучения ИНС самостоятельно выделяет характерные визуальные признаки для соответствующего класса.

Для палеогеографических целей наибольший интерес представляет распознавание ископаемой и поврежденной пыльцы. Такая попытка предпринята в работе [2], где был описан подобный классификатор на базе ИНС, дающий точность более 80%.

Все вышеописанные решения представляют собой классификатор, который определяет принадлежность к тому или иному классу (виду, роду) уже централизованного и увеличенного до пределов изображения пыльцы. Но они не решают проблему детектирования, то есть определения границ пыльцевого зерна непосредственно на фотоснимке слайда, где в поле зрения могут находиться несколько пыльцевых или спорных зерен, а также другие микроскопические объекты, например, непыльцевые палиноморфы. В данной работе показаны результаты по созданию и модификации программы, совмещающей в себе как детектор, определяющий положение изображения пыльцевого или спорного зерна, так и классификатор, определяющий принадлежность к определенному таксону.

**Материалы и методы**

Для обучения и проверки создаваемой программы было выбрано пять типов пыльцы и спор: *Lycopodium*, *Pinus*, *Picea*, *Betula* и *Sphagnum*.

Используемые в работе [1] обучающий и проверочный наборы данных, включающие изображения соответственно 450 и 250 зерен пыльцы и спор из болотных и озерных отложений, в настоящей работе были дополнены. В обучающий набор добавлены изображения коллекционной неповрежденную пыльцы для 108 зерен *Pinus* и 58 зерен *Betula sect Albae*.

Для каждого зерна получена серия изображений от верхнего до нижнего края с шагом фокусного расстояния 2 мкм. Таким образом, обучающий и проверочный набор данных составили соответственно 7925 и 3980 изображений с разрешением 2592\*1944 пикселей. Проверочный набор данных был получен из образцов, которые не использовались для обучения ИНС.

Все изображения были получены с помощью светового микроскопа “Альтами БИО-1”, цифровой камеры с разрешением 5,1 Мп и программного обеспечения AltamiStudio. Разметка (указание положения зерна на фото и присвоение класса этому объекту) производилась с помощью онлайн ресурса <https://app.supervise.ly/>. Набор данных был дополнительно размечен с целью выделению всех пыльцевых и споровых зерен помимо 5 выбранных видов. Однако эти дополнительные отметки не были использованы в процессе обучения ввиду малого их количества и низкой статистической значимости.

### **Описание архитектуры ИНС и процесса обучения.**

В качестве архитектуры был выбран компромиссный вариант между точностью и простотой реализации - архитектура `single-shot multi-box detector (SSD)`. За основу брался готовый код с ресурса `git-hub.com` с открытыми лицензиями и модифицировался (<https://github.com/amdegroot/ssd.pytorch>; <https://github.com/NVIDIA/DeepLearningExamples/tree/master/PyTorch/Detection/SSD>).

Структура ИНС типа SSD состоит из двух частей:

- блок, выделяющий характерные признаки на изображении;
- блок одновременной классификации и выделения рамочки для объекта; в дополнение к структуре, использованной в работе [1], был добавлен оператор сравнения положения выделенной нейросетью рамочки с данными ручной разметки, основанный на использовании коэффициента Жаккара. Это привело к отсеиванию ложноположительных ответов и сбору более корректной статистики.

Первый блок строится на основе ИНС, которые хорошо показали себя в прошлом на задачах классификации изображений (VGG, ResNet и пр.). Основу этого блока составляют свертки с обучаемым ядром и функции пулинга (уменьшения пространственного разрешения). Задача второго блока, используя результат работы первого, определить наиболее подходящую рамочку и для нее определить один из N классов (количество классов пыльцы + нулевой класс для фона).

Структуру обучения ИНС можно представить следующим образом:

- изображения считываются и сжимаются до размеров 300\*300. Далее изображение рассматривается как массив чисел 3\*300\*300, где 3 - это RGB каналы изображения;
- из изображений формируется пакет (батч) и подается на вход ИНС;
- на выходе ИНС получается массив рамок для объектов на изображениях и соответствующие им классы;
- положения и классы сверяются с известными из разметки и получается значение функционала ошибки;
- значения всех параметров ИНС обновляются с использованием методики обратного распространения ошибки.

Проверка сходимости ИНС делается на валидационной выборке данных, на которой не осуществлялось обучение. При этом оценивалось значение функционала ошибок на валидационной выборке. Если эта величина прекращала уменьшаться (или начинала расти) в течение определенного количества итераций, обучение прекращалось.

Важно отметить, что для улучшения обобщающих свойств ИНС применялись приемы аугментации данных (т.е. искусственного расширения набора данных), а именно: небольшие случайные от примера к примеру изменения резкости, яркости и цветовой насыщенности изображений, сдвиги, повороты на случайный угол, зеркальные отражения, а также случайное вырезание (crop) кусочка изображения, случайное добавление гауссового шума, размытостей на изображении, а также добавление случайного количества прямоугольников случайных размеров и цветов. В совокупности эти приемы позволяют получить

инвариантность детектора к положению и вращению пыльцы, изменениям освещенности и баланса белого, а также для улучшения обобщающей способности к появлению загрязнителей на образце.

### Результаты и обсуждение

В качестве основной метрики для анализа качества работы ИНС для классификации пыльцевых и споровых зерен использовалась матрица ошибок, полученная на тестовом наборе данных (рис. 1).

В строках матрицы представлено то, как истинные отметки (True Labels) соответствующего класса распределены между классами, которые им присвоила ИНС. В столбцах же, наоборот, представлено как предсказанные нейросетью отметки (Predicted Labels) распределены между истинными отметками. Чем более диагональной получается матрица, тем точнее работает классификатор, и наоборот. Важным является рассмотрение класса «Ground» (фон). Ошибочным будет невыделение пыльцы при ее действительном наличии (столбец «Ground»). При этом отдельно стоит рассмотреть строку «Ground» матрицы ошибок. Она отражает количество примеров, для которых ИНС предсказала наличие объекта (пыльцы или спор) при его отсутствии. Наибольшее число таких ошибок в процентном отношении наблюдается для классов *Sphagnum* и *Betula*, когда нейросеть, вероятно, воспринимает некоторые объекты круглой формы (пузырьки воздуха и пр.) как пыльцевое или споровое зерно. А также для класса *Picea*, что связано, вероятно, с наличием на слайдах большого количества мелких фрагментов *Picea*, которые остались невыделенными при ручной разметке. Бороться с подобными ошибками можно увеличивая разрешение изображений для большей детализации, и выделением мелких фрагментов *Picea* в отдельный класс.

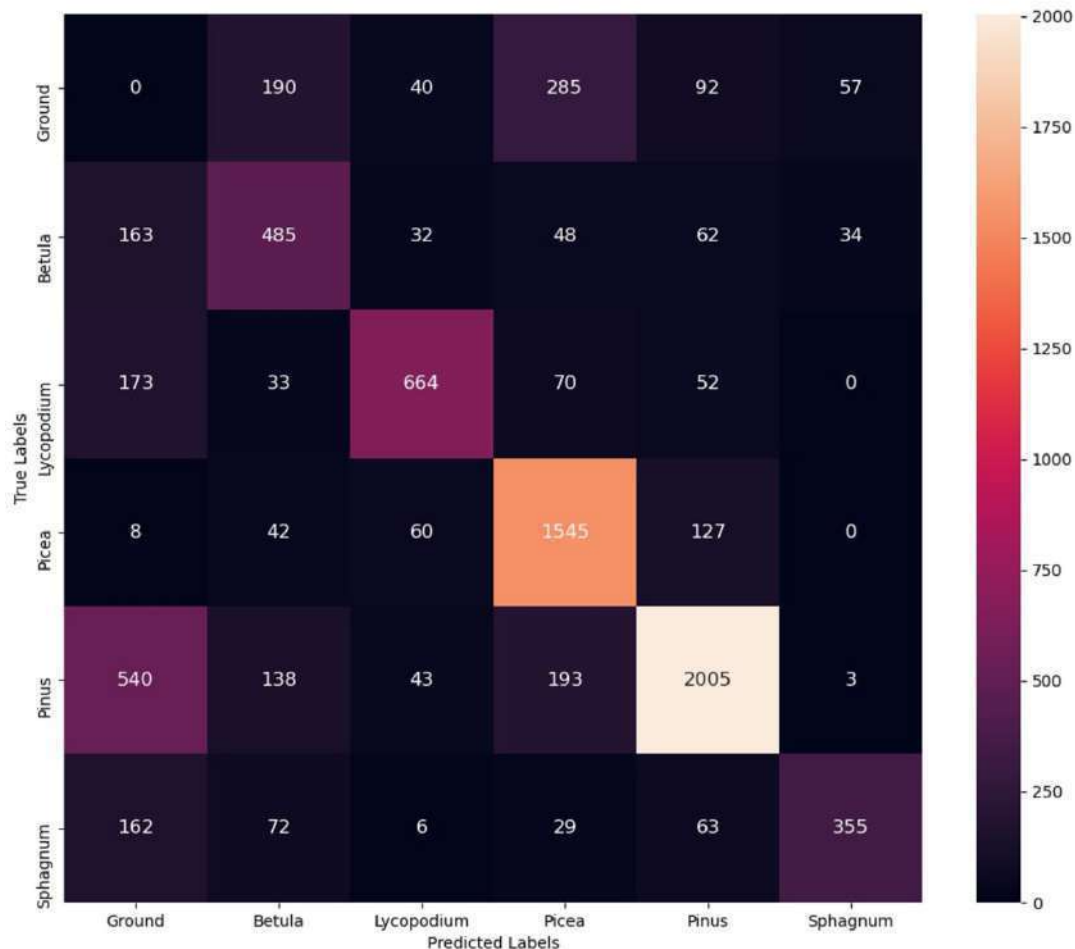


Рис. 1. Матрица ошибок.



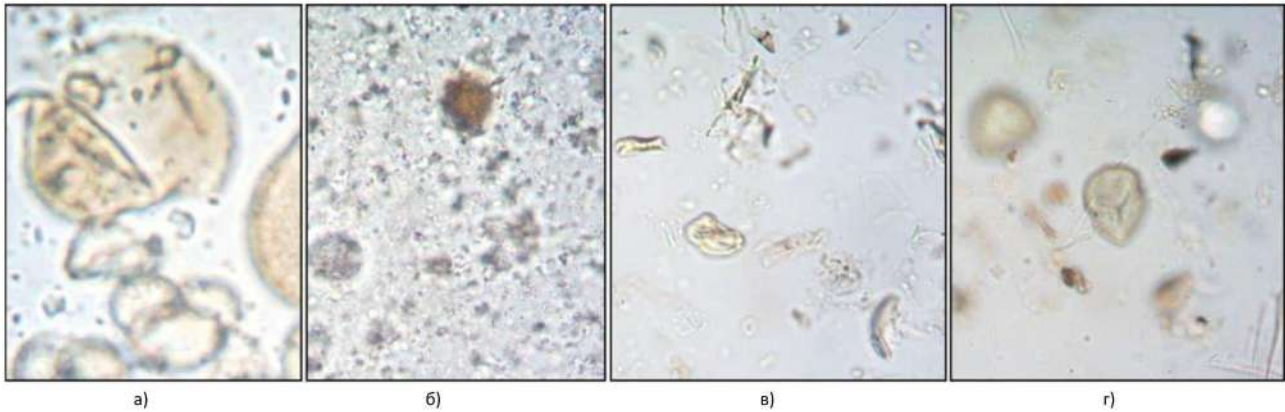


Рис. 2. Фрагменты изображений из проверочного набора данных. а) *pinus* и *picea*, в фокусе нижний край зерен; б) *lycopodium* с минеральными микрофрагментами; в) поврежденное зерно *betula*; г) *sphagnum*.

Построчно анализируя матрицу ошибок на рис. 1, можно отметить, что наилучший результат в плане точности ИНС показывает для класса *Picea* (86,7%). Это можно объяснить большими размерами зерен и характерным цветом. Для классов *Sphagnum* и *Betula* точность варьируется в пределах от 52% до 59%, что связано с небольшими размерами самих зерен и сжатием исходного изображения с 2592\*1944 до 300\*300 пикселей, что уменьшает изображения самих зерен до размеров примерно 20\*20 пикселей. При таком разрешении нейронной сети недостаточно данных для выделения характерных признаков. При интерпретации полученных результатов необходимо отметить, что для каждого зерна получена серия изображений с шагом фокусного расстояния 2 мкм, но на вход нейронной сети изображения подаются в случайном порядке. На изображениях, которые близки к крайним точкам зерен, все пыльцевые и споровые объекты находятся в сильном расфокусе, а при приближении к нижнему краю в фокусе проявляются минеральные включения. Также необходимо учитывать, что на палинологических слайдах из ископаемых образцов присутствует значительное количество прочих микроскопических объектов (примеры на рис. 2). Все это в совокупности усложняет задачу корректного детектирования и классификации. Улучшить точность распознавания можно увеличением разрешения изображений и использованием подхода, основанного на рекуррентных нейронных сетях [3]. При этом серия изображений фиксированной длины обрабатывается сверточным блоком совместно, используя информацию о глубине.

### Заключение

В ходе проделанной работы были собраны и вручную размечены два набора данных: тренировочный и тестовый. На тренировочном наборе данных была обучена ИНС, способная как находить положение пыльцы и спор на изображении, так и классифицировать ее с точностью более 70%. Найден способ отсеивания ложноположительных ответов для получения корректной статистики. С целью развития данного опыта планируется:

- внедрение элементов трехмерной сверточной нейронной сети для работы с сериями изображений пыльцевого зерна;
- обучение ИНС на большем изображении 424\*424 вместо 300\*300;
- расширение количество классов.

На основе представленных результатов возможно создание программно-аппаратного комплекса на базе микроскопа, который автоматически сканирует подготовленные слайды, определяет типы пыльцы и спор, и ведет их статистический учет. Таким образом, разработка и внедрение ИНС в практику спорово-пыльцевого анализа позволит (частично или полностью) автоматизировать работу палинолога и повысить точность и независимость определения типов пыльцы и спор.

Список литературы:

- [1] А.Ю. Петров, А.А. Томилов, Л.А. Савельева, Н.А. Костромина, А.В. Васильева, В.Ю. Кузнецов. Применение нейронных сетей к задаче обнаружения и классификации микрофоссилий // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. онлайн-сессии, 19–22 апреля 2021 г. [электронный ресурс] / Под ред. Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой, О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгина. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2021. – С. 361-365
- [2] Bourel B., Marchant R., Garidel-Thoron T., Tetard M., Barboni D., Gally Y., Beaufort L. Automated recognition by multiple convolutional neural networks of modern, fossil, intact and damaged pollen grains // Computers and Geosciences. 2020. Vol. 140. 104498.
- [3] Daood A., Ribeiro E., Bush M. Sequential recognition of pollen grain Z-stacks by combining CNN and RNN // The Thirty-First International Florida Artificial Intelligence Research Society Conference. Melbourne, Florida, USA. May 21–23 2018. Published by The AAAI Press, Palo Alto, California., pp. 8–13.
- [4] Flenley J.R. The problem of pollen recognition // Clowes M.B., Penny J.P. (Eds.). Problems of Picture Interpretation. C.S.I.R.O, Canberra, 1968. P. 141–145.
- [5] Rodriguez-Damian M., Cernadas E., Formella A., Fernandez-Delgado M., Sa-Otero P.D. Automatic detection and classification of grains of pollen based on shape and texture // IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics, Part C (Applications and Reviews). 2006. Vol. 36. №4. P. 531–542.

**РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ШЕЛЬФА ЮГО-ВОСТОЧНОГО КРЫМА  
В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ**

**А.В. Поротов, В.И. Мысливец, В.Н. Коротаев**

МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва,  
alexey-porotov@yandex.ru; vlaskor@mail.ru

**THE DEVELOPMENT OF THE SHELF OF SOUTH-EASTERN CRIMEA  
IN THE LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE.**

**A.V. Porotov, V.I. Myslivets, V.N. Korotaev**

Lomonosov's Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow

В течение ряда лет МГУ им. М.В. Ломоносова и Институт океанологии им. П.П. Ширшова изучают рельеф, геологическое строение, состав позднечетвертичных и голоценовых отложений на участках шельфа Крымского полуострова [3]. Цель работ заключалась в том, чтобы получить представление о соотношении крупных черт рельефа с тектоническими структурами, выявить особенности строения шельфа, реконструировать особенности палеогеографического развития на фоне меняющихся условий послеледниковья – голоцена на базе сравнительного анализа результатов проведенных исследований отдельных районов.

Шельф Феодосийского залива и Керченского полуострова отличается отмелостью. Изобата 50 м лежит от берега на расстоянии 10–30 км. У берегов, особенно у мысов, рельеф равнины шельфа иногда неровный, местами с выступающими над водой денудационными останцами, как у горы Опук, и мелководными банками. Дальше в море рельеф равнины становится сглаженным; проявляются пологие возвышения, вытянутые с юго-запада на северо-восток.

Ширина шельфа меняется. Напротив Феодосийского залива максимальная ширина достигает 45 км, глубина внешнего края 90–100 м. Южнее мыса Чауда ширина шельфа уменьшается до 25–30 км; глубина внешнего края около 100 м. Далее на восток шельф снова расширяется, и к югу от Керченского пролива его ширина достигает 50 км. Глубина внешнего края различна, от 90 до 135 м; местами он представляет собой постепенный переход к континентальному склону. Южнее Таманского полуострова шельф снова сужается до 20 км; его бровка на глубинах 90–100 м выражена отчетливо, и в нее врезан крупнейший в этой части Черного моря Кубанский подводный каньон.

Складчатые сооружения Горного Крыма и Большого Кавказа с севера окаймляются Индоло-Кубанским прогибом. Керченско-Таманская область представляет собой поперечный

прогиб, который на севере открывается в Индоло-Кубанский прогиб, а на юго-западе в прогиб Сорокина, северным ограничением которого служит континентальный склон Крыма. На юге Керченско-Таманский прогиб отделен Барьерным поднятием от Туапсинского прогиба, протягивающегося вдоль Кавказской части континентального склона [5].

Прогибы заполнены майкопской толщей – глубоководными глинистыми отложениями, накопившимися в олигоцен-миоценовое время. Мощность отложений достигает 4–5 км; глубина залегания в прогибах достигает 4 км (то есть на 2 км глубже дна Черного моря), а в юго-западной части Керченского полуострова эти отложения выходят на поверхность [6]. Начиная с позднего миоцена глубина бассейна уменьшалась, и отложения этого и более молодого возраста представлены известняками сармата, мшанковыми рифовыми известняками мэотиса и другими более мелководными образованиями понтического и киммерийского возраста. В середине позднего плиоцена южная часть прогиба испытала инверсию, и территория стала сушей [5].

В новейшее время Керченский полуостров поднимался как единый блок, ограниченный разломами, несмотря на различия во внутреннем строении. Его юго-западная часть сложена с поверхности майкопскими глинами, которые перекрывают восточную периклиналию Крымского горно-складчатого сооружения и, таким образом, находится за пределами собственно Керченско-Таманского прогиба. На Керченском полуострове превышения холмистых антиклинальных гряд над днищами синклинальных долин достигают 100 м. Мощность верхнеплиоцен-четвертичных отложений в синклиналях составляет 70 – 90 м. Таманский полуостров, до недавнего времени представлявший собой архипелаг островов-антиклиналей, испытал поднятия меньшей амплитуды, а мощность новейших отложений в синклиналях составляет 120 – 130 м.

Это краткое рассмотрение истории геологического развития показывает наиболее существенное морфоструктурное различие шельфа Западного и Восточного Крыма: унаследование структурного плана предыдущих эпох в первом случае и гораздо более сложные отношения древних и неотектонических структур – во втором. В современном структурном плане западную часть Таманского и восточную часть Керченского полуострова, Керченский пролив и прилегающую часть шельфа Черного моря занимает складчатая область со сложным геологическим строением. Она представляет собой систему линейных антиклинальных зон, объединенных общими условиями формирования и структурно-тектоническими особенностями. Эти зоны прослеживаются с суши на шельф; мысы Чауда и Опук приурочены к участкам антиклиналей, сложенных устойчивыми породами.

С середины позднего плиоцена более интенсивные поднятия Керченского полуострова привели к оформлению морфологического контраста между сушей и прилегающим шельфом. Абразия берегов и дна разрушала известняки сармата и мэотиса и приводила к отступанию суши и оформлению выработанного шельфа. Его абразионно-денудационная поверхность имеет неровный характер, перекрыта маломощным (несколько метров, местами до 20 – 30 м) чехлом голоценовых, а кое-где и позднечетвертичных отложений и прерывистой полосой окаймляет берега Керченского и Таманского полуостровов. Абразионная поверхность развита также в Феодосийском заливе. Здесь донной абразии подвергаются майкопские глины, выходящие также на прилегающей суше севернее мыса Чауда.

Абразионные поверхности внутреннего шельфа с маломощным чехлом рыхлых отложений сменяются на глубинах 30–40 м пологоволнистыми аккумулятивными равнинами центральной и внешней зон шельфа. Мощность перекрывающих коренное основание морских, аллювиально-морских и континентальных отложений постепенно увеличивается к краю шельфа, достигая 100–130 м (Инженерная геология..., 1992). Волнистый характер равнины шельфа определяется присутствием валлообразных поднятий, вытянутых с северо-востока на юго-запад и продолжающих антиклинальные гряды, развитые на прилегающей суше. Относительная высота поднятий 5–7 м. Рыхлые отложения, облекающие гряды, смягчают их очертания. Гряды разделены синклинальными понижениями; к некоторым из них приурочены погребенные и затопленные продолжения речных долин суши.

Нашими исследованиями с применением акустического профилографа установлено, что вершинные поверхности этих антиклинальных гряд срезаны абразией и перекрыты толщей рыхлых отложений мощностью от 10 до 20 м; эти отложения в свою очередь состоят из верхней и нижней толщ, разделенных отчетливой отражающей границей.

Южнее Феодосийского залива в рельефе средней зоны шельфа между валообразными грядами прослеживаются долинообразные понижения. Эти понижения представляют ребристы разветвленной долинной сети, выходящей из Феодосийского залива [1,2]. Ряд признаков действительно указывают на следы флювиальных процессов в этом районе. Помимо ложбин на шельфе, об этом может говорить некоторая выпуклость к югу очертаний шельфа напротив залива. Это морфологические признаки авандельты. Вершина Феодосийского залива, с Золотым пляжем и понижением за ним, морфологически очень похожа на пересыпь лимана, а озеро Ачи и заболоченная низина вокруг него – на остатки этого лимана.

В четвертичное время крупных рек здесь не было, но в дочетвертичное, в позднем плиоцене, когда Азовского моря как бассейна не существовало, на Керченский полуостров протягивались реки, дренировавшие южный склон Украинского щита. Аллювиальная толща одной из этих рек сейчас представляет собой месторождение кварцевых стекольных песков, а лиманы Узунларский, Тобечикский и другие образовались в устьевых частях древних долин [2]. Возможно, комплекс форм на побережье и шельфе Феодосийского залива – результат деятельности позднеплиоценовой реки.

Выраженная в современном рельефе ложбина Керченского пролива прослеживается до глубин 40–55 м; ниже изобаты обрисовывают не ложбину, а выпуклость поверхности в сторону моря. В целом шельф к югу от Керченского пролива, за исключением прибрежной абразионной части, является аккумулятивным, сформировавшимся в результате накопления дельтовых и авандельтовых осадков пра-Дона во время регрессий бассейна. За позднеплиоцен-четвертичное время он выдвинулся в сторону моря на 40–45 км. Мощность осадочной толщи под краем шельфа составляет 2 тыс. м, а под континентальным склоном достигает 2,5 тыс. м [5]. Континентальная терраса в этом районе Черного моря имеет, таким образом, проградационный характер.

В отличие от пра-Дона, формировавшего дельту на внешнем шельфе, пра-Кубань, также впадавшая в регрессивные эпохи в Черное море, выносила наносы непосредственно на континентальный склон. В результате генерировались многочисленные мутьевые потоки, создавшие один из самых крупных в Черном море подводный каньон [6]. В целом шельф от Феодосийского залива до Анапы состоит из внутренней, абразионно-денудационной, равнины, средней части с затопленными фрагментами гидросети в синклинальных понижениях и абрадированными древними водоразделами гряд-антиклиналей и внешней, преимущественно аккумулятивной равниной древних дельт [1]. Напротив Феодосийского залива и южнее Керченского пролива внешняя часть шельфа имеет проградационный характер.

Изучение строения и формирования позднеплейстоцен-голоценовых отложений, рельефа дна и берегов Керченского пролива представляет интерес для рассмотрения широкого круга вопросов, связанных с оценкой влияния послеледниковой трансгрессии Черного моря на эволюцию рельефа дна и побережья пролива. Основными задачами проводимых исследований являлись изучение строения прибрежных отложений восточного побережья Керченского полуострова и прилежащего шельфа, корреляция геологических разрезов с геофизическими профилями и хронологическая привязка палеогеографических рубежей в истории развития побережья в голоцене.

В течение ряда лет сейсмоакустические исследования на шельфе дополнялись изучением строения прибрежных отложений на ряде аккумулятивных участков берега Керченского пролива [4]. На основе результатов литологического, биостратиграфического и геохронологического изучения материалов бурения проведено литолого-фациальное подразделение разрезов голоценовых отложений и выделены основные этапы развития

побережья за последние 7,0 тыс. лет. Палеогеографические исследования были дополнены сейсмоакустическим профилированием участка прибрежной акватории между косой Тузла и оз. Тобечик. Обзор современного состояния проблемы реконструкции изменения уровня Черного моря в позднем голоцене показал, что существующие данные не дают однозначной картины о количестве, возрастных границ и амплитудах трансгрессивно-регрессивных фаз в изменениях уровня моря за последние 5.0 тыс. лет. Существующие различия в предложенных моделях изменения уровня определяются как влиянием локальных неотектонических движений, так и рядом сложностей, обусловленных в первую очередь плохой сохранностью древних береговых линий, использованием для реконструкций различных косвенных, преимущественно литологических, индикаторов положения уровня моря (фашии береговых валов, лагунных торфов и т. п.), допускающих значительные погрешности при реконструкциях положения уровня моря. Использованный массив геохронологических данных основан на радиоуглеродных определениях возраста, выполненных по разным типам органического материала (раковины, древесина, торф) и в различных лабораториях на протяжении последних двух-трех десятилетий, что определяет дополнительную проблему соотнесения их между собой.

Обобщение результатов литолого-стратиграфического и геохронологического изучения толщ прибрежных отложений Черноморского побережья показывает, что за последние 6.0 тыс. лет, выявляются следы трех трансгрессивных фаз: 5.1-5.5, 4,2-3,5, 1,5-1,1 тыс. лет назад и последней, охватывающей последние 300 лет. В ходе трансгрессивной фазы около 4,2-3,5 тыс. л. н. уровень моря на тектонически активных участках побережья приближался к его современному положению или незначительно его превышал. Понижения относительного уровня моря в ходе отдельных регрессивных фаз, несмотря на сравнительно небольшие амплитуды оказывали влияние как на осадконакопление в прибрежно-морской зоне и лиманах, так и на морфодинамику береговой зоны.

Исследования прибрежных отложений на побережье Черного моря показали, что в их строении отчетливо прослеживаются черты неравномерного хода голоценовой трансгрессии. В трансгрессивных прибрежно-шельфовых отложениях раннего голоцена они представлены в виде серии древнебереговых образований, а в низовьях речных долин - в ритмичном чередовании аллювиальных, озерных, лиманно-морских и субаэральных фаций, связанных с неоднократными колебаниями уровня моря. Значительно более детально следы неравномерности развития голоценовой трансгрессии на побережье Черного моря устанавливаются в строении рельефа и прибрежных отложений позднего голоцена. В литолого-геоморфологическом строении аккумулятивных террас и аллювиально-морских равнин выделяется несколько генераций береговых валов, формирование которых относится к трем основным трансгрессивным циклам позднего голоцена, охватывающим возрастные интервалы в 5,5 - 4,8 и 4,0 - 2,8, 1,5-1,1 тыс. лет н. и последние 300 лет. В ходе отдельных трансгрессивно-регрессивных фаз амплитуда изменения относительного уровня моря не превышала 2-3 м, что, тем не менее, находило свое отражение в изменении условий осадконакопления.

В ходе проведенных исследований на побережье Керченского пролива были получены материалы как по сейсмоакустическому профилированию прибрежного шельфа, так и по литолого-геоморфологическому строению прибрежных отложений на ряде участков, на которых в позднем голоцене сформировались различные морфогенетические типы береговых аккумулятивных форм (пересыпи в вершинах бухт, пересыпи-косы, примкнувшие террасы и др.).

Сейсмоакустические данные и обзор материалов геологических исследований на акватории пролива позволили выделить в строении верхней части осадочной толщи следы по крайней мере трех древних береговых линий, которые маркируют положение уровня моря в отдельные стадии голоценовой трансгрессии Черного моря. Первые две выделяются по отчетливо выраженным границам, разделяющих осадочные толщи с резко различной слоистостью. Они расположены в интервалах глубины 16-18 м (20-23 мслс) и 10-12 м (12-15

млс) и могут быть соотнесены с береговыми линиями, возраст которых, соответственно, относится к интервалам 7,0–7,5 и 6,6–6,5 тыс. л. н., выявленных в прилежащих районах черноморского шельфа.

Наиболее четко по материалам сейсмоакустического профилирования выделяются следы более молодой береговой линии, залегающей на глубинах 6–9 м. Следы древнебереговых валов выражены в виде линз песчаных отложений с характерной наклонной слоистостью, а также валообразных форм. Они прослеживаются от подводной окраины косы Тузла до широты оз. Тобечик. Реликты древнебереговых образований на этих глубинах широко развиты в полосе прибрежного мелководья в Керченском проливе.

Возраст этой береговой линии отнесется к каламитской – началу джеметинской фазы трансгрессии по данным радиоуглеродной датировки, полученной по раковинному материалу, залегающему в толще погребенных илов, вскрытых бурением в строении Камыш-Бурунской косы на глубинах -8 ... -10 м.

В ходе дальнейшего подъема уровня произошло формирование наиболее ранних генераций аккумулятивных террас, залегающих в вогнутости коренного берега на высотных отметках, близких к современным. Следует отметить, что высокая тектоническая раздробленность побережья, разбитого на серию блоков, испытывающих различные по знаку и интенсивности вертикальные движения, определяют значительную изменчивость высотного положения береговых образований вдоль побережья Керченского пролива и, как следствие, значительные вариации в итоговых изменениях относительного уровня моря в голоцене. Полученные предварительные результаты проводимых исследований позволяют сделать ряд выводов:

1. Главная особенность рельефа шельфа Юго-Восточного Крыма – его абразионно-аккумулятивный характер, отражающий особенности эволюции южной окраины Керченско-Таманского межпериклиналиного прогиба в условиях неоднократных крупномасштабных колебаний уровня Черного моря в плейстоцене. Внутренний шельф этого района абразионно-аккумулятивный, средняя часть шельфа, как правило, перекрыта линзой позднеплейстоценово-голоценовых осадков, мощность которой в центре достигает 10–20 м, а к краям уменьшается до 1–5 м. Внешняя часть шельфа аккумулятивная; мощность отложений клиноформы достигает 30 м.

В ходе новозвксинской – голоценовой трансгрессии образовалась серия прибрежно-аккумулятивных форм, выделенных на глубинах 50–55, 40–45 и 30–35 м в ходе наших исследованиями. На побережье Керченского пролива широко развит комплекс голоценовых абразионно-аккумулятивных форм, из которых наиболее широко развиты на глубинах 9–13 м, относящиеся к витязевскому времени.

Результаты проведенных исследований рельефа и строения прибрежных отложений показали, что в строении толщи прибрежных отложений Керченского пролива по геолого-геофизическим данным прослеживаются следы ритмичности, отражающей неравномерный ход голоценовой трансгрессии Черного моря.

На заключительном этапе новочерноморской трансгрессии сформировался ряд локальных абразионно-аккумулятивных образований в устьях небольших заливов и бухт, приуроченные к эрозионно-тектоническим понижениям коренного рельефа.

*Работа выполнена по программе «Палеоклиматы, развитие природной среды и долгосрочный прогноз ее развития» и при поддержке гранта РФФИ 20-05-00384.*

Список литературы.

[1] Айбулатов Н.А., Щербаков Ф.А., Кузнецов В.Г., Студзинский Е.П. Новые данные о строении и происхождении Анапской пересыпи и прилегающих районов шельфа Черного моря // Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1990. С. 145 – 150.

[2] Маслаков Н.А. Верхнеплиоценовая река на Керченском полуострове // Геология и полезные ископаемые Черного моря. - Киев: ООО «Карбон-ЛТД», - 1999. - С. 193 – 197.

[3] Мысливец В.И., Римский-Корсаков Н.А., Коротаев В.Н., Поротов А.В., Пронин А.А., Иванов В.В. Морфоструктура и строение осадочного покрова внутреннего шельфа Западного Крыма // Океанология. - 2019. - Том 59. - № 6. - С. 111 – 121.

[4] Поротов А.В., Мысливец В.И., Зинько В.Н., Зинько А.В., Гайнанов В.Г., Зверев А.С. Развитие рельефа Керченского пролива в районе мыса Камыш-Бурун в позднем голоцене (по данным геоархеологических и сейсмоакустических исследований) // Вестн. Моск. ун-та, сер.5. Геогр. - 2014. - № 1. - С. 41 - 48.

[5] Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. - М. Недра, - 1985.- 215 с.

[6] Шнюков Е.Ф., Аленкин В.М., Григорьев А.В. и др. Геологическая история Керченского пролива в позднечетвертичное время // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. - М.: Наука, - 1979. - С. 161 – 173.

**ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ ДОЛИНЫ НИЖНЕЙ ЛЕНЫ:  
НОВЫЕ ДАННЫЕ, ПРОТИВОРЕЧИЯ И ПРОБЛЕМЫ**

**С.А. Правкин, Д.Ю. Большианов**

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург,  
Россия, s.pravkin@aari.ru

**PALEORECONSTRUCTION OF THE LOWER LENA VALLEY:  
NEW DATA, CONTRADICTIONS AND PROBLEMS**

**S.A. Pravkin, D.Yu. Bolshyanov**

Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

Вопросами истории развития долины Нижней Лены в среднем и позднем неоплейстоцене и голоцене авторский коллектив занимается с 2013 г. По итогам нескольких экспедиций были получены новые данные благодаря применению методов IRSL и радиоуглеродного датирования. Проще всего изучение террасовых уровней достигается в результате движения по реке, но непосредственно вдоль русла они прослеживаются локально и прерывисто. Для полного охвата объектов исследования в громадной долине Лены необходимо подниматься по притокам реки вверх по течению, проводить дешифрирование доступных космических снимков и топокарт, анализировать имеющуюся по проблеме литературу. Однако к настоящему времени накоплено достаточно небольшое количество работ, посвященных геоморфологическому строению и палеогеографической реконструкции долины Нижней Лены или ее отдельных частей, за исключением дельты реки. Основная их часть приходится на 3-ю четверть XX в., когда представления о развитии долины основывались на методах относительной геохронологии, спорово-пыльцевом и др. анализах. В дальнейшем, с появлением методов абсолютной геохронологии, накоплением фактического материала, стало ясно, что долина Нижней Лены является весьма сложной системой, а имевшиеся представления требуют уточнения.

Долина Нижней Лены от устья Алдана до «ленской трубы» представлена несколькими расширениями с русловым и пойменным разветвлением и комплексом разновысотных террас. Причем границы самой долины к настоящему времени четко не определены. Количество террас, их распространение и время формирования являются дискуссионным вопросом.

В долине Нижней Лены можно уверенно выделить два уровня поймы. Низкая пойма имеет преимущественно фрагментарное распространение, в основном по устьям притоков Лены и наиболее низким островам. Ее высота сверху вниз по течению увеличивается с 5–6 м до 9–12 м. Отложения, слагающие низкую пойму, датируются первым тысячелетием.

В устье р. Белянки (63°31'03,8" с.ш., 128°49'36,3" в.д.), небольшого правого притока Лены, радиоуглеродный возраст образца древесины из низов песчано-алевритовой толщи пойменного аллювия оказался равен 470±50 годам (ЛУ-8314). Также три радиоуглеродные датировки из песчаных отложений получены в устье Вилюя: менее 200 радиоуглеродных лет

(ЛУ-8661) в обнажении на правом берегу ( $64^{\circ}21'26,6''$  с.ш.,  $126^{\circ}25'48,5''$  в.д.);  $340 \pm 30$  (ЛУ-8660) и  $890 \pm 70$  лет (ЛУ-9020) на левом ( $64^{\circ}22'30,6''$  с.ш.,  $126^{\circ}24'08,4''$  в.д.).

Растительные остатки в составе отложений острова Анна-Арыта ( $69^{\circ}58'04,1''$  с.ш.,  $125^{\circ}35'48,3''$  в.д., около 20 км ниже по течению от с. Сиктях) оказались чуть моложе -  $230 \pm 50$  (ЛУ-9402). Аллювий, слагающий небольшой остров Дуолданга-Арыта, судя по результатам радиоуглеродного датирования, оказался вовсе современными. Остров расположен в 10,3 км ниже по течению от устья р. Менкере и имеет высоту около 10 м.

Высокая пойма имеет куда большее распространение по сравнению с низкой. Прежде всего ею заняты крупные массивы речных архипелагов, острова в которых разделены многочисленными мелкими протоками Лены на участках вдоль левого берега и локально вдоль правого от устья Алдана до устья Лунгхи, преимущественно вдоль левого берега от устья Вилюя до устья Улэгира, вдоль правого берега от устья Оручана до устья Соболах-Маяна и по левому берегу от устья Хорунжки до с. Сиктях. Наибольшая ширина около 30 км. Также нами выделены фрагментарные узкие участки по обоим берегам между селами Сиктях и Кюсюр. Высота высокой поймы сверху вниз по течению изменяется от 6-10 м до 15-16 м на суженном участке перед «ленской трубой». Площадь, которую она занимает, выделена на основании радиоуглеродных датировок, морфологических особенностей (характерен сегментно-гривистый и параллельно-гривистый пойменный рельеф), высоты поверхности. Также, в отличие от низкой поймы, поверхность высокой поймы всегда покрыта тайгой, заваленной вдоль русла Лены и ее проток плавниковой древесиной, что свидетельствует о ее затоплении в отдельные годы.

Отложения высокой поймы нами датированы радиоуглеродным методом на нескольких участках. Ниже по течению от устья Алдана вдоль правого коренного берега располагается группа островов, отделенных от него протокой Таб-Ары (Волчьей). Радиоуглеродный возраст растительных остатков из уступа размыва на о. Курус ( $63^{\circ}39'37,6''$  с.ш.,  $128^{\circ}25'19,4''$  в.д.), входящего в данный архипелаг, составил  $2460 \pm 40$  лет (ЛУ-8658). Напротив, на левом берегу основного русла Лены, возрастом  $2520 \pm 70$  лет (ЛУ-9396) датирован растительный детрит, перекрывающий песчано-алевритовые осадки в уступе размыва ( $63^{\circ}29'37,9''$  с.ш.,  $128^{\circ}18'22,1''$  в.д.). В 20 км ниже по течению близ правого берега, напротив устья р. Баламакан, обособленно расположен о. Сыа-Ары, в обнажении которого ( $63^{\circ}53'03,3''$  с.ш.,  $127^{\circ}43'35,1''$  в.д.) растительные остатки датированы возрастом  $1530 \pm 110$  лет (ЛУ-9397).

На участке от устья Лямпущки до устья Дянышки русло Лены резко расширяется, водный поток расплывается, разделяясь множеством островов (так называемый район «40 островов»). Здесь изучено обнажение крупнейшего на данном участке острова Улахан-Кистях (Большого Соболиного) ( $64^{\circ}47'31,1''$  с.ш.,  $125^{\circ}23'03,7''$  в.д.). На момент наблюдения высота изученного обнажения достигала 7 м над урезом. Оно представлено прослоями песка, алеврита и растительного детрита. Образцы, взятые с высоты 2,1 м, 2,6 м и 4,3 м показали радиоуглеродный возраст, соответственно,  $2810 \pm 90$  (ЛУ-2937),  $2620 \pm 120$  (ЛУ-8936) и  $1670 \pm 90$  (ЛУ-8935).

Ниже по течению от с. Сиктях, на левом берегу, напротив острова Сутукилах, в 8-9-метровом обнажении ( $70^{\circ}16'40,8''$  с.ш.,  $125^{\circ}58'09,8''$  в.д.) вскрываются органо-минеральные отложения («слоенка»), широко распространенные в составе 1-й террасы дельты Лены и сформированные в условиях подпорного слабопроточного водоема [2]. Это самое высокое по течению реки (в 230 км от первого узла разветвления дельты) обнажение «слоенки». Радиоуглеродные датировки распределились следующим образом: на высоте 7 м –  $1660 \pm 40$  лет (ЛУ-9404), на высоте 5,6 м –  $3720 \pm 60$  лет (ЛУ-9405).

На субширотном отрезке русла р. Лены, перед «ленской трубой», вдоль правого берега на протяжении примерно 10 км наблюдается эрозионно-аккумулятивная площадка, подробно изученная в точке с координатами  $70^{\circ}29'47,6''$  с.ш.,  $126^{\circ}42'39,3''$  в.д. При ее высоте 15-16 м, верхние 10,2 м представлены «слоенкой». На высоте 2 м над ее подошвой радиоуглеродный возраст растительных остатков составил –  $3250 \pm 70$  лет (ЛУ-9409), на высоте 4,8 м –  $2670 \pm 70$



лет (ЛУ-9408), на высоте 6,5 м – 1460±110 лет (ЛУ-9407) и на высоте 8,5 м – 410±60 лет (ЛУ-9406).

Выделение надпойменных террас в долине Нижней Лены является куда более сложной задачей, так как часто они отделены от реки крупным массивом поймы и труднодоступны для изучения. М.Н. Алексеев в долине Нижней Лены выделяет 7 надпойменных террас высотой 15-16 м, 25-32 м, 40-45 м, 50-60 м, 65-80 м, 90-100 м и 130-140 м. Первые две, по его мнению, имеют позднеплейстоценовый возраст. Кроме того, в бассейне Соболах-Маяна им отмечены фрагменты эродированной водными потоками и ледниками 200-метровой VIII террасы [1].

Первые два террасовых уровня встречаются повсеместно по всей Нижней Лене, но наиболее подробно нами они были изучены в районе устья р. Дянышки. Первая терраса здесь имеет высоту до 15 м. На правом берегу Лены (65°05'20,6" с.ш., 124°47'42,8" в.д.) IRSL-возраст песков с горизонта 5 м над урезом составил 6,9±0,6 тыс. лет (RLQG 2466-067). Эта же терраса была датирована в низовьях уже самого правого притока Лены. В 25 км от устья ее обнажение имеет высоту 8-9 м над урезом Дянышки (65°02'02,0" с.ш., 125°03'22,9" в.д.). IRSL-возраст образца песка с глубины 2,1 м равен 6,0±0,4 тыс. лет (RLGQ 2644-060).

В этом же районе на Дянышке обнаружено обнажение 2-й террасы Лены (65°02'16,3" с.ш., 125°02'42,0" в.д.). Сложенная песчано-алевритовой толщей с отдельными прослоями органических остатков она имеет высоту 18-20 м над урезом (около 20-23 м над Леной). Результаты радиоуглеродного датирования показали, что она сформировалась к концу позднего неоплейстоцена: возраст древесины, отобранной в 6 м ниже поверхности террасы, составил 12030±110 лет (ЛУ-9399). В 600 м ниже по течению Дянышки от обнажения на поверхности этой террасы был обнаружен врез, заполненный торфом. Мощность торфяника составляет 4,2 м, а результаты радиоуглеродного датирования показали, что основная часть его толщи сформировалась в период от 9710±60 лет назад (ЛУ-9400, образец с подошвы торфяника) до 5740±50 лет назад (ЛУ-9041, образец с глубины 1 м от кровли), что, в целом, соответствует времени формирования 1-й террасы Лены. Стоит отметить, что по другим данным, торфяник несколько древнее – он начал формироваться 12590±300 лет назад [4].

В устье р. Натары (68°24'06,8" с.ш., 123°55'27,9" в.д.) вскрывается обнажение цокольной террасы высотой 45-50 м и перекрытой песчано-алевритовыми осадками, IRSL-возраст которых на высоте 35 м составил 68,8±5,6 тыс. лет (RLQG 2552-118). Согласно М.Н. Алексееву эти отложения должны были сформироваться во второй половине среднего плейстоцена, а сама терраса является 3-й по высоте на Нижней Лене [1]. Схожий возраст получен при изучении обнажения цокольной террасы высотой 42 м, расположенного в 30 км выше по течению от устья р. Дянышки – образец песка с глубины 2 м имеет IRSL-возраст 64,5±4,5 тыс. лет.

При бурении донных отложений озера Кютюнда, расположенной на 40-метровой террасе реки Молодо (50 м над Леной) был вскрыт аллювий возрастом 38-32 тыс. лет [9]. Учитывая, что были извлечены лишь самые верхи речных осадков, слагающих террасу, не исключено, что она может быть возрастным аналогом 40-50-метровых террас, обнажения которых встречены в устье Натары и низовьях Дянышки.

В 3 км ниже по течению от устья реки Менкере на правом берегу р. Лены располагается разрез 4-й 60-метровой цокольной террасы, отложения которой должны быть отнесены к среднему плейстоцену [1]. Однако мы предполагаем, что соответствующие отложения относятся к аллювию двух погребенных висячих палеодолин, маркированных по заполненному их профилю четвертичными отложениями. В точке с координатами 68°01'58,0" с.ш., 123°19'38,6" в.д. на высоте 33-34 м над урезом, чуть выше контакта с коренными породами, в самой глубокой точке одной из таких палеодолин, вскрыты хорошо сортированные мелко- и среднезернистые пески с прослоями алевритов, IRSL-возраст которых составил всего 23,6±1,9 тыс. лет (RLQG 2544-118).

Среднеплейстоценовые аллювиальные отложения 80-метровой 5-й надпойменной террасы в районе с. Сиктях прослеживаются к северо-западу в сторону низовий р. Оленек и ассоциируются с Эекит-Келимерским участком палеодолины Лены, впервые выделенной

В.С. Журавлевым [1, 3]. О существовании на этом участке речной палеодолины косвенно указывают сведения, полученные при изучении, расположенного предположительно в ее пределах, озера Эльгене-Кюэле и специфического состава отложений ледового комплекса вокруг водоема [8]. При этом абсолютное датирование аллювиальных отложений на данном участке не производилось.

Наиболее древние известные датированные отложения, принадлежащие реке Лене, в ее нижнем течении датированы в одном из обнажений реки Дянышки и имеют возраст 325 тыс. лет [11]. Обнажение приурочено к неровной моренной поверхности [1], имеющей абсолютную высоту 100–160 м (55–115 м над Леной). Учитывая координаты обнажения, приведенные в статье [11], а также более ранние сведения о распространении ленских террас в долине Дянышки, ледниковых и водно-ледниковых отложений [1], правый борт долины Лены должен располагаться восточнее, чем считалось.

Необходимо отметить, что одной из важнейших причин, приводившей к формированию ленских террас и перестройке долины реки, по всей видимости, являются плейстоценовые оледенения. Центром оледенения были Верхоянские горы, ледники имели характер горно-долинных, и, спускаясь по притокам Лены, могли достигать ее русла, отклонять его и может быть даже перепруживать. Вопрос о количестве, возрасте и границах распространения ледников является дискуссионным. Согласно В.В. Колпакову долина Нижней Лены представляет собой комплекс нескольких обособленных разновозрастных палеодолин (Моторчунно-Экитская, Собопол-Сиктяхская, Линде-Хоруонгская и др.), образование и отмирание которых связано с тем, что ледники теснили реку к западу [6]. Он выделяет 4 стадии оледенения, 3 из которых случились в позднем плейстоцене, а последовавшие за ними эпохи потепления обособили 2-ю и 1-ю террасы. Согласно Н.В. Кинд в Западном Приверхоянье выделяются уже 6 стадий оледенения, последняя из которых имеет возраст 16–15 тыс. лет [5]. Недавние исследования, основанные на IRSL-датировании межморенных отложений в долинах рек Дянышки и Тумары, а также дистанционных методах при изучении долины Ундюлюнга, указывают на существование 5 стадий оледенения, возраст самого древнего при этом около 135–141 тыс. лет [10]. Эти же исследования показали, что ледники с конца среднего плейстоцена не достигали современного русла Лены. Однако все известные участки палеодолин Лены, наиболее молодым из которых является Собопол-Сиктяхский, как считается, сформировались к концу среднего плейстоцена [7].

Согласно предварительным выводам низкая пойма в пределах долины Нижней Лены сформировалась в течение последнего тысячелетия. Основная часть отложений высокой поймы сформировалась в период 3700–1500 лет назад, причем необходимо отметить, что такой же возраст имеет 1-я надпойменная терраса в центральной части дельты Лены. Установлено, что на протяжении голоцена уровень моря Лаптевых неоднократно испытывал колебания (вплоть до высоты 7–8 м над современным), что нашло отражение в накоплении мощных толщ специфических ингрессионных органо-минеральных отложений широко распространенных в дельте Лены [2]. Схожие отложения, но слагающие высокую пойму, встречены и выше по течению от «ленской трубы». Подобная закономерность прослеживается и при формировании отложений 1-й надпойменной террасы 6–7 тыс. лет назад, когда уровень моря был также выше современного, если судить по результатам, полученным в дельте [2]. Таким образом, прослеживается неразрывная связь развития долины Нижней Лены с изменениями базиса эрозии. Так как вышеописанные три геоморфологических уровня образовались в голоцене, то не очевидна взаимосвязь между их формированием и стадийностью оледенений в Западном Приверхоянье, как отмечалось ранее [6]. При этом несомненно, что несмотря на существующие противоречия, оледенения в регионе сыграли свою роль при формировании более высоких и древних террас, но требуются дополнительные исследования, чтобы надежно установить их возраст и соотношение с накоплением аллювия в долине Нижней Лены.

Список литературы:

- [1] Алексеев М.Н., Куприна Н.П., Медянец А.И., Хорева И.М. Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений Северо-Восточной части Сибирской платформы и ее восточного складчатого обрамления // Тр. ГИН АН СССР. – М.: Изд-во АН СССР. – 1962. – Вып. 66. – 134 с.
- [2] Большианов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штофф Г. Происхождение и развитие дельты р. Лены. – СПб: ААНИИ. – 2013. – 267 с.
- [3] Журавлев В.С. К геологии междуречья Оленек – Лена // Труды Ин-та геол. Якутского филиала Сиб. отд. АН СССР. – 1960. – Вып. 7. – С. 86–100.
- [4] Зигерт К., Штаух Г., Лемкуль Ф., Сергеенко А.И., Дикманн Б., Попп С., Белолобский И.Н. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцене: результаты новых исследований // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30–31. – С. 222–228.
- [5] Кинд Н.В. Оледенения Верхоянских гор и положение их в абсолютной геохронологической шкале верхнего антропогена Сибири // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. – М. – 1975. – С. 124–132.
- [6] Колпаков В.В. Палеогеография четвертичного периода в нижнем течении р. Лены // Изв. вузов. Сер. геол. и разв. – 1966. – № 5. – С. 41–48.
- [7] Alekseev M.N., Drouchits V.A. Quaternary fluvial sediments in the Russian Arctic and Subarctic: Late Cenozoic development of the Lena River system, northeastern Siberia // Proceedings of the Geologists' Association. – 2004. – Vol. 115. – P. 339–346.
- [8] Biskaborn B.K., Herzschuh U., Bolshiyakov D.Y., Schwamborn G., Diekmann B. Thermokarst Processes and Depositional Events in a Tundra Lake, Northeastern Siberia // Permafrost and Periglac. Process. – 2013. – Vol. 24. – P. 160–174.
- [9] Biskaborn B.K., Subetto D.A., Savelieva L.A., Vakhrameeva P.S., Hansche A., Herzschuh U., Klemm J., Heinecke L., Pestryakova L.A., Meyer H., Kuhn G., Diekmann B. Late Quaternary vegetation and lake system dynamics in northeastern Siberia: Implications for seasonal climate variability // Quaternary Science Reviews. – 2016. – Vol. 147. – P. 406–421.
- [10] Stauch G., Lehmkuhl F. Quaternary glaciations in the Verkhoyansk Mountains, Northeast Siberia // Quaternary Research. – 2010. – Vol. 74. – P. 145–155.
- [11] Zech W., Zech R., Zech M., Leiber K., Dippold M., Frechen M., Bussert R., Andreev A. Obliquity forcing of Quaternary glaciation and environmental changes in NE Siberia // Quaternary International. – 2011. – V. 234. – P. 133–145.

**НЕЛИНЕЙНОСТЬ, ПОРОГОВЫЙ ЭФФЕКТ И ТЕМПОРАЛЬНАЯ  
ИНВАРИАНТНОСТЬ В ЭВОЛЮЦИИ КОМПЛЕКСОВ МЛЕКОПИТАЮЩИХ  
В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ**

**А.Ю. Пузаченко, А.К. Маркова**

Институт географии РАН, Москва, Россия, puzak@igras.ru

**NONLINEARITY, THRESHOLD EFFECT, AND TEMPORAL INVARIANCE  
IN THE EVOLUTION OF MAMMAL COMPLEXES IN THE LATE PLEISTOCENE  
IN CENTRAL EUROPE**

**A.Yu. Puzachenko, A.K. Markova**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

На примере двух регионов фаун млекопитающих Центральной Европы исследована эволюция их состава на протяжении последних ~200 тыс. лет. Временной интервал включает два оледенения (заале/днепровское и вислинское/валдайское), два межледниковья и переходы между оледенениями и межледниковьями: MIS6a–эмское/микулинское (MIS5e) –MIS4 и MIS2 (LGM) – голоцен (MIS1). Не менее 65% площади CEN было занято ледником в конце MIS6 и ~25% – в MIS2 [6, 7, 11, 22], в то время как территория биорегиона CES не подвергалась покровному оледенению. Центральноевропейский северный (CEN) и южный (CES) регионы были выделены нами на основе распространения современных видов млекопитающих [14, 16, 19]. Оба биорегиона представляют две части средневропейского региона, который в свою очередь является частью средне-евразийского северо-западного

биорегиона. Регион CEN включает территории Чехии, Польши, Беларуси, Литвы, Эстонии, запада Украины. В регион CES входят территории Словакии, Словении, Хорватии, Австрии, Венгрии, Румынии, севера Болгарии, Молдовы и юго-запада Украины.

Информационная база исследования представлена списками видов 780 локальных фаун, включающих сведения о 1730 датированных (3484 прямых и косвенных дат) местонахождений, хранящихся в базе данных PALEOFAUNA [13]. Общий список млекопитающих включал 178 видов/хроновидов, в т.ч. 32 вида Carnivora, 19 – Cetartiodactyla (=Artiodactyla), 5 – Perissodactyla, 4 – Proboscidea, 20 – Eulipotyphla, 4 – Lagomorpha, 66 – Rodentia и 28 – Chiroptera. Для каждого вида подсчитывали количество местонахождений, а затем данные были агрегированы по интервалам временной шкалы.

Примерно до 50 тыс.  $^{14}\text{C}$  лет назад временная шкала строилась с учетом нелинейной зависимости между стандартным отклонением ( $\pm \sigma$ ) и значением  $^{14}\text{C}$  даты [17]. Перед построением шкалы все радиоуглеродные даты были откалиброваны в OxCal 4.4. На интервале MIS7–MIS4 шкала строилась по ряду  $\delta^{18}\text{OLR04}$  [10] в соответствии с принятой номенклатурой [15, 20, 21]. Стадия MIS4 разделялась на 2 интервала: Transitional Phase (TP) и First Glacial Maximum (FGM) [5].

Метод построения описательной модели эволюции описан в [16–19]. Рассматривается модель (= система), элементами которой являются интервалы временной шкалы. Свойства элементов описываются переменными – частотами встречаемости местонахождений с разными видами млекопитающих. Отношения между элементами задается метрикой, которая подбирается для каждого случая индивидуально. В данном исследовании используется ранговая корреляция Кендалла. Далее матрица корреляций Кендалла между всеми возможными парами элементов обрабатывается методом неметрического многомерного шкалирования с целью построения описательной эволюционной модели низкой размерности. В евклидовом пространстве модели «точки» соответствуют элементам системы, а расстояния между ними пропорциональны сходству/различиям по составу фауны. Описательная модель позволяет не только визуализировать эволюционный процесс, но и проверять внешние гипотезы о влиянии на неё потенциальных факторов (например, изменение глобальной температуры).

На рис. 1 приведены результаты моделирования (описательные модели) эволюции региональных комплексов млекопитающих. Общее «направление» эволюции как в CEN и CES совпадают и отображаются в основном вдоль координаты модели, обозначенной K1, которая коррелирует с календарным временем (-0.78 и -0.91, соответственно). Квазициклические колебания траектории системы относительно координаты K2, отражают чаще всего обратимые изменения структуры комплексов, причем в основном их реакцию на изменения климата. Коэффициенты корреляции между K2 и  $\delta^{18}\text{O}$  равны 0.64 и 0.76 для CEN и CES, соответственно.

Относительно стационарные состояния с доминированием квазициклических колебаний приблизительно соответствуют стадиям MIS5, MIS3, MIS1 (оба региона), MIS7, MIS6 и MIS2 (регион CES) (рис. 1). Переход между средним и поздним плейстоценом (MPLPT на рис. 1) чётче выражен в южном регионе. Нестационарный переход от эмского/микулинского межледникового к последнему оледенению, напротив, был более выражен в северном регионе и в обоих случаях соотносится со стадией MIS4. Амплитуда колебаний траектории системы в MIS3 и MIS2 была существенно выше в регионе CEN. В частности, на севере нестационарный переход от максимума последнего оледенения (LGM) к послеледниковью (LGT) демонстрирует существенное необратимое изменение структуры фаунистического комплекса. На юге этот переход практически не выражен. Нестационарный переход в новое межледниковое состояние голоцена (LPHT, рис. 1) демонстрирует региональное своеобразие. Для региона CEN, начиная с ~13.2 тыс. лет. назад, он соотносится с последовательным движением системы вдоль координаты K2 описательной модели, а затем, в интервале ~11.1 – 9.5 тыс. лет назад, происходит собственно «переход» относительно координаты K1 (рис. 1A). На юге аналогичные события произошли в интервале ~12.5 – 11.1

тыс. лет назад, причем без изменения положения системы относительно «эволюционной» координаты K1, т.е. без радикального изменения структуры комплекса. Однако в отличие от региона CEN здесь существенная необратимая перестройка комплекса произошла позже, в среднем голоцене, примерно между 7.4 и 6.9 тыс. лет назад (рис. 1Б).

Вне зависимости от частных «механизмов» изменения структуры фаунистических комплексов и региональных особенностей, описательные модели демонстрируют характерные атрибуты их эволюции – нелинейность и сочетание относительно продолжительных стационарных режимов динамики с квазициклическими колебаниями относительно обеих координат модели, перемежающихся сравнительно короткими нестационарными переходами в основном вдоль координаты K1.

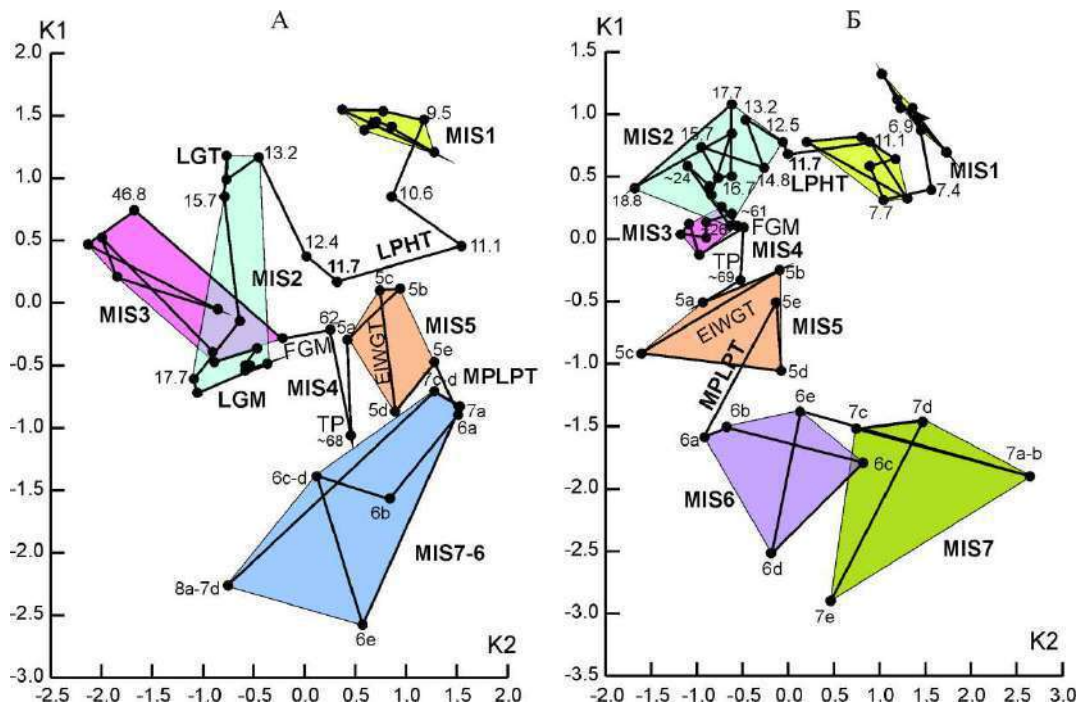


Рис. 1. Описательные модели (K1, K2) эволюции фаунистических комплексов млекопитающих биорегионов CEN (А) и CES (Б); MIS – морские изотопные стадии/подстадии; MPLPT – переход от среднего к позднему плейстоцену, LPHT – переход от позднего плейстоцена к голоцену, EIWGT – переход между эмским/микулинским межледниковьем и вислинским/валдайским оледенением. Цифры указывают возраст в тыс. календарных лет назад.

В северном регионе CEN динамика видового богатства воспроизводится линейной комбинацией K1, K2 на ~60%, в регионе CEN – 56%. При этом основную роль играет координата K2. Однако видовое богатство (SPN) слабо отрицательно коррелирует непосредственно с переменной  $\delta^{18}\text{O}$  ( $r = -0.43$ ) в регионе CES, а в случае региона CEN корреляция отсутствует на всем рассматриваемом временном интервале. В целом, как высокие, так и низкие значения SPN, могут совпадать с разными климатическими событиями. Максимум SPN ассоциируется с «мамонтной фауной» в обоих регионах. Этот палеокомплекс полностью сложился в центральной Европе приблизительно к середине MIS3. Таким образом, можно предположить, что SPN в целом является интегральным параметром состояния фаунистического комплекса, не связанным прямо с каким-либо одним потенциальным фактором, а для *стационарных* состояний системы ( $\text{SPN}_{\text{max}} \approx \text{const}$ ) будет нелинейно зависеть от разнообразия доступных ресурсов в пространстве [1, 2]. Эта зависимость хорошо известна в экологии как «число видов – площадь». Ю.Г. Пузаченко и др. [3] распространили эту модель на эволюционное время развития системы. Для проверки этой гипотезы были определены параметры зависимости  $\text{SPN} = \text{A}\Gamma^b$ , где A – среднее видовое богатство фаунистического комплекса в стационарном состоянии, которое можно обнаружить

в регионе на случайно выбранных интервалах в 1 тыс. календарных лет ( $T = 1$ ),  $b$ -параметр (= масштабная темпоральная инварианта), определяет «скорость» приближения SPN к максимальному значению по мере увеличения  $T$  (рис. 2А и 2В). Для обоих регионов гипотеза подтвердилась для позднего плейстоцена и голоцена. Параметр  $A$  был несколько выше в регионе CES, а скорость накопления разнообразия ( $b$ ) – в регионе CEN. Таким образом, фаунистический комплекс южного региона характеризовался в среднем более высоким видовым богатством, и более длительным периодом стационарной эволюция по сравнению комплексом северного региона. Присутствие на графике рис. 2А двух групп точек для одних и тех же значений  $T$  (от 1 до ~11 тыс. лет) также указывает на более значимую роль нестационарной составляющей в эволюции комплекса CEN в позднем плейстоцене – голоцене. Используя расчетные значения SPNest, было показано, что в MIS5e–MIS4 и MIS1 оба комплекса, вероятно, находились в нестационарном состоянии (рис. 2Б и 2Г), так как исходя из модели, для этих временных интервалов ожидается более высокое видовое разнообразие. Фаунистический комплекс региона CES находился в стационарном состоянии на стадиях MIS3 и MIS2 (исключая поздний дриас (YD)). В регионе CEN стационарное состояние поддерживалось на всем протяжении MIS3 (устойчивая «мамонтная фауна»). «Потеря стационарности» в MIS2 соотносится с существенным ухудшением экологических условий в LGM. Восстановление разнообразия в LGT было выше того, которое ожидается исходя из гипотезы стационарности, а последующее его снижение в позднем дриасе было глубже прогнозируемого. Эта интерпретация соответствует результатам моделирования (рис. 1) и различиям в географическом положении комплексов, предполагающим более сильное влияние последнего оледенений именно в регионе CEN.

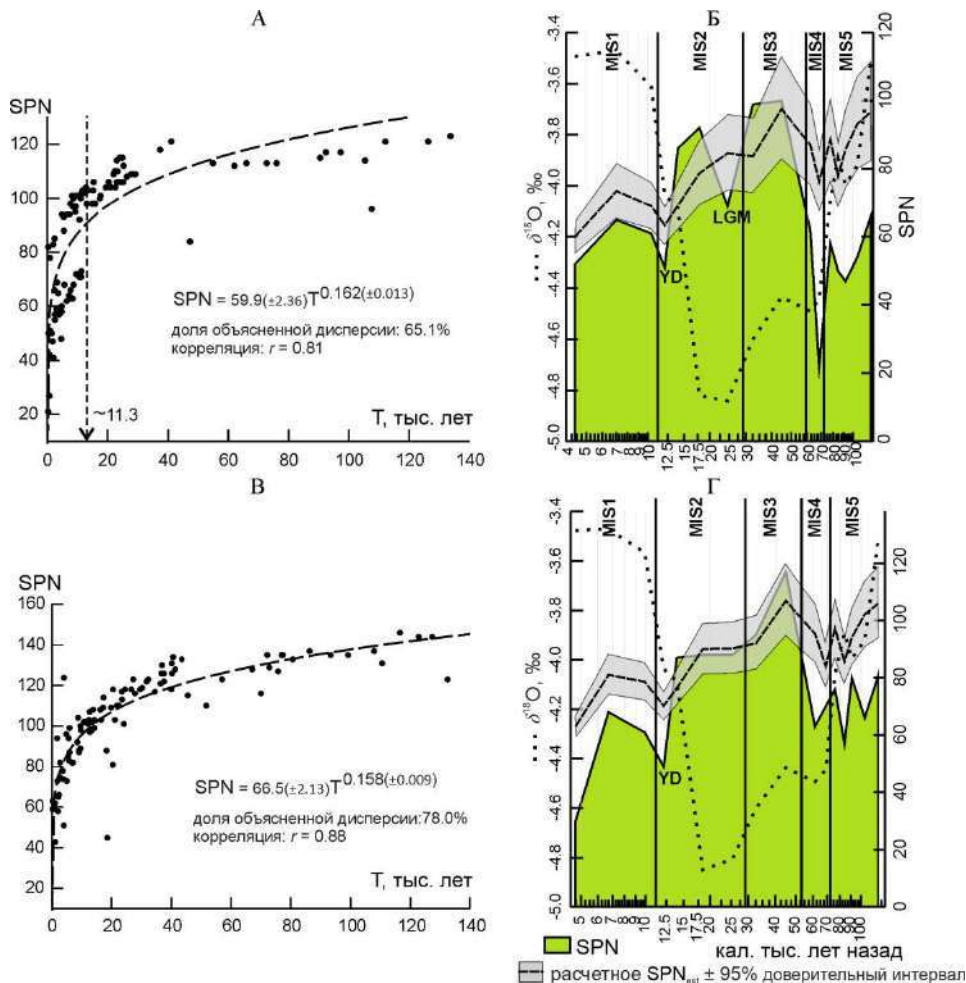


Рис. 2. Зависимость «число видов (SPN) – длина временного интервала (T)» в биорегионах CEN (А) и CES (В) сравнение расчетного числа видов (SPNest) с наблюдаемым в биорегионах CEN (А, Б) и CES (В, Г).

Нелинейность и связанные с ней «пороговые эффекты» в совокупности с темпоральной инвариантностью видового богатства (зависимость «число видов – время») в эволюционной динамике фаунистических комплексов млекопитающих являются признаками, характерными для так называемых сложных систем [4, 8, 9, 12]. Организация сложных систем обуславливает нахождение в неравновесном состоянии и эволюцию в области условной границы между хаосом и порядком, что качественно ограничивает возможности для прогноза их реакций на изменение внешних условий.

*Работа выполнена в рамках госзадания № 0148-2019-0007 Института географии РАН «Оценка физико-географических, гидрологических и биотических изменений окружающей среды для создания основ устойчивого природопользования».*

Список литературы:

- [1] Левич А.Л. Экстремальный принцип в теории сообществ // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – Ленинград, Гидрометеиздат, – 1978. – Том 1. – С. 164–182.
- [2] Пузаченко Ю.Г. Ранговые распределения в экологии и неэкстенсивная статистическая механика // Сборник трудов Зоологического музея МГУ им. М.В. Ломоносова. – 2016. – Том 54. – С. 42–71.
- [3] Пузаченко Ю.Г., Дьяконов К.Н., Алещенко Г.М. Разнообразие ландшафта и методы его измерения // География и мониторинг биоразнообразия. – Москва, Издательство Научного и учебно-методического центра. – 2002. – С. 76–177.
- [4] Cilliers P. Complexity and postmodernism. Understanding Complex Systems // Complexity and Postmodernism. London and N.Y., Routledge, – 1998. – P. 1–168.
- [5] Davies W., Gollop P. The human presence in Europe during the Last Glacial Period II: climate tolerance and climate preferences of Mid- and Late Glacial hominids // Neanderthals and Modern Humans in the European Landscape of the Last Glaciation - Archaeological Results of the Stage 3 Project / Van Andel T. H., Davies W. (Eds.). McDonald Institute monographs, UK, Cambridge, – 2003. – P. 131–146.
- [6] Ehlers J., Astakhov V., Gibbard P.L., Mangerud J., Svendsen J.I. Middle Pleistocene in Eurasia // Encyclopedia of Quaternary Science / S. Elias (ed.). Elsevier B.V., – 2013. – С. 172–179.
- [7] Ehlers J., Grube A., Stephan H.J., Wansa S. Pleistocene glaciations of North Germany – New results // Developments in Quaternary Science. – 2011. – Vol. 15. – P. 149–162.
- [8] Holden L. M. Complex adaptive systems: Concept analysis // Journal of Advanced Nursing. – 2005. – Vol. 52. – № 6. – P. 651–657.
- [9] Ladyman J., Lambert J., Wiesner K. What is a complex system? // European Journal for Philosophy of Science. – 2013. – Vol. 3. – № 1. – P. 33–67.
- [10] Lisiecki L.E., Raymo M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records // Paleoceanography. – 2005. – Vol. 20. – № 1. – P. 1–17.
- [11] Litt T., Behre K.-E., Meyer K.-D., Stephan H.-J., Wansa S. Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes // E&G Quaternary Science Journal. – 2007. – Vol. 56. – № 1/2. – P. 7–65.
- [12] Ma'ayan A. Complex systems biology // Journal of the Royal Society Interface. – 2017. – Vol. 14. – № 134.
- [13] Markova A. K., Smirnov N.G., Kozharinov A.V., Kazantseva N.E., Simakova A.N., Kitaev L.M. Late Pleistocene Distribution and Diversity of Mammals in Northern Eurasia (PALEOFAUNA Database) // Paleontologica i Evolucio. – 1995. – Vol. 28–29. – P. 5–143.
- [14] Markova A., Puzachenko A. Preliminary Analysis of European Small Mammal Faunas of the Eemian Interglacial: Species Composition and Species Diversity at a Regional Scale // Quaternary. – 2018. – Vol. 1. – № 2
- [15] Otvos E.G. The Last Interglacial Stage: Definitions and marine highstand, North America and Eurasia // Quaternary International. – 2015. – Vol. 383. – P. 158–173.
- [16] Puzachenko A. Y., Markova A. K. Diversity dynamics of large- and medium-sized mammals in the Late Pleistocene and the Holocene on the East European Plain: Systems approach // Quaternary International. – 2016. – Vol. 420. – P. 391–401.
- [17] Puzachenko A. Y., Markova A. K. Evolution of mammal species composition and species richness during the Late Pleistocene - Holocene transition in Europe: A general view at the regional scale // Quaternary International. – 2019. – Vol. 530–531. – P. 88–106.

- [18] Puzachenko A. Y., Markova A. K. Mammal diversity during the Pleistocene-Holocene transition in Eastern Europe // *Integrative Zoology*. – 2014. – Vol. 9. – № 4. – P. 461–470.
- [19] Puzachenko A. Y., Titov V. V., Kosintsev P. A. Evolution of the European regional large mammals assemblages in the end of the Middle Pleistocene – The first half of the Late Pleistocene (MIS 6–MIS 4) // *Quaternary International*. – 2020. – Vol. 1.
- [20] Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne S. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages // *Quaternary Science Reviews*. – 2015. – Vol. 111. – P. 94–106.
- [21] Shackleton N.J., Sánchez-Goñi M.F., Pailler D., Lancelot Y. Marine isotope substage 5e and the Eemian interglacial // *Global and Planetary Change*. 2003. – Vol. 36. – № 3. – P. 151–155.
- [22] Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Gribchenko Y.U.N., Sudakova N.G., Lavrentiev N.V. Glaciations of the east European plain. Distribution and chronology // *Developments in Quaternary Science*. – 2011. – Vol. 15. – P. 337–359.

**ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ Р. ВАРЗУГИ В ГОЛОЦЕНЕ  
(ТЕРСКИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОРЯ)**

**Т.Ю. Репкина<sup>1</sup>, Н.Е. Зарецкая<sup>2,3</sup>, Н.Н. Луговой<sup>1,2</sup>, С.В. Шварев<sup>2</sup>, О.С. Шилова<sup>1</sup>,  
А.Р. Аляутдинов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>МГУ имени М.В.Ломоносова, географический факультет, Москва, t-repkina@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, n\_zaretskaya@inbox.ru

<sup>3</sup>Геологический институт РАН, Москва

**THE HOLOCENE HISTORY OF THE VARZUGA RIVER ESTUARY (TERSKY COAST  
OF THE WHITE SEA)**

**T.Yu. Repkina<sup>1</sup>, N.E. Zaretskaya<sup>2,3</sup>, N.N. Lugovoy<sup>1,2</sup>, S.V. Shvarev<sup>2</sup>, O.S. Shilova<sup>1</sup>,  
A.R. Alyautdinov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of geography, Moscow

<sup>2</sup>Institute of Geography of RAS, Moscow;

<sup>3</sup>Geological Institute of RAS, Moscow

Устья рек окраинных морей Фенноскандии представляют собой динамичные природные системы, которые в позднеледниковье и голоцене активно менялись из-за деградации Скандинавского оледенения, гляциоизостатических и тектонических движений, эвстатических колебаний уровня моря, изменений объемов стока и ветро-волнового режима. Активные изменения рельефа и ландшафтов устьевых областей рек продолжаются и сейчас, уже не только из-за природных, но и из-за антропогенных факторов, которые накладываются на динамику естественных процессов.

Приустьевой участок реки Варзуги, где прослеживаются приливно-отливные явления, имеет протяжённость ~20 км. На верхнем отрезке, около 5.5 км, река течёт практически прямолинейно и субмеридионально, постепенно расширяясь от 150 м до 500 м. Затем генеральное направление долины становится юго-восточным. Русло достигает максимальной ширины – 1100 м. В нижнем течении, около ~7.5 км, устьевая область представляют собой эстуарий (рис. 1) – залив, в котором в равной мере проявляются речные и морские процессы. Он отчленен от моря сложно устроенной перевеянной аккумулятивной формой длиной 7.7 км, шириной 1.7 км и высотой до 12 м, имеющей облик косы. Благодаря значительной ширине водной поверхности в эстуарии могут развиваться крутые короткопериодные волны высотой в несколько дециметров, способные размывать песчаные берега. Величина приливно-отливных колебаний уровня воды превышает 2 м, а нагонные и паводковые повышения уровня могут быть выше 2 м [4]. Сложные, часто меняющиеся сочетания волнения, течений и колебаний уровня воды приводят к интенсивной перестройке берегов эстуария, сложенных рыхлыми отложениями. Динамику морских берегов определяют волны преобладающих юго-восточных направлений, приливные колебания и стоковое течение реки. Высота волн, в подавляющем большинстве случаев (76% в год), не превышает 0.5 м. Наиболее высокие (2-4 м) волны подходят с юго-востока, юга и юго-запада [4].



Эстуарий р. Варзуги приурочен к зоне пересечения крупных разломов ССЗ и ССВ простираения [3], разделяющих блоки с большей (западнее реки) и меньшей (в долине реки и к востоку от нее) величиной денудационного среза [5]. В новейшее время западный блок поднимался быстрее «устьевого» и восточного [1]. Различия геологического строения и скорости поднятия не могли не сказаться на динамике береговой зоны. Современные берега западного блока - абразионные и абразионно-аккумулятивные [11], выработаны в осадочных породах терской свиты [5]; на поднятых террасах с абс. отметками до 55 м соседствуют абразионные и аккумулятивные участки [9]. Центральный блок - зона унаследованной аккумуляции. К нему приурочен эстуарий р. Варзуги и отчлениющая его коса. В пределах восточного блока на тех же высотах развиты аккумулятивные террасы с береговыми валами [7]. Современные берега «устьевого» и восточного блоков - аккумулятивные пляжевые. Пески поступают с твердым стоком р. Варзуги в результате размыва флювигляциальных отложений последнего оледенения, а также с вдольбереговыми и поперечными потоками наносов [11]. Песчаные голоценовые террасы изменены эоловыми процессами.

Полевые работы были проведены в 2012, 2018 и 2021 гг. и включали геоморфологическое и тахеометрическое профилирование, съемку DGPS и БПЛА, ручное бурение с отбором образцов на радиоуглеродный и диатомовый анализы и литолого-фациальный анализ отложений заболоченных межваловых понижений, лагун и террас (абс. отметки 20-42 м). По образцам из подошвы озерно-болотных отложений получены радиоуглеродные даты, калибровка выполнена в программе Calib 8.2 (<http://calib.org/calib/calib.html>). При геоморфологическом и морфоструктурном дешифрировании использованы КС Landsat ETM+ и GeoEye (сервисы Google Earth и Яндекс-Карты), а также детальные топографические карты и результаты полевых исследований.

Для морфоструктуры устьевой области долины р. Варзуги ключевую роль играет сопряжение морфолинеamentных зон северо-западного, запад-северо-западного и северо-восточного направлений. Они разделяют три крупных морфоструктурных блока на более мелкие. Так, в пределах западного блока обособляются «приморский» (юго-западный, включая хребет Корабль) и «приэстуарный» (северо-западный) блоки.

Строение и история развития рельефа района на текущем этапе исследований представляются следующими (рис. 1).

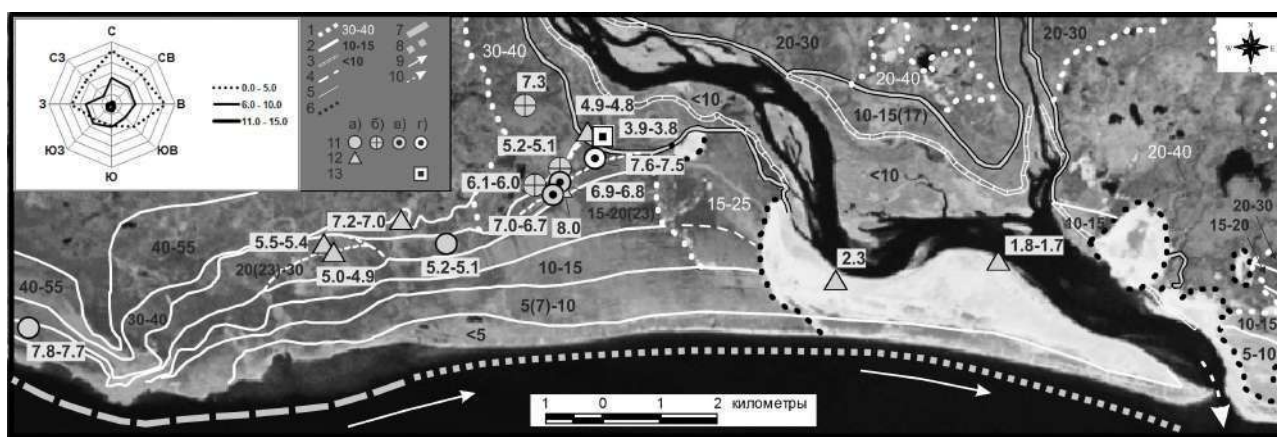


Рис. 1. Строение рельефа приустьевой области р. Варзуги.

Границы: 1 - поверхностей водно- и озерно-ледникового генезиса, частично переработанных морем (цифра - абс. высота, м), 2 - морских и аллювиально-морских террас, 3 - аллювиальных террас; 4 - генераций береговых форм, 5 - эстуария р. Варзуги при положении уровня моря на отметках 14-15 м; 6 - участков интенсивного перевеивания. Генетические типы современных берегов: 7 - абразионные и абразионно-аккумулятивные, 8 - аккумулятивные. Направления: 9 - потоков наносов, 10 - стокового течения р. Варзуги. Положение разрезов и скважин: 11 - данная работа, 12 - [7], 13 - [2]); а) отложения датированы (цифра – возраст подошвы озерно-болотных отложений, тыс. кал.л.н.); б-в) отложения датированы и изучены методом диатомового анализа: б - диатомеи не обнаружены; в - обнаружены пресноводные диатомеи, г - обнаружены солоноватоводные и/или морские диатомеи. Роза-диаграмма - преобладающие направления и скорость ветра по данным ГМС Кашкаранцы (м/с).

Террасовидные заболоченные поверхности на высотах 55-80 м, с сохранившимися моренными останцами, не имеют признаков волнового воздействия. По данным [5] они перекрыты морскими отложениями позднеледниковой трансгрессии. Дата ~9.6-9.5 тыс. кал.л.н. из подошвы болота Морские мхи (абс. высоты 70-80 м) отражает только время начала накопления торфа и не проясняет возраст этого уровня [7].

Поверхность на высотах 40-55 м в приморской части западного блока представляет собой пологонаклонную абразионно-аккумулятивную террасу с береговыми валами, сложенными на верхних уровнях щебнем, а ниже - галькой терских песчаников. Б.И. Кошечкин [9] выделяет верхнюю морскую границу вблизи верхней, а В.В. Колька и О.П. Корсакова [8] - вблизи нижней границы террасы, считая валы на больших отметках образованиями приледникового пресноводного бассейна. На внутренних берегах эстуария палео-Варзуги развиты заболоченные поверхности, по морфологии аналогичные расположенным выше, и, вероятно, испытавшие пассивное затопление.

На отметках 30-40 м формы берегового рельефа - галечные береговые валы и абразионные уступы, сформировавшиеся, по мнению Б.И. Кошечкина [1979], во время регрессии раннего голоцена, также присутствуют только на открытом побережье. На берегах эстуария развиты заболоченные террасы с сизо-бурыми суглинками в подошве [7], и формы озёрно- и водно-ледниковой аккумуляции [5], слабо измененные морем. Начало накопления торфа на осушенных пространствах северо-западного блока датировано интервалом 7.3 - 6.0 тыс. кал.л.н. (рис. 1). Ранее это дало основание соотносить формирование террасы с трансгрессией тапес [7].

Терраса на высотах 20(23)-30 м отделена от вышележащих поверхностей отчетливым абразионным уступом, что может быть признаком стабилизации уровня моря или возросшей силы воздействия волн. Строение рельефа указывает на резкую активизацию береговых процессов. На открытых берегах восточного блока начали формироваться песчаные береговые валы, параллельные современной береговой линии, а в зоне контакта северо-западного и центрального блоков - приустьевая коса р. Варзуги (рис. 1). Ядрами аккумуляции для первых генераций песчаных валов, образующих корень косы, стали склоны камов и структурные гряды, параллельные границе блоков. В результате здесь сформировались разновысотные заболоченные лагуны и котловины, ограниченные прямолинейными или дугообразными в плане невысокими уступами. Датирование подошвы озёрно-болотных отложений, перекрывающих морские и эоловые пески, показало значительные отличия (от ~8.0 до ~5.1 тыс. кал.л.н.) времени начала накопления торфа даже в разных котловинах одной и той же лагуны (рис. 1). По данным диатомового анализа пески, подстилающие торф с возрастом подошвы ~7.6-7.5 тыс. кал. л.н. на дне наиболее древней лагуны (абс. высота 21-24 м), формировались в пресноводном водоеме, испытывающем влияние близко расположенного моря. То есть, лагуна уже находилась выше уровня заплеска средних штормов. Близкий возраст - ~7.8-7.7 тыс. кал.л.н., имеет подошва торфа в понижении абразионно-аккумулятивной террасы на склоне хр. Корабль (абс. высота 24 м). Таким образом, новые данные заставляют пересмотреть сделанные ранее [7] предположения как о возрасте террас 40-55, 30-40 и 20-30 м, так и о существенных различиях скорости вертикального поднятия западного и «устьевоего» блоков.

Время формирования террас можно оценить, сопоставив морфологические и хронологические данные с изменениями продолжительности ледового периода, и, следовательно, интенсивности волновых процессов. Береговые валы хребта Корабль могли образоваться, когда акватория стала свободна ото льда не менее 1-2 месяцев в году. В Двинском заливе такая ситуация впервые сложилась ~10 тыс. кал. л.н. Затем, за исключением нескольких кратких эпизодов, продолжительность безледного периода оставалась меньше современной, а в интервале ~8.5-7.9 тыс. кал. л.н., в начале атлантического потепления голоцена, резко увеличилась до 6-11 месяцев [10]. Таким образом, террасы на высотах 40-55 и 30-40 м образовались, скорее всего, в раннем голоцене, на фоне региональной регрессии (~11.5-9.5 тыс. кал. л.н.) [8]. Слабая волновая переработка

берегов эстуария связана, вероятно, с более продолжительным стоянием припая на закрытых берегах. Формирование террасы с отметками 20(23)-30 м можно соотнести со временем резкого увеличения продолжительности безледного периода, совпавшего с началом трансгрессии тапес. Серия дат в интервале 6000-4500 кал. л.н., полученных по подошве торфа из болот, развившихся в понижениях между дюнами, говорит об активных эоловых процессах на поверхности террасы в начале среднего голоцена.

Терраса на высотах 15-20(23) м на приустьевой косе отличается от расположенных выше и ниже большими размерами и значительной эоловой переработкой береговых валов. Со стороны реки она срезана крутым уступом, отделившим ее от заболоченной террасы с отметками 10-15 м (останцы до 17 м). Последняя вышла из-под уровня моря 3.8-3.4 тыс. кал. л.н. [2]; накопление торфа началось в интервале 4.9-4.8 [7] - 3.9-3.8 тыс. кал. л.н. [2]. Таким образом, формирование террасы на высотах 15-20(23) м можно соотнести с трансгрессией тапес, а срезавшего ее уступа - с завершением трансгрессии.

Морфология и механизмы формирования террас с отметками менее 14-15 м близки современным. До ~1.8-1.7 тыс. кал.л.н. приустьевая коса р. Варзуги быстро выдвигалась к востоку и в сторону моря. Время начала перевевания поверхности прикорневой части косы могло начаться одновременно с её формированием, но в период ~2.1 тыс. кал.л.н. произошла её стабилизация, которая маркируется прослоями торфа в песке возрастом 2300-2000 кал.л.н. Дальнейшая активизация эоловых процессов, по-видимому, имела место в начале нашей эры в результате похолодания и аридизации климата [12], в результате которой торф был погребён песком.

По-видимому, стабилизация поверхности косы ~2.1 тыс. кал. л.н. распространялась и на среднюю её часть: в районе современного села Кузомень в береговом обнажении правого берега р. Варзуги был изучен разрез, верхняя часть которого сложена последовательно накапливавшимися органогенными отложениями возрастом 1800-200 кал. л.н. В прослое возрастом 970 л.н. был обнаружен фрагмент выделанной кожи, для которого было применено растительное дубление, возникшее в средние века (М.М. Шахнович, устное сообщение). Эти данные хорошо укладываются в концепцию заселения в раннесредневековое время правого и левого берегов устья Варзуги [6], которое практически не прерывалось до настоящего времени.

Появление новых данных позволило уточнить историю развития устьевой области р. Варзуги и оценить среднюю скорость послеледникового (гляциоизостатического и тектонического) поднятия отдельных морфоструктурных блоков за период ~7.5 тыс. кал. л. Для центрального («устьевого») блока она составила ~2.8-2.6 мм/год, а для юго-западного (хребет Корабль) ~3 мм/год. Несмотря на незначительные различия темпов вертикальных движений, береговые процессы в пределах быстрее и медленнее поднимающихся блоков были не одинаковы на протяжении всего голоцена. Эоловые процессы были активны во второй половине голоцена; периоды активизации чередовались с периодами стабилизации поверхностей. Переменчивые условия природной среды не препятствовали активному заселению устья Варзуги древними сообществами.

*Исследования выполнены в рамках тем ГЗ № 121040100323-5 и ГЗ ИГ РАН при поддержке проектов РФФИ 19-05-00966 и 20-05-00613.*

Список литературы:

- [1] Авенариус И.Г. Морфоструктура Беломорского региона // Геоморфология. № 3. 2004. С. 48-56.
- [2] Агафонова Е.А., Полякова Е.И., Романенко Ф.А. Диатомовые водоросли в голоценовых отложениях Терского берега Белого моря в связи с историей его развития в послеледниковое время // Арктика и Антарктика. 2020. № 2. DOI: 10.7256/2453-8922.2020.2.32632
- [3] Балувев А.С. (отв.ред.). Тектоническая карта Белого моря м-ба 1:1500000 // Объяснительная записка. М.: ГИН РАН, 2012. 58 с.
- [4] Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.

- [5] Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1000 000. Лист Q-37 с акваторией (Архангельск). Объяснительная записка. СПб.: МАГЭ, ВСЕГЕИ, 2010. 338 с.
- [6] Гурина Н.Н., Овсянников О.В., Рябинин Е.А. Средневековые древности Кольского полуострова // Финны в Европе VI–XV веке. М., 1990. Ч. II. С. 125–134.
- [7] Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. Новые данные по истории Терского берега Белого моря в голоцене (район устья р. Варзуги) // Геология морей и океанов. Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 3. М.: ГЕОС, 2015. С. 185–189.
- [8] Колька В.В., Корсакова О.П. Положение береговой линии Белого моря и неотектонические движения на северо-востоке Фенноскандии в позднеледниковье и голоцене // Система Белого моря. Т. IV. М.: Научный мир, 2017. С. 222-249.
- [9] Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 157 с.
- [10] Новичкова Е.А. Постледниковая история развития Белого моря по материалам изучения водных и наземных палиноморф / Автореф. дисс. ... к. г.-м.н. Москва: ИО РАН, 2008. 26 с.
- [11] Сафьянов Г. А., Моисеева М. А. Морфодинамические условия гранулометрической дифференциации наносов на пляжах и приливных осушках Белого моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2012. № 6. С. 38–45.
- [12] Wanner H., Beer J., Butikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Fluckiger J., Hugues Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Kuttel M., Muller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M. Mid- to Late Holocene climate change: an overview // Quaternary Science Reviews, 2008, - v. 27, - P. 1791-1828.

**ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ  
ВАРЗУГИ (ТЕРСКИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОРЯ) В ГОЛОЦЕНЕ**

**Ф.А. Романенко<sup>1</sup>, Ю.М. Кононов<sup>2</sup>, С.Н. Тимирева<sup>2</sup>, П.С. Дзевевахшвили<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия, faromanenko@mail.ru

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, jukon02@mail.ru

**SOME CHARACTERISTICS OF RELIEF FORMATION IN THE VARZUGA RIVER  
(TERSK COAST OF THE WHITE SEA) DURING THE HOLOCENE**

**F.A. Romanenko<sup>1</sup>, Yu.M. Kononov<sup>2</sup>, S.N. Timireva<sup>1</sup>, P.S. Dzhevahashvili<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Кольский полуостров - один из ключевых районов изучения послеледникового развития природной среды Северной Европы. Многократное образование ледниковых покровов в плейстоцене определило особенности рельефа, строение четвертичных отложений и современные ландшафты полуострова. Кандалакшский и Терский берега Белого моря относятся к числу самых известных геологам, геоморфологам и палеогеографам участков побережья Северного Ледовитого океана. Более 150 лет, со времен А.Ф. Миддендорфа, капитана Н.В. Широкина и Е.С. Фёдорова их посещают исследователи и каждый находит здесь что-то новое и интересное. При этом многие детали истории развития рельефа и динамики ландшафтов в послеледниковье остаются ещё неясными. В частности, это касается Кузоменских песков – одного из самых обширных эоловых массивов на севере Европейской части России, расположенного на крупной (длина около 10 км, ширина около 3 км) косе в устье р. Варзуги (рис. 1). Несмотря на качественные геологические съёмки [3, 4] и регулярно появляющиеся в печати работы [10, 9, 1, 5, 8, 7, 6, 12, 11, 2 и др.], детальная история формирования побережья пока не восстановлена. Лишь в последнее десятилетия появились надёжные радиоуглеродная хронология и диатомовые диаграммы рыхлых отложений, главным образом озёрно-болотных. Торфяники остаются главным палеоархивом и поэтому их исследование стало главной целью нашей экспедиции 2021 г. В ней участвовали также одиннадцать студентов 2-го курса и два магистранта кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ.

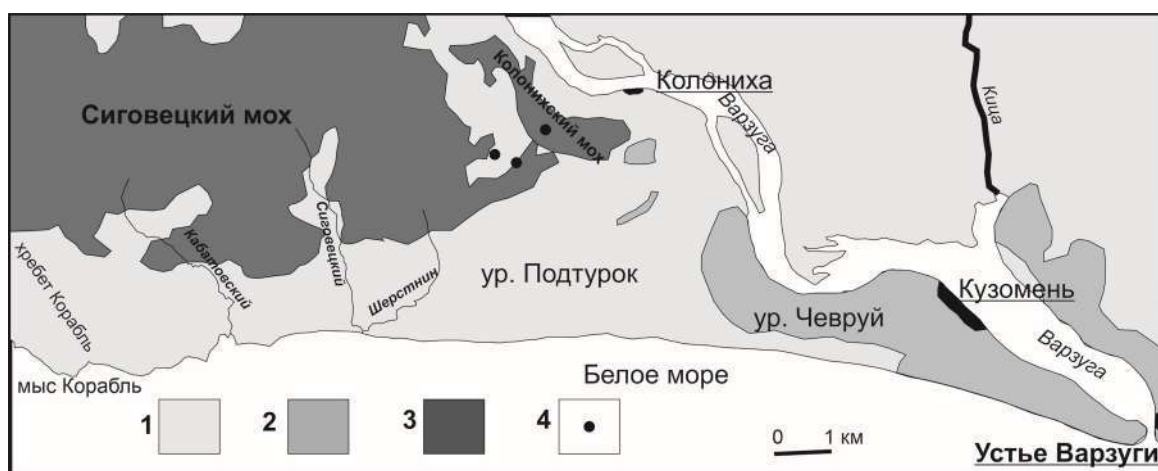


Рис.1. Расположение участка полевых работ 2021 г. Условные обозначения: 1 – суша; 2 – незадернованные песчаные массивы (пустыня Кузоменские пески); 3 – болотные массивы; 4 – буровые скважины. Названия населённых пунктов подчёркнуты.

Участок побережья протяженностью около 25 км между устьем ручья Лодочного (месторождение аметистов «Мыс Корабль») и устьем р. Варзуги был обследован сетью маршрутов в ходе геоморфологической съёмки. С помощью торфяного бура Гиллера-1 пробурено две скважины до песчаного плотика, отобраны образцы на радиоуглеродное датирование и по всей толще торфа и сапропеля – на комплекс анализов. Опробованные болота располагались на высотах от 35 (восточная часть болота Сиговецкий мох) до 17 м (Колонихский мох).

Данный участок Кандалакшского берега сложен рифейскими песчаниками бывшей терской свиты, а сейчас оленицкой серии [3], в разной степени перекрытыми верхнеплейстоцен-голоценовыми отложениями. На значительной площади скальный цоколь выходит на поверхность, образуя серии абразионных террас или бенчей (например, в районе мыса Корабль или в нижнем течении ручья Кабатовского). Часто терские песчаники лишь немного припорошены валунно-галечными морскими отложениями голоценовых береговых валов, обязанных своим возникновением послеледниковому подъёму берега. Так, на южной оконечности хребта Корабль (макс. высота 55,6 м) насчитывается не менее 75 береговых валов, поднимающихся от уреза моря. Как известно, максимальные скорости подъёма отмечаются в кутовой части Кандалакшского залива всего в 200 км к северо-западу.

Долина Варзуги проходит по крупному разлому север-северо-западного простирания [6], разделяя блоки с разной интенсивностью воздымания. В западной части обследованного участка скорость тектонического подъёма больше. Поэтому западнее ручья Кабатовского преобладают скальные породы, иногда с маломощным чехлом морских галечников. И лишь на высотах 50-65 м, где располагается плоская поверхность аккумулятивно-абразионной террасы, находится обширное (длиной более 16 км) болото Сиговецкий мох, где мощность торфа достигает нескольких метров. Возраст этой поверхности Т.Ю. Репкина относит к раннему голоцену [6]. Она полого спускается к востоку, постепенно переходя в террасу высотой 20-30 м, осложнённую многочисленными эоловыми формами – дюнами, грядами относительной высотой до 10–12 м. Они заросли сосняками и из-за эоловой переработки проследить здесь за береговыми валами достаточно сложно. Эоловые процессы, развитию которых способствует интенсивная транспортная и рекреационная активность приезжих туристов и местных жителей, продолжают развиваться.

С севера терраса 20-30 м подрезается излучиной Варзуги, занятой речной террасой высотой до 17 м (здесь расположено болото Колонихский мох) и двумя ярусами поймы. Мощность торфа, по данным нашего бурения, достигает 2,6 м, возраст его подошвы 2870-3560 радиоуглеродных лет (3-4 тыс. л.н.) [2]. Торф лежит на песках с прибрежно-морским комплексом диатомей. Постепенно они сменяется холодноводными озерно-болотными

диатомовыми водорослями. Это позволяет говорить, что накопление осадков террасы началось во время трансгрессии тривия.

К юго-востоку к террасе 20–30 м примыкает обширная аккумулятивная поверхность высотой 7–15 м, занятая правильной последовательностью песчаных береговых валов, повышающихся от моря (урочище Подтурок). Примерно на такой высоте расположены и Кузоменские пески, занимающие всю косу до с. Кузомень (урочище Чевруй). Песчаные пространства выстланы обломками терских песчаников и интенсивно переважаются. Многочисленны дюны, котловины выдувания, эоловые останцы, бугристые пески. К югу и востоку терраса 7-15 м постепенно снижается к урезу воды и продолжает формироваться в восточной части и разрушаться за счет подмыва рекой – в западной. В самом устье Варзуги приливные течения настолько сильны, что зимой здесь не формируется сплошного плотного ледового покрова.

Причины появления Кузоменских песков исследователи [7] видят в основном в практиковавшемся поморами привязном содержании скота, суровом ветровом режиме и мощном пожаре, следы которого в виде очень маломощного горизонта углей прослеживаются на большом протяжении. Радиоуглеродное датирование отобранных нами образцов древесины из вертикально торчащих высохших стволов до 30 см в диаметре показали, что деревья высохли в течение XVII-XIX вв., т.е. лес на разных участках погибал в разное время, т.е. не мгновенно, а постепенно. Восстановление лесов шло под руководством Г.В. Вишнякова с несомненным успехом с начала 1980-х гг., но после неудачной попытки существенного увеличения площади лесонасаждений 2008 г., когда использовался торф из восточной части Сиговецкого мха, приостановилось.

Таким образом, на обследованном участке Кандалакшского берега выявлена серия субгоризонтальных уровней: абразионной террасы 50-65 м, цокольной аккумулятивной террасы 20-30 м, речной террасы 13-17 м и морских аккумулятивных террас 7–15 м и формирующейся 1- 4 м. Последние две интенсивно переважаются.

Диатомовый и спорово-пыльцевой анализы отобранных образцов торфа, сопровождаемые радиоуглеродным датированием, позволят установить детали развития ландшафтов на разных высотных уровнях.

*Благодарности. Работа выполнена в рамках госзадания кафедры геоморфологии и палеогеографии (№ АААА-А16-11632810089-5) Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, а также при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00082 А). Авторы выражают глубокую признательность с.н.с., к.г.н. географического факультета Е.В. Гаранкиной и магистрантке В.И. Журавлевой за большую помощь при организации и проведении полевых работ.*

Список литературы:

- [1] Авенариус И.Г. Морфоструктура Беломорского региона // Геоморфология, – 2004. – № 3. – С.48-56.
- [2] Агафонова Е.А., Полякова Е.И., Романенко Ф.А. Диатомовые водоросли в голоценовых отложениях Терского берега Белого моря в связи с историей его развития в послеледниковое время // Арктика и Антарктика, – 2020. – № 2. – С.1-16.
- [3] Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000. Лист Q-(35)37. / СПб.: ВСЕГЕИ, – 2001/2003.
- [4] Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000. Лист Q-(35)37. Объяснительная записка. / СПб, ВСЕГЕИ, – 2001. – 338 с.
- [5] Ермолов А.А. Геоморфология беломорских берегов Кольского полуострова // Геоморфология, – 2010. – № 1. – С. 36-42.
- [6] Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. Новые данные по истории Терского берега Белого моря в голоцене (район устья р. Варзуги) // Геология морей и океанов. Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. ГЕОС, Москва, – 2015. – Т. 3. – С. 185-189.
- [7] Казаков Л.А., Вишняков Г.В. Кузоменские пески в начале XXI века // Москва, Пи-Квадрат, – 2014. –128 с.

[8] Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Г.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова в районе пос. Умба // Известия РАН. Серия географическая, – 2013. – № 1. – С.73-88.

[9] Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита / Л., Наука, –1979. –157 с.

[10] Медведев П.М. Кузоменские подвижные пески и мероприятия по их закреплению // Изв. ВГО. – Том 96. – Вып. 1, –1964. – С. 30-38.

[11] Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А., Луговой Н.Н., Гуринов А.Л. Антропогенные пустыни побережья Белого моря // География: развитие науки и образования. LXXIII Герценовские чтения. – 2020. – Том 1. – С.244-247.

[12] Романенко Ф.А., Шиловцева О.А., Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н. Современный климат северо-западного Беломорья и острова вечной мерзлоты // Изучение, рациональное использование и охрана природных ресурсов Белого моря. СПб., ЗИН РАН, – 2017. – С. 169-172.

### **НЕКОТОРЫЕ ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ АЛТАЙСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ В КОНТЕКСТЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ЕВРАЗИИ**

**Н.А. Рудая<sup>1</sup>, С.Е. Карачурина<sup>1</sup>, С. Као<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>Лаборатория PaleoData, Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, nrudaya@gmail.com

<sup>2</sup>Государственная ключевая лаборатория по изучению экосистем Тибетского нагорья, Институт исследований Тибетского нагорья, Китайская академия наук, Пекин, Китай, xcao@itpcas.ac.cn

### **SOME DEBATABLE ISSUES OF CHANGE IN THE ENVIRONMENTAL CONDITIONS OF THE ALTAI MOUNTAINS IN THE CONTEXT OF GLOBAL PROCESSES OF THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE OF EURASIA**

**N.A. Rudaya<sup>1</sup>, S.E. Karachurina<sup>1</sup>, X. Cao<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>PaleoData Lab, Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Alpine Paleoeology and Human Adaptation Group (ALPHA), State Key Laboratory of Tibetan Plateau Earth System Science, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

В связи с нестабильностью климата последних десятилетий одной из приоритетных задач для мирового научного сообщества является изучение изменений климата Земли в прошлом, выявление их причин, закономерностей, последствий и составление прогнозов. Палеолимнологические исследования служат основой для палеобиогеографических реконструкций природной среды, по крайней мере, за несколько десятков тысячелетий.

Алтайская горная страна и прилегающие к ней территории богаты озерами, а, следовательно, являются перспективными для палеолимнологических исследований. При этом большинство современных озер на этой горной территории относительно молодые и сформировались в стадию последней дегляциации.

Территория среднеширотной Азии в климатическом отношении состоит из двух отдельных регионов – Восточной Азии, где современный климат в основном регулируется циркуляцией азиатского муссона, и аридной Центральной Азии и прилегающих частях Северной Азии, где современный климат регулируется западным переносом воздушных масс. Климат Алтайской горной страны также в настоящее время контролируется западным переносом воздушных масс.

Материалами настоящего исследования являются колонки донных отложений восьми озер, отобранные в разных частях Алтая и сопредельных территорий. Реконструкция

климатических параметров выполнялась методами построения трансферной функции, с использованием многомерной статистики на основании палинологических данных

Одним из дискуссионных вопросов естественной истории Алтайских гор и в целом Центральной Азии является вопрос о времени и границах влияния на климат этой территории азиатского муссона, а также его взаимодействие с атлантическим переносом воздушных масс в разные периоды голоцена. По мнению ряда исследователей [3, 27, 10, 12, 30], раннеголоценовые климатические флуктуации в северной части Центральной Азии и даже в юго-западной Сибири обеспечивались активностью азиатского муссона. Однако согласно концепции [7, 9], наиболее разработанной на сегодняшний день и основанной на изучении озерных отложений, аридная Центральная Азия показывает другой сценарий развития климата в голоцене.

Здесь ранний голоцен был относительно аридным, гумидность повышается только после 8 тыс. лет назад. Такая климатическая динамика отражает связь аридной Центральной Азии с событиями в Северной Атлантике: флуктуациями температур поверхностных вод океана и температур воздуха, которые приводили к изменениям в западном переносе влаги. В позднем дриасе и раннем голоцене ледниковый покров высоких широт был еще достаточно большим по сравнению со средним голоценом, что выражалось в низких температурах поверхностных океанических вод и воздуха [16], несмотря на возросшую инсоляцию. Большие массы талой холодной воды также понижали температуру поверхностных океанических вод в Северной Атлантике.

Усиление летнего азиатского муссона в юго-восточной Азии из-за увеличения летней инсоляции и холодные поверхностные океанические воды и температуры воздуха в Северной Атлантике создавали в раннем голоцене меридиональный температурный градиент. Этот градиент усиливал западный перенос воздушных масс в средних широтах и мог смешать западное высотное струйное течение (jet stream) к югу. Это выражалось в круглогодичных сильных ветрах на территории аридной Центральной Азии, которые, однако, приносили мало влаги, так как холодные североатлантические поверхностные воды характеризовались невысоким испарением.

Результаты моделирования на основе набора данных TraCE-21ka (Simulation of Transient Climate Evolution over the last 21,000 years) [24] с учетом внешних и внутренних движущих факторов (изменения инсоляции, концентрации парниковых газов в атмосфере, потоков талой воды и размеров континентальных ледяных щитов) показали, что как летние, так и зимние осадки в аридной части Центральной Азии увеличились после 12 тыс. лет назад. Однако количество зимних осадков было относительно низким до ~8 тыс. лет назад, а затем увеличилось почти линейными темпами до современного уровня. Количество летних осадков начало быстро увеличиваться между 12 и ~8 тыс. лет назад, а затем оставалось на высоком уровне с небольшим снижением в последние 2 тыс. лет. Моделирование биомов с применением модели REVEALS (Regional Estimates of Vegetation Abundance from Large Sites) для Алтая и Северной Монголии выявило увеличение количества лиственницы, начиная с 11 тыс. лет назад, а вечнозелёных хвойных - с 9 тыс. лет назад [5].

Существование аридного раннего голоцена в Центральной Азии в районах, прилегающих к Алтайской горной стране, подтверждают палеозаписи из озер Сайрам, Эби, Вулунгу, Баликун (Синзьян) [15, 14, 23, 3]; озера Чжуе (Гансю), находящегося сегодня на границе влияния азиатского муссона и северо-атлантического воздушного переноса [21]; озера Бостен (Восточный Тянь-Шань) [32]; лессово-почвенной палеозаписью в Синзьяне [9].

Проведенные нами исследования позволяют предположить, что в целом описанный выше сценарий подходит и для Алтайской горной страны, предполагая тем самым, что даже в раннем голоцене климат Алтая не подвергался влиянию азиатского муссона. Этому свидетельствует реконструированное здесь заметное увеличение количества среднегодовых осадков не ранее 8 тыс. лет назад, то есть относительно аридный ранний голоцен.



Еще одним дискуссионным вопросом является вопрос о гумидности или аридности малого ледникового периода в горах Алтая и в целом в Центральной Азии. Результаты наших исследований позволяют предполагать, что малый ледниковый период в Алтайской горной стране был достаточно гумидным. Кроме озерных архивов, свидетельством тому, что в Алтайской горной стране повышалась гумидность во время малого ледникового периода, является также аккумуляция льда на хребтах Российского и Монгольского Алтая [1, 13]. Свидетельства того, что малый ледниковый период был гумидным, находятся и на территориях, окружающих Алтайскую горную страну [6].

Различные природные архивы, такие как геологические данные изучения террас реки Керийя [33], палинологические и геохимические данные из озера Бостен [8], макроостатки растений и содержание стабильных изотопов углерода из отложений восточной Таримской котловины [22], реконструкция береговой линии озера Лобнор [32], биомаркеры из озера Манас [29] и палинологические и геохимические данные из озер Эби-Нур и Сайрам [18, 26, 31] в провинции Синьцзян в северо-западном Китае, а также реконструкция уровня грунтовых вод из пустыни Бадайн Джаран во Внутренней Монголии [25], указывают на повышение осадков и гумидный малый ледниковый период. Результаты изучения биомаркеров в озерных отложениях Памирского плато также показывают гумидный климат в течение малого ледникового периода (озеро Каракуль [2], озеро Сасикуль [19]). Подъем уровня Каспийского моря на 3-4,5 м отмечается после 1280 г. [17]. Палеозаписи диатомовых водорослей из Аральского моря показывают понижение солёности и подъем уровня моря между 1350-1780 г. [4]. Основываясь на результатах комплексного анализа геохимических и биологических данных из озерных осадков показано, что уровень озера Балхаш значительно вырос после 1200 г. с небольшим понижением в 16 веке и высоким уровнем в 17-19 веках [11].

Гумидность малого ледникового периода в Центральной Азии, а также в южной Европе, может быть связана с ослаблением североатлантической осцилляции, когда ветра западного переноса смешаются южнее и приносят больше влаги в эти регионы. При этом в Северной Европе и в юго-восточной Азии в это время отмечается усиление аридности [18, 20]. В юго-восточной Азии похолодание малого ледникового периода приводило к сужению внутритропической зоны конвергенции, ослаблению азиатского муссона и увеличению аридности [20].

*Исследования выполнены при поддержке проекта РНФ 20-17-00110. С.Е. Карачурина работала в рамках НИР ИАЭТ СО РАН.*

#### Список литературы:

- [1] Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K., Rodnight H. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology // Quaternary Science Reviews. – 2012. – Vol. 43. – P. 74-93.
- [2] Aichner B., Feakins S.J., Lee J.E., Herzschuh U., Liu X. High-resolution leaf wax carbon and hydrogen isotopic record of the late Holocene paleoclimate in arid Central Asia // Climate of the Past. – 2015. – Vol. 11. – №. 4. – P. 619-633.
- [3] An Ch.-B., Lu Y., Zhao J., Tao S., Dong W., Li H., Jin M., Wang Z. A high-resolution record of Holocene environmental and climatic changes from Lake Balikun (Xinjiang, China): Implications for central Asia // The Holocene. – 2012. – Vol. 22. – №. 1. – P. 43-52.
- [4] Austin P., Mackay A., Palagushkina O., Leng M. A high-resolution diatom-inferred palaeoconductivity and lake level record of the Aral Sea for the last 1600 yr // Quaternary Research. – 2007. – Vol. 67. – №. 3. – P. 383-393.
- [5] Cao X., Tian F., Li F., Gaillard M.-J., Rudaya N., Xu Q., Herzschuh U. Pollen-based quantitative land-cover reconstruction for northern Asia covering the last 40 ka cal BP // Climate of the Past. – 2019. – Vol. 15. – №. 4. – P. 1503-1536.
- [6] Che P., Lan J. Climate Change along the Silk Road and Its Influence on Scythian Cultural Expansion and Rise of the Mongol Empire // Sustainability. – 2021. – Vol. 13. – №. 5. – P. 25-30.
- [7] Chen F., Chen J., Holmes J., Boomer I., Austin P., Gates J., Wang N., Brooks S., Zhang J. Moisture changes over the last millennium in arid central Asia: a review, synthesis and comparison with monsoon region // Quaternary Science Reviews. – 2010. – Vol. 29. – №. 7-8. – P. 1055-1068.

- [8] Chen F., Huang X., Zhang J., Holmes J.A., Chen J. Humid Little Ice Age in arid central Asia documented by Bosten Lake, Xinjiang, China // *Sci. China Earth Sci.* – 2006. – Vol. 49 – P. 1280–1290.
- [9] Chen F.H., Jia J., Chen J., Li G., Zhang X., Xie H., Xia D., Huang W., An C.. A persistent Holocene wetting trend in arid central Asia, with wettest conditions in the late Holocene, revealed by multi-proxy analyses of loess-paleosol sequences in Xinjiang, China // *Quaternary Science Reviews.* – 2016. – Vol. 146. – P. 134-146.
- [10] Chengjun Z., Zhaodong F., Qili Y., Xiaohui G., Feifei S. Holocene environmental variations recorded by organic-related and carbonate-related proxies of the lacustrine sediments from Bosten Lake, northwestern China // *The Holocene.* – 2010. – Vol. 20. – №. 3. – P. 363-373.
- [11] Endo, K., Sugai, T., Haraguchi, T., Chiba, T., Kondo, R., Nakao, Y., Aubekerov, B. A. Lake level change and environmental evolution during the last 8000 years mainly based on Balkhash Lake cores in Kazakhstan, Central Eurasia // *Toward a sustainable society in Central Asia: An historical perspective on the future.* – 2012. – P. 35-48.
- [12] Harrison S. P., Yu G., Tarasov P. E. Late Quaternary lake-level record from northern Eurasia // *Quaternary research.* – 1996. – Vol. 45. – №. 2. – P. 138-159.
- [13] Herren P.-A., Eichler, A., Machguth, H., Papina, T., Tobler, L., Zapf, A., Schwikowski, M. The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range // *Quaternary Science Reviews.* – 2013. – Vol. 69 – P. 59-68.
- [14] Jia H., Wu J., Zhang H., Yi S. Pollen-based climate reconstruction from Ebi Lake in northwestern China, Central Asia, over the past 37,000 years // *Quaternary International.* – 2020. – Vol. 544. – P. 96-103.
- [15] Jiang Q., Ji J., Shen J., Matsumoto R., Tong G., Qian P., Yan D. Holocene vegetational and climatic variation in westerly-dominated areas of Central Asia inferred from the Sayram Lake in northern Xinjiang, China // *Science China Earth Sciences.* – 2013. – Vol. 56. – №. 3. – P. 339-353.
- [16] Kaplan M. R., Wolfe A. P. Spatial and temporal variability of Holocene temperature in the North Atlantic region // *Quaternary Research.* – 2006. – Vol. 65. – №. 02. – P. 223-231.
- [17] Kroonenberg S. B., Abdurakhmanov G. M., Badyukova E. V., Van der Borg K., Kalashnikov A., Kasimov N. S., Wesselingh F. Solar-forced 2600 BP and little ice age highstands of the Caspian sea // *Quaternary International.* – 2007. – Vol. 173. – P. 137-143.
- [18] Lan J., Zhang J., Cheng P., Ma X., Ai L., Chawchai S., Zhou K., Wang T., Yu K., Sheng E., Kang S., Zang J., Yan D., Wang Y., Tan L., Xu H. Late Holocene hydroclimatic variation in central Asia and its response to mid-latitude Westerlies and solar irradiance // *Quaternary Science Reviews.* – 2020. – Vol. 238. – P. 106330.
- [19] Lei Y.B., Tian L.D., Bird B.W., Hou J.Z., Ding L., Oimahmadov I., Gadoev M. A 2540-year record of moisture variations derived from lacustrine sediment (Sasikul Lake) on the Pamir Plateau // *The Holocene.* – 2014. – Vol. 24 – P. 761–770.
- [20] Li T.-Y., Xiao S.-Y., Shen C.-C., Zhang J., Chen C.-J., Cheng H., Spötl C., Huang R., Wang T., Li J.-Y., Wu Y., Liu Z.-Q., Edwards R. L., Yu T.-L. Little Ice Age climate changes in Southwest China from a stalagmite  $\delta^{18}\text{O}$  record // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* – 2021. – Vol. 562. – P. 110167.
- [21] Li Y., Wang N. A., Morrill C., Cheng H., Long H., Zhao Q. Environmental change implied by the relationship between pollen assemblages and grain-size in NW Chinese lake sediments since the Late Glacial // *Review of Palaeobotany and Palynology.* – 2009. – Vol. 154. – №. 1-4. – P. 54-64.
- [22] Liu W.G., Liu Z.H., An Z.S., Wang X.L., Chang H. Wet climate during the Little 'Ice Age' in the arid Tarim Basin, northwestern China // *The Holocene.* – 2011. – Vol. 21. – P. 409–416.
- [23] Liu X., Herzsuh U., Shen J., Jiang Q., Xiao X. Holocene environmental and climatic changes inferred from Wulungu Lake in northern Xinjiang, China // *Quaternary Research.* – 2008. – Vol. 70(3). – P. 412-425.
- [24] Liu Z.Y., Wen X.Y., Brady E.C., Otto-Bliesner B., Yu G., Lu H.Y., Cheng H., Wang Y.J., Zheng W.P., Ding Y.H., Edwards R.L., Cheng J., Liu W., Yang H. Chinese cave records and the east Asia summer monsoon // *Quaternary Science Reviews.* – 2014. – Vol. 83. – P. 115-128.
- [25] Ma J.Z., Edmunds W.M. Groundwater and lake evolution in the Badain Jaran desert ecosystem, Inner Mongolia // *Hydroge. J.* – 2006. – Vol. 14 – P. 1231–1243.
- [26] Ma L., Wu J., Yu H., Haiao Z., Abuduwaili J. The Medieval Warm Period and the Little Ice Age from a sediment record of Lake Ebinur, northwest China // *Boreas.* – 2011. – Vol. 40. – P. 518–524.
- [27] Mischke S., Wünnemann B. The Holocene salinity history of Bosten Lake (Xinjiang, China) inferred from ostracod species assemblages and shell chemistry: possible palaeoclimatic implications // *Quaternary International.* – 2006. – Vol. 154. – P. 100-112.

[28] Putnam A.E., Putnam D.E., Andreu-Hayles L., Cook E.R., Palmer J.G., Clark E.H., Wang C.Z., Chen F., Denton G.H., Boyle D.P., Bassett S.D., Birkel S.D., Martin-Fernandez J., Hajdas J., Southon J., Garner K.B., Cheng H., Broecker W.S. Little Ice Age wetting of interior Asian deserts and the rise of the Mongol Empire // *Quaternary Science Reviews*. – 2016. – Vol. 131. – P. 33-50.

[29] Song M., Zhou A.F., Zhang X.N., Zhao C., He Y.X., Yang W.Q., Liu W.G., Li S.H., Liu Z.H. Solar imprints on Asian inland moisture fluctuations over the last millennium // *The Holocene*. – 2015. – Vol. 25. – P. 1935–1943.

[30] Tarasov P., Dorofeyuk N., Metel'tseva E. Holocene vegetation and climate changes in Hoton-Nur basin, northwest Mongolia // *Boreas*. – 2000. – Vol. 29/2. – P. 117-126.

[31] Wang W., Feng Z.D., Ran M., Zhang C.J. Holocene climate and vegetation changes inferred from pollen records of Lake Aibi, northern Xinjiang, China: A potential contribution to understanding of Holocene climate pattern in East-central Asia // *Quaternary International*. – 2013. – Vol. 311. – P. 54–62.

[32] Wünnemann B., Mischke S., Chen F. A Holocene sedimentary record from Bosten lake, China // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2006. – Vol. 234. – №. 2-4. – P. 223-238.

[33] Yang X.P., Zhu Z.D., Jaekel D., Owen L.A., Han J.M. Late Quaternary palaeoenvironment change and landscape evolution along the Keriya River, Xinjiang, China: The relationship between high mountain glaciation and landscape evolution in foreland desert regions // *Quaternary International*. – 2002. – Vol. 97. – P. 155–166.

**ИСКОПАЕМЫЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ ИЗ ДОННЫХ ОСАДКОВ  
ОЗЕР ПЛАТО ПУТОРАНА КАК ИНДИКАТОР ЛАНДШАФТНЫХ ОБСТАНОВОК  
ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА**

**О.В. Руденко<sup>1</sup>, Е.Ю. Новенко<sup>2,3</sup>, Н.Г. Мазей<sup>2</sup>, Д.А. Куприянов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, Орел, Россия,  
olrudenko2011@yandex.ru

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
dmitriy Kupriyanov1994@yandex.ru, natashamazei@mail.ru

<sup>3</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, lenanov@mail.ru

**FOSSIL SPORE-POLLEN SPECTRA FROM LAKE SEDIMENTS OF THE  
PUTORANA PLATEAU AS AN INDICATOR OF LATE HOLOCENE LANDSCAPES**

**O.V. Rudenko<sup>1</sup>, E.Yu. Novenko<sup>2,3</sup>, N.G. Mazei<sup>2</sup>, D.A. Kupriyanov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Orel State University named after I.S. Turgenev, Orel, Russia

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Institute of Geography Russian Academy of Science, Moscow, Russia

Потепление климата последних десятилетий сопровождалось таянием вечной мерзлоты и увеличением частоты пожаров в арктических и субарктических регионах [10], что обусловило повышенный интерес научного сообщества к познанию изменений природных обстановок высоких широт в прошлом для целей прогнозирования динамики экосистем в будущем. Палеолимнологические исследования принадлежат к числу наиболее информативных методов реконструкций природных обстановок прошлого, поскольку озера - это уникальные природные архивы, в донных осадках которых заключена информация об изменениях ландшафтов периода осадконакопления [4, 5]. В настоящем сообщении представлены результаты реконструкций изменений природной среды в позднем голоцене одного из наиболее слабоизученных регионов Сибирской Субарктики – западной части плато Путорана. Для этого использованы данные палинологического анализа и изучения макроскопических частиц угля в донных осадках двух озер, расположенных в бассейне р. Хантайки. Особое внимание в наших исследованиях уделено реконструкции истории пожаров в регионе. Для достоверности наших выводов мы привлекали данные палеорекоkonструкций летних температур по останкам хирономид, полученные ранее из кернов этих же озер [14], а также детальные реконструкции растительности и климата северо-западной части плато Путорана в позднеледниковье и голоцене, полученные по палинологическим данным из озера Лама, расположенного в 130 км к северо-западу от района наших исследований [3].

Первое озеро, Глухое, площадью 230 га, расположено в широкой заболоченной долине в нижнем поясе гор (68°09'54" с.ш., 92°10'23" в.д., 569 м над уровнем моря). Второе озеро – небольшой безымянный водоем (обозначенное нами как Безымянное) в 5 км к северу от Глухого (68°12'12" с.ш. 92°10'44" в.д.). Оно занимает котловину площадью 6,8 га в гольцовом поясе гор на высоте 805 м над уровнем моря. Озеро Глухое окружено лиственничным редколесьем, в подлеске которого обильны *Duschekia fruticosa* и *Betula nana* [14]. Растительный покров вокруг озера Безымянного образован преимущественно лишайниками, в наиболее защищённых местообитаниях отмечены куртины ив.

Полевые работы, бурение и отбор образцов в озерах выполнены группой исследователей из Университетского колледжа в Лондоне в 2006 г. в рамках проекта, посвященного изучению экологии сообществ хирономид и созданию калибровочной модели для реконструкции палеоклимата [14]. Хронология кернов озерных отложений основана на AMS-датировании, проведенном в лаборатории радиоуглеродного датирования NERC Radiocarbon Facility and SUERC AMS Laboratory; для верхних горизонтов в лаборатории Beta-Analytical, США проведено определение абсолютного возраста на основе содержания изотопов  $^{137}\text{Cs}/^{210}\text{Pb}$  в осадках.

Для спорово-пыльцевого анализа образцы отобраны с интервалом в 3 см, обработаны по стандартной методике [13] и изучены под микроскопом при увеличении  $\times 400$ . В каждом образце подсчитано более 500 пыльцевых зерен и спор, дополнительно проведен подсчет микрочастиц угля (линейные размеры  $< 40 \mu\text{m}$ ). За 100% принята сумма пыльцы древесных (AP) и травянистых растений (NAP). Реконструкция частоты пожаров проведена на основе анализа содержания макроскопических частиц угля (размер  $> 125 \mu\text{m}$ ) в осадках [6], для чего из кернов непрерывно с шагом 1 см был проведен отбор образцов, а последующая экстракция микрочастиц угля осуществлена по методике Mooney and Tinner [12]. Подсчет частиц угля проведен под стереоскопическим микроскопом при 40-кратном увеличении. Для выявления регионального сигнала динамики лесных пожаров, определяемых фоновыми скоростями накопления частиц угля в отложениях, а также локальных пожарных эпизодов (пожаров или их серий, происходивших в окрестностях озера) [6] использован программный пакет CharAnalysis [9]. В результате получены величины скоростей накопления частиц угля (Charcoal accumulation rate, CHAR-индекс), определены фоновые и пороговые значения CHAR для разделения локального и регионального сигналов динамики лесных пожаров.

Согласно полученным радиоуглеродным датировкам (рис.1), отложения, вскрытые скважинами в озерах Глухое и Безымянное, начали накапливаться около 3,0 и 3,9 тыс. кал. л.н., соответственно. Несмотря на положение озер в различных высотных поясах гор, состав и соотношение основных компонентов спорово-пыльцевых спектров (далее в тексте СПС) на спорово-пыльцевых диаграммах обоих озер показали высокую степень сходства (рис. 2 А, Б).

Спорово-пыльцевые диаграммы были разделены на зоны на основе кластерного анализа с помощью модуля CONISS в программе TILIA [7]. Поскольку характеристики выделенных зон и их возрастные границы в разрезах отложений изученных озер оказались очень близки, мы приняли общие для обоих озер обозначения и нумерацию пыльцевых зон Put-1-5.

Пыльцевая зона Put-1 представлена только в отложениях озера Безымянного (34–28 см, 3,9–3,1 тыс. кал.л.н.). В ее СПС высоко содержание пыльцы гипоарктических кустарников *Betula nana* и *Duschekia fruticosa*, обильны хлорофитовые водоросли рода *Pediastrum* и *Botriococcus braunii*, а также микрочастицы угля.

Для СПС зоны Put-2 (оз. Безымянное - 28–21 см; оз. Глухое - 20–26 см; 3,1–2,5 тыс. кал. л.н.) характерны относительно высокое участие пыльцы деревьев, увеличение доли пыльцы Сурегасеае, а также заметное сокращение числа микрочастиц угля, особенно на диаграмме оз. Безымянное. Участие пыльцы *Picea* и *Pinus* в СПС достигает 5–7%, пыльцы древесной березы (*Betula alba*-type) - 10%. Присутствует также пыльца *Abies*.

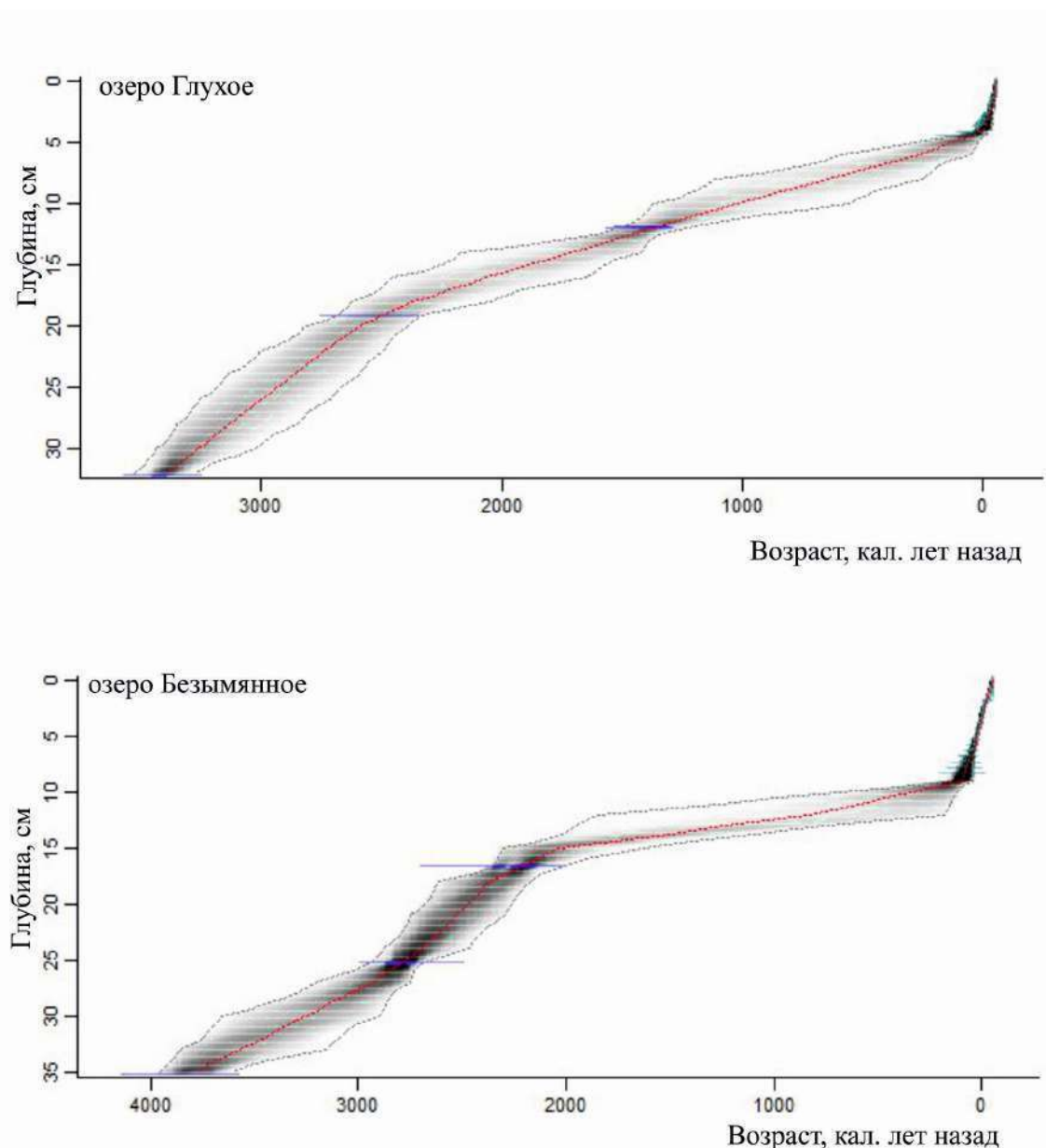


Рис. 1. Возрастные модели для донных отложений: А – озеро Глухое, Б – озеро Безымянное.

Пыльцевая зона Put-3 (оз. Безымянное - 21–14 см; оз. Глухое - 20–13 см; 2,5–1,5 тыс. кал. л.н.) характеризуется снижением доли пыльцы деревьев и одновременным увеличением обилия пыльцы гипоарктических кустарников.

СПС пыльцевой зоны Put-4 (озеро Безымянное: 14–9 см, озеро Глухое: 13–7 см, 1,5–0,2 тыс. кал. л.н.) показывают возрастание доли пыльцы *Pinus* и большее разнообразие пыльцы травянистых растений. В СПС из озера Глухого возрастает процентное соотношение спор *Selaginella selaginoides*. Возраст верхней границы этой зоны, установленный по результатам датирования озерных отложений озера Глухого по короткоживущим изотопам  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$ , определен как 1880 г. н.э. с погрешностью около 10 лет.

В СПС пыльцевой зоны Put-5 (озеро Безымянное: 9–0 см, озеро Глухое: 7–0 см, 1880 г. н.э. – настоящее время) возрастает содержание пыльцы *Larix*, *Pinus*, *Betula* и *Picea*, пыльца кустарников в сумме формирует слабо выраженный пик. Доля пыльцы *Duschekia fruticosa* достигает 30–40% от AP+NAP. В течение последнего столетия увеличивается концентрация микрочастиц угля - в отложениях озера Безымянного их доля достигает 150% от суммы пыльцы и спор.

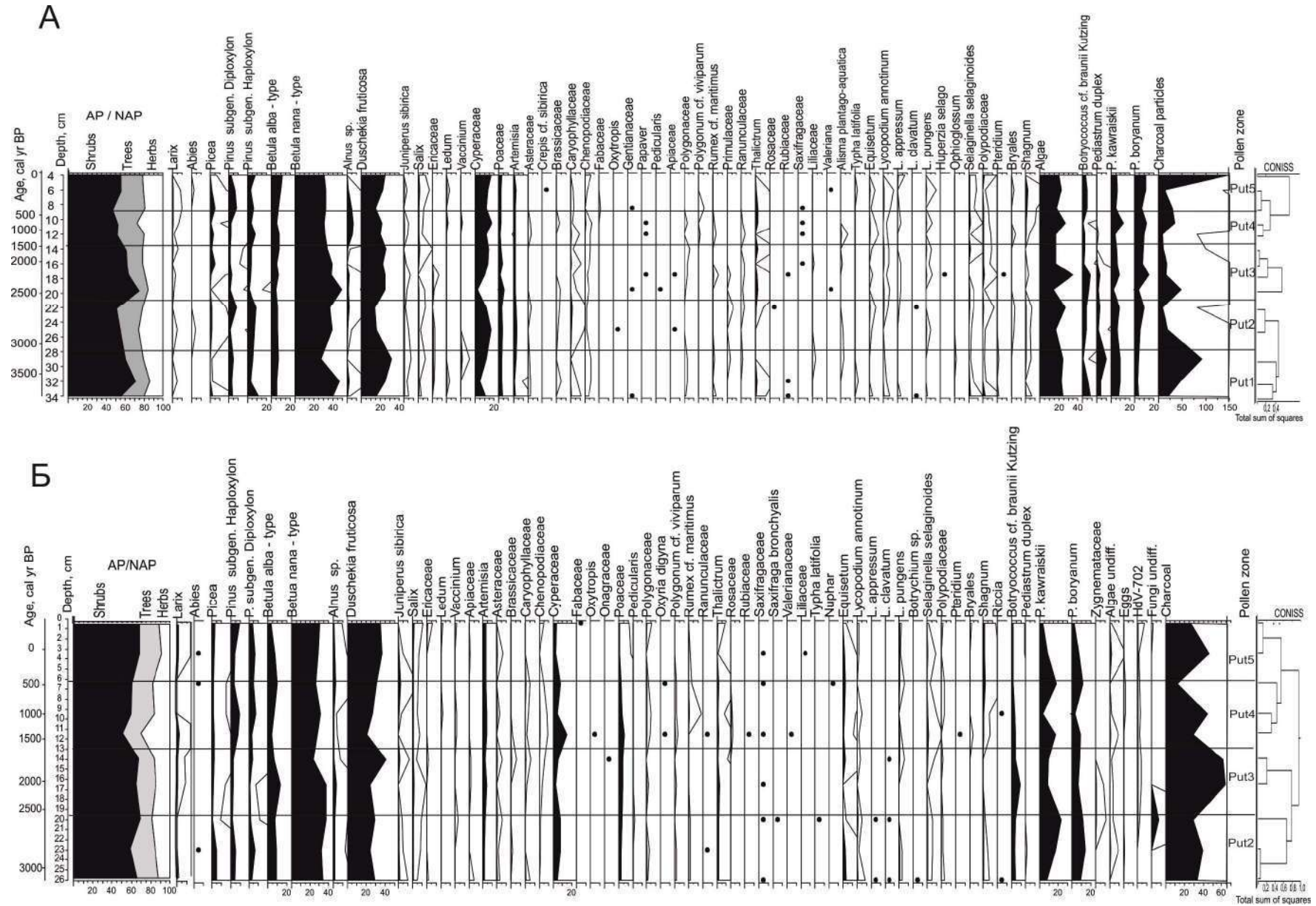


Рис. 2. Спорно-пыльцевые диаграммы разрезов отложений озер Безымянное (А) и Глухое (Б).

Интерпретация полученных данных позволяет сделать следующие основные выводы:

1) В период между 3,1 и 2,5 тыс. кал. л.н. вариации состава СПС в озерных отложениях (зона Put-2), очевидно, отражают потепление климата и расширение площади территории, занятой лесами и редколесьями в лесном и подгольцовом поясах плато. Результаты изучения макроскопических частиц угля показали увеличение их концентрации во временном интервале 3,0–2,5 тыс. кал. л.н. в озере Глухом и в интервале 3,0–2,0 тыс. кал. л. н. в озере Безымянном. Возрастание летних температур, вероятно, послужило причиной увеличения частоты возникновения пожароопасных погодных условий, и, как следствие, частоты возгораний.

2) Последующие деградация лесной растительности и увеличение площади тундровых группировок (пыльцевая зона Put-3) отражают этап похолодания климата около 2,5 тыс. кал. л.н., что подтверждают кривые палеотемператур, полученные по данным анализа сообществ хирономид из изученных нами озер [14]. В этом же промежутке времени снижается концентрация макрочастиц угля в осадках озер и пожарная активность. На существенное похолодание в Арктике в период между 2,7 и 2,5 тыс. кал. л.н. указывают исследования патологических нарушений древесины лиственницы сибирской на Ямале [2], палинологические данные озер Таймыра [1], реконструкции летних температур на основе древесно-кольцевых хронологий [8].

3) В течение довольно длительного периода, начиная с 2,5 тыс. кал. л. н. и до последних 150 лет, растительный покров развивался в направлении постепенного сокращения доли участия лесных сообществ и усиления роли гипоарктических кустарников (*Betula nana*, *Duschekia fruticosa*, *Salix*), а также тундровых кустарничков и трав. Показательно увеличение в СПС из озера Глухого процентного содержания спор гипоаркто-монтанного вида *Selaginella selaginoides*, что, в сочетании с другими характеристиками СПС, может быть расценено как свидетельство расширения площади безлесных биоценозов (лугов и зарослей кустарников).

4) Пыльцевые записи и подсчет макрочастиц угля в осадках озер не выявили существенных ландшафтных изменений в течение последнего тысячелетия. Пыльцевые зоны отражают прохладные климатические условия, в которых пожарная активность закономерно снижалась. В некоторые временные интервалы (например, 1,1–0,55 тыс. кал. л. н.) поступление макрочастиц угля в озерные отложения снижалось до нуля, что хорошо согласуется с результатами дендрохронологических исследований и реконструкциями пожарных режимов в лиственничных лесах криолитозоны Средней Сибири [11].

5) Концентрация макрочастиц угля в верхних горизонтах донных отложений озер Глухого и Безымянного, накопившихся в течение последних 200 лет, увеличивается до максимума за весь поздний голоцен, свидетельствуя о масштабном поступлении угольных частиц в озерные осадки не только на локальном, но и на региональном уровне. Причины увеличения частоты пожарных событий и расширения площадей, подвергшихся возгоранию на этом этапе, предстоит выяснить дополнительными исследованиями.

*Исследования выполнены при поддержке проекта РФФ № 20-17-00043.*

Список литературы:

- [1] Палеоклимат полярных областей Земли в голоцене / Под ред. Большаинова Д.Ю., Веркулича С.Р. - СПб.: ААНИИ. - 2019. - 204 с.
- [2] Хантемиров Р.М., Горланова Л.А., Сурков А.Ю., Шиятов С.Г. Экстремальные климатические события на Ямале за последние 4100 лет по дендрохронологическим данным // Известия РАН. - Сер.географ. - 2011. - № 2. - С. 89-102.
- [3] Andreev A.A., Tarasov P.E., Klimanov V.A., Melles M., Lisitsyna O.M., Hubberten H.W. Vegetation and climate changes around the Lama Lake, Taymyr Peninsula, Russia during the Late Pleistocene and Holocene // Quaternary International. - 2004. – V. 122. – P. 69–84.
- [4] Biskaborn B.K., Subetto D.A., Savelieva L.A. et al. Late Quaternary vegetation and lake system dynamics in north-eastern Siberia: Implications for seasonal climate variability // Quaternary Science Reviews. - 2016. – V. 147. – P. 406–421.

- [5] CAPE project members. Holocene paleoclimate data from the Arctic: testing models of global climate change // *Quaternary Science Reviews*. – 2001. – V. 20. – P. 1275–1287.
- [6] Conedera M., Tinner W., Neff C., Meurer M., Dickens A.F., Krebs P. Reconstructing past fire regimes: Methods, applications, and relevance to fire management and conservation // *Quaternary Science Reviews*. – 2009. – V. 28 (5–6). – P. 555–576.
- [7] Grimm E. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares // *Computers, Geosciences*. – 1987. - V. 13. - P. 13–35.
- [8] Hantemirov R., Shiyatov S.G. A continuous multimillennial ring-width chronology in Yamal, northwestern Siberia // *The Holocene*. – 2002. - V. 12(6). - P. 717–727.
- [9] Higuera P.E., Peters M.E., Brubaker L.B., Gavin D.G. Understanding the origin and analysis of sediment-charcoal records with a simulation model // *Quaternary Science Reviews*. – 2007. - V. 26 (13–14). – P. 1790–1809.
- [10] IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. - URL: <https://www.ipcc.ch/srocc/cite-report/>
- [11] Kharuk V.I., Ranson K.J., Dvinskaya M.L., Im S.T. Wildfires in northern Siberian larch dominated communities // *Environ Res Lett*. - 2011. - V. 6. - P. 045208.
- [12] Mooney S., Tinner W. The analysis of charcoal in peat and organic sediments // *Mires and Peat*. - 2011. - Vol. 7. - P. 1–18.
- [13] Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. *Pollen Analysis*. - Blackwell, Oxford. - 1991. - 216 p.
- [14] Self A.E., Jones V.J., Brooks S.J. Late Holocene environmental change in arctic western Siberia // *The Holocene*. - 2015. - V. 25. - P. 150-165.

**РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВЫХ СЕЛЕВЫХ СОБЫТИЙ ХИБИН**  
**А.И. Рудинская<sup>1,2</sup>, Е.В. Гаранкина<sup>2</sup>, Н.С. Семеняк<sup>1</sup>, В.Р. Беляев<sup>2</sup>, Е.Д. Шеремецкая<sup>2</sup>,**  
**Ю.Р. Беляев<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, [anna.rudinskaya@igras.ru](mailto:anna.rudinskaya@igras.ru)

<sup>2</sup>Московский государственный университет, [evgarankina@gmail.com](mailto:evgarankina@gmail.com)

**RECONSTRUCTION OF THE LATE HOLOCENE DEBRIS FLOWS IN THE Khibiny**  
**A.I. Rudinskaya<sup>1</sup>, E.V. Garankina<sup>2</sup>, N.S. Semenyak<sup>1</sup>, V.R. Belyaev<sup>2</sup>, E.D. Sheremetskaya<sup>2</sup>,**  
**Y.R. Belyaev<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Moscow State University, Moscow, Russia

Хибинский горный массив – один из самых известных очагов катастрофических природных процессов в Субарктике. Эти катастрофические природные процессы представлены в том числе селевыми потоками. Изучение хронологии селевых процессов Хибин проводилось при помощи двух методов: радиоуглеродного датирования обогащенного органическим веществом горизонтов, вскрытых разрезах селевых отложений [3, 6] и дендрохронологического метода – датирования пней в зоне воздействия селевого потока [1, 2]. Существующие работы по оценке селевой активности Хибин с помощью дендрохронологического метода охватывают период с 1920 по 1990-е гг. В настоящем исследовании авторами было решено попытаться продлить существующие хронологии селевой активности.

В ключевых селевых бассейнах, выбранных для реконструкции истории развития селевого рельефа в послеледниковье (бассейны р. Алявумйок и р. Голубичная в Западных Хибинах и бассейн р. Лявойок в Северных Хибинах), был проведен комплекс полевых работ по изучению селевого рельефа. Строение селевых форм изучалось в разрезах (шурфах, расчистках и стенках карьеров), либо прослеживалось в естественных обнажениях вдоль подмытых берегов русла и бортов долин. Детально описывались и фотографировались текстуры и структуры отложений селевых потоков.

Для определения возраста сравнительно молодых аккумулятивных форм селевого рельефа был проведен дендрохронологический анализ. В качестве ключевых выбирались участки селевых конусов и террас высотой не более 2-3 м над современным урезом с



хвойным древостоем либо молодой еловой порослью. Предпочтительны были фрагменты с достоверными следами селевой активности – выраженным селевым грядовым микрорельефом, скоплениями незадернованных валунов у основания поврежденных стволов и непосредственно ниже их по склону. Целью применения дендрохронологического метода было определение нижнего предела формирования поверхностей селевого генезиса с учетом характерных для территории темпов зарастания и формирования древостоя либо датирование времени возникновения компрессионной древесины, (одна из возможных причин формирования которой – воздействие селевых потоков) или деформированных колец годового прироста что позволяет определяет возраст последнего селепроявления (селевого заплеска) на каждом конкретном участке.

Реализация первого подхода к использованию дендрохронологического метода имеет определенный недостаток – возможно с уверенностью дать лишь верхнюю придержку формирования конкретной формы селевого генезиса с допущением, что на ее поверхности сохранились первые из деревьев, выросших на этапе формирования древостоя. Для достижения максимально корректного результата при реализации этого подхода на выбранной поверхности отбирались керны из стволов самых старых по внешнему облику деревьев. Возраст конкретной селевой генерации определялся путем сложения возраста самого старого дерева на этой поверхности и характерной для данного региона скорости зарастания селевых отложений в лесной зоне [1].

Отбор проб проводился с помощью буров С MORASWEDEN. Керны отбирались из стволов ели и сосны – по два радиуса в стволе каждого дерева. Фиксировалась высота отбора, ориентировка керна, ландшафтная характеристика места отбора, помечалось расположение точки отбора на профиле и в плане местности. Пространственное положение мест отбора проб фиксировалось с помощью GPS-приемника.

Дальнейшая обработка образцов проводилась в дендрохронологической лаборатории Института географии РАН под руководством в соответствии с общепринятыми методическими требованиями древесно-кольцевого анализа [4, 5]. Был определен возраст 34 деревьев и датированы компрессионные кольца и повреждения древесины в 19 кернах.

По результатам дендрохронологического анализа были установлены следующие возрастные генерации селевых гряд на левом борту конуса Лявойока в бассейне Алявумйока (табл. 1, табл.2):

Таблица 1. Возраст селевых генераций на левом борту зоны аккумуляции Лявойока (по результатам дендрохронологического датирования)

Верхней предел возраста, л.н.	Суммарная установленная площадь генерации, м <sup>2</sup>	Характеристика селевого микрорельефа в пределах конуса выноса
500	240	Относительно выровненный останец поверхности конуса выноса
400	1580	Участок конуса непосредственно ниже выхода долины из горной части и фрагмент гряды
350	2110	Участок конуса с невыраженной грядовостью непосредственно у левого борта русла и на гряды шириной 3,5 м и высотой 0,6 м на периферии конуса
300	360	Относительно выровненный останец поверхности конуса выноса
250	1760	Фронтальная часть лопасти конуса, осложненной эрозионными ложбинами шириной 2-3 м и глубиной 0,6-0,8 м
200	2380	Отчетливо выраженная в рельефе лопасть конуса высотой 1 м над окружающей поверхностью со слабоволнисто-грядовым рельефом и многочисленными высыпками валунов, примыкающая непосредственно к руслу; в периферийной части конуса – грядообразная поверхность шириной около 7 м, налегающая на нарушенный останец более старой поверхности.
150	10410	Отчетливо выраженная в рельефе лопасть конуса, наблюдается мелковалунная отмостка, крутизна поверхности составляет 3-4°

Таблица 2. Возраст селевых генераций в зоне аккумуляции Алявумйока (по результатам дендрохронологического датирования)

Верхний предел возраста, л.н.	Характеристика селевого микро рельефа в пределах конуса выноса
350	Гряда шириной до 1,5-2,5 м, ориентированная с северо-запада на юго-восток
300	Участок поверхности конуса, сложенный крупнообломочным (до глыб) неокатанным (0-2 к.о.) материалом местных пород
250	Ложбинно-грядовая поверхность на конусе притока б/н
220	Гряда высотой 0,5-0,7 м с выпуклой поверхностью, наклонной к югу на 5-7°
180	Грядово-ложбинный участок; гряды сложены крупнообломочным м (до глыб) неокатанным (0-2 к.о.) материалом местных пород с заполнителем из щебня и супесчано-легко-суглинистого материала

В некоторых кервах были установлены следы возможного селевого воздействия на деревья – компрессионные кольца, резкое увеличение годичного прироста по одному из радиусов, деформация годичных колец по одному радиусу (предположительно, вследствие ударов) – табл. 3.

Таблица 3. Датированные особенности колец годичного прироста – следов возможного воздействия селевых потоков

Год	Бассейн		
	Лявойок	Алявумйок	Голубичная
2016			+
2010			+
1999			+
1996			+
1992			+
1984			+
1980	+		
1974			+
1970			+
1969	+	+	
1963			+
1961			+
1959	+		
1958	+		
1955		+	
1944		(+)	
1941	+		
1934			(+)
1927			(+)
1915		+	
1912		+	
1907	+		
1900		+	
1896	+		
1889		+	
1885		+	
1881		+	
1871		+	
1820	+		
1807	+		

\*Знак, взятый в скобки, означает менее достоверное определение года образования древесного кольца

Имеются данные о массовом сходе водоснежных потоков в Хибинах в 1943, 1946, 1950, 1960, 1966, 1969 и 1977 г., полученные фитоиндикационными методами при изучении селевой активности в бассейнах Хибин на период с 1930 до 1990 г. [1]. Данные автора, полученные при анализе структурных особенностей годичного прироста древесины в трех бассейнах, указывают сход селевых потоков в двух из них в 1969 г. При этом восстановлены селевые события в 1958 и 1959 г., а ошибка определения возраста события в 1-2 года считается весьма вероятной. В то же время нет свидетельств о селевых событиях в 1950, 1966 и 1977 г. Такая ситуация может быть связано либо с тем, что в рассмотренных автором бассейнах в эти годы массового схода не были сформированы селевые потоки, либо что они сформировались, но в их зону воздействия не попали деревья, годовой прирост которых изучался.

Список литературы:

[1] Водоснежные потоки Хибин / Божинский А.Н., Евтеев А.О., Мягков С.М., Перов В.Ф., Сапунов В.Н., Сапунова Г.Г., Фрейдлин В.С. // Подред. А.Н. Божинского, С.М.Мягкова - М.: Географический факультет МГУ. - 2001. — 167 с.

[2] Перов В.Ф. Опыт использования дендрохронологического метода для изучения частоты схода селей Хибин // Фитоиндикационные методы в гляциологии. М.: Географ. ф-т МГУ. - 1971. – С.42–49.

[3] Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шилова О.С. Катастрофические гравитационные процессы на севере Европейской России и опыт их абсолютного датирования // Геоморфология. – 2011. - № 1. - С 87-94.

[4] Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В., Круглов В.Б., Мазепа В.С., Наурзбаев М.М., Хантемиров Р.М. Методы дендрохронологии. Часть I. Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации. - Екатеринбург, 2000. - 81 с.

[5] Cook E R., Kairiukstis L. A. Methods of Dendrochronology: applications in the environmental sciences. - Dordrecht: Kluwer, 1990. - 394 p.

[6] Garankina E.V., Belyaev V.R., Belyaev Y.R., Gurinov A.L., Ivanov M.M., Kuzmenkova N.V., Romanenko F.A., Rudinskaya A.I., Tulyakov E.D. Integration of Landforms, Deposits and Paleosols Analysis for Reconstructing Holocene Debris Flow Activity in the Low Mountains of Kola Peninsula // Climate Change Impacts on Sediment Dynamics: Measurement, Modelling and Management — Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences (SPEES). - no. 381. — Springer Cham, 2019. — P. 47–51.

---

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ И ВЕЛИКИХ ОЗЕР ПО ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ЛЕДНИКОВЫЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ**

**А.Е. Рыбалко<sup>1,2,4</sup>, Д.А. Субетто<sup>3,4</sup>, М.Ю. Токарев<sup>5</sup>, Н.Е. Зарецкая<sup>6</sup>, Т.Ю. Репкина<sup>5</sup>,  
Л.А. Савельева<sup>2</sup>, Н.А. Белкина<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУ «ВНИИ Океангеология», Санкт-Петербург, Россия, alek-rybalko@yandex.ru,

<sup>2</sup>Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, savelieval@mail.ru

<sup>3</sup>Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия, subetto@mail.ru

<sup>4</sup>Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, bel110863@mail.ru

<sup>5</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, yana.msu@gmail.com

<sup>6</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, n\_zaretskaya@inbox.ru

**PALEO GEOGRAPHY OF THE INLAND SEAS AND GREAT LAKES AROUND THE EASTERN PERIPHERAL OF THE BALTIC SHIELD: GLACIAL AND GEODYNAMIC ASPECTS**

**A.E. Rybalko<sup>1,2,4</sup>, D.A. Subetto<sup>3,4</sup>, M.Yu. Tokarev<sup>5</sup>, N.E. Zaretskaya<sup>6</sup>, T.Yu. Repkina<sup>5</sup>,  
L.A. Savelieva<sup>2</sup>, N.A. Belkina<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>FSBI "VNII Okeangeologiya", Saint-Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint-Petersburg, Russia

<sup>4</sup>Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, Russia

<sup>5</sup>Moscow State University M.V. Lomonosov, Moscow, Russia

<sup>6</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Особенностью геологического строения Северо-Запада России является наличие кристаллического коренного цоколя, перекрытого молодыми четвертичными отложениями при отсутствии практически всех фанерозойских осадочных отложений. При этом восточная и юго-восточная окраины Балтийского (Фенноскандинавского) кристаллического щита, в зоне его сочленения с плитным чехлом Русской платформы, осложнена крупными и глубокими депрессиям, занятыми внутренними морями (Белое, Балтийское) и крупнейшими европейскими озерами (Ладога и Онега). Формирование этих депрессий связано с заложением крупных отрицательных тектонических и тектоно-магматических структур, очертания которых сохранились до настоящего времени. В четвертичное время эти отрицательные структуры были в значительной мере моделированы несколькими ледниками, распространявшимися со стороны Скандинавских гор, и после их деградации занятыми соответствующими озерами и морями. Продолжительная история формирования впадин этих водных бассейнов (с позднего протерозоя до неоплейстоцена-голоцена) имеет несколько следствий:

1. существующие Великие озера Северо-Запада, а также Балтийское и Белое моря - достаточно молодые образования. Время их возникновения связано с «отступлением» в позднем неоплейстоцене скандинавского ледника;

2. принципиально важными вопросами является как (1) особенности развития вышеуказанных водных бассейнов, так и (2) конкретный возраст их формирования;

3. первично тектоническое происхождение всех рассматриваемых депрессий проявляется и в настоящее время в виде неотектонических (геодинамических) движений. Следствием этого является наблюдаемые в голоцене подъем берегов и многочисленные палеосейсмодислокации, которые в последнее время в большом количестве обнаружены на территории Карелии и Кольского полуострова [6, 10], а также прослеживаются и дне акваторий [9, 10].

Проведенные в последнее время исследования показали, что во всех указанных водных бассейнах разрез четвертичных отложений представлен образованиями последнего гляциоседиментационного цикла. Лишь в переуглубленных долинах в морских и озерных котловинах можно проследить более древние образования [13]. Однако, и время формирования приледниковых бассейнов, и переход к их современной стадии развития существенно различаются. Каждый из рассматриваемых бассейнов характеризуется свойственной только ему морфологией дна, что, в первую очередь, связано с процессами дегляциации территорий, а, во вторых, существенно осложнено наложенными неотектоническими, в том числе сейсмостектоническими, процессами.

В основу нашего сообщения положены исследования организаций научного Парка МГУ (ЦМИ, ЦАСД), Института наук о Земле СПбГУ, Института водных проблем Севера КарНЦ РАН и РГПУ им. А.И. Герцена в 2014-2021 годах (Ладожское и Онежское озера), ВСЕГЕИ в конце 90-х годов (Белое море) и данные различных организаций по Балтийскому морю.

Наиболее полные работы, в том числе и с использованием бурения, проведены в последние годы на Ладожском и Онежском озерах. Они включали как геофизические работы, так и геологический пробоотбор. Помимо этого, привлечены данные исследований окружающих озер. Проведенные детальные палинологические исследования донных отложений Онежского озера показали, что приледниковый бассейн (Онежское приледниковое озеро – ОПО) начал формироваться во время интерстадиального потепления аллерёд. Однако, на первом этапе берега озера были, вероятно, покрыты льдом или представляли собой открытые скальные выходы и незакрепленный покров четвертичных отложений, о чем говорит малое количество пыльцы в препаратах. Перигляциальная растительность начала здесь развиваться в позднем дриасе, причем климат был иссушенный, нивальный. Вмещающие осадки, формировавшиеся в это время в северной части Онежского озера, представлены серыми гомогенными текуче-пластичными глинами, что дает основание считать, что сам ледник в это время отступил с водосборного бассейна Онежского озера и пульсационное поступление обломочного материала из тающего ледника почти перестало оказывать влияние на осадконакопление в этой части озера. В конце позднего дриаса произошло падение уровня самого приледникового бассейна [3, 14, 19],

Существенно позволило расширить представление о палеогеографических условиях в двух озерных бассейнах на рубеже позднего неоплейстоцена – голоцена сопоставление наших результатов по Онежскому озеру и опубликованных материалов по колонке 1309 Ладожского озера, полученных в рамках российско-германского сотрудничества [13,17]. В Онежском озере по результатам палинологического анализа донных колонок накопление ленточных глин, включая «розовый горизонт» [14] приурочено к биостратиграфической зоне *Betula nana-Artemisia-Суретасеае*. А смена ее на зону *Artemisia-Суретасеае-Chenopodiaceae-Betula nana*, четко согласуется с границей аллеред/поздний дриас. В это время на окружающей территории произошла смена тундрово-лесотундровых ландшафтов на тундровые с участием перигляциальной флоры и преобладанием ксерофитных сообществ. По данным изучения колонки Р7 из центральной части Онежского озера, формирование ленточных глин завершилось в середине верхнего дриаса [5], а согласно данным финских исследователей [16] даже до начала верхнего дриаса, что совпадает и с нашими данными. Таким образом, наши данные подтверждают предположение о том, что к началу позднего дриаса, т.е. около 12,8 тыс. кал. л.н., край Скандинавского ледника «отступил из водосборного бассейна Онежского озера и талые ледниковые воды начали дренироваться в бассейн Ладоги и Белого моря мимо котловины Онежского озера» [3]. В Онежском озере началось нормальное озерное осадконакопление, сопровождавшееся падением уровня Онежского приледникового водоема [3, 18, 19].

В это же время в Ладожском озере продолжалось накопление ленточных глин, которое происходило согласно данным по колонке Со1309 в возрастном интервале от 13.9 до 11.38 тыс. кал. л.н. [13, 17]. Смена лесотундровой растительности с участием сосны, березы и ели на тундровую с участием перигляциальной флоры и преобладанием ксерофитных сообществ

на территории Приладожья произошла около 12.6 тыс. кал. л. на границе аллеред/поздний дриас [16].

Несмотря на разницу во времени дегляциации Онежского и Ладожского озер, которая составляет более 1000 лет, в Приладожье в течение интерстадиального потепления аллерёд участие ели в составе растительного покрова было значительнее, чем в Прионежье. Пришедшее на смену похолодание позднего дриаса привело к общему обеднению флоры, выпадению из ее состава таких древесных пород как ель и сосна, развитию на большой территории от Финского залива до Заонежья однообразной тундровой растительности с участием перигляциальной флоры и преобладанием ксерофитных сообществ. Растительность Приладожья и Прионежья в течение позднего дриаса была единой. Однако, в начале голоцена (пребореальный период) глобальное потепление климата и отепляющее воздействие Балтийского моря привели к более быстрой деградации и полному исчезновению перигляциальной флоры в Приладожье и развитию открытых березовых и сосновых лесов. В это время в районе Онежского озера еще сохранялись массивы мертвого льда, которые, по-видимому, препятствовали быстрому распространению древесной растительности и способствовали сохранению тундровых сообществ. [6, 15, 18].

Следует отметить, что ледниковая стадия развития всех указанных бассейнов не сводилась только к экзарационной моделировке рельефа. Последнее оледенение оставило на дне озер и морей множество аккумулятивных форм как в виде отложений донной или основной морены (или тилла), так и гряд, маркирующих зоны распространения отдельных языков Скандинавского ледника. Эти гряды сложены как мореной, так и гравийно-песчаными отложениями флювиогляциального генезиса. Именно эти гряды, в сочетании с экзарационными депрессионными формами рельефа, и создают пересеченный характер озерного и морского дна, столь характерный для крупных водоемов ледниковой зоны. Особенно это проявилось на Белом море, а также на обоих озерах, хотя краевые образования зафиксированы и в Балтике. Морские бассейны этой зоны входят в категорию так называемых гляциальных шельфов, формируя особый генетический подраздел «внутренние моря гляциального шельфа» [9].

В Белом море, по данным геологического картирования, было установлено, что первые приледниковые озерные бассейны возникли в раннем дриасе и даже раньше, около 13 тыс.  $^{14}\text{C}$  л.н. [9]. При этом по мере проникновения морских вод через Горло Белого моря в аллереде (около 11600  $^{14}\text{C}$  л.н) ледниково-озерный бассейн сменился ледниково-морским, в котором происходила циклическая седиментация, связанная с отступающим краем ледника.

Важным для истории развития беломорского бассейна является вопрос проникновения в его впадину морских вод. Существовала точка зрения, что впервые морские воды проникли в беломорскую впадину еще в раннем дриасе через Лотто-Нивскую систему [9]. Однако, исследования береговых озер по берегам Кольского полуострова и Карелии [4] свидетельствуют, что впервые приледниковый пресноводный бассейн возник в Беломорской депрессии в аллереде. В конце аллереда, в ходе позднеледниковой морской трансгрессии в него начали поступать морские воды, т.к. уровень порога стока в Горле Белого моря уже находился ниже уровня моря. По крайней мере, в конце позднего дриаса-начале пребореала морские условия уже присутствовали, т.к. на Кольском побережье установлены морские отложения с возрастом  $11230 \pm 340$   $^{14}\text{C}$  лет [9].

Для Балтийского моря установление возраста возникновения первых приледниковых бассейнов встречается с большими трудностями. С одной стороны, огромная протяженность его в меридиональной плоскости обусловила совершенно различные датировки возникновения этих бассейнов в северной (Ботнический залив) и в южной (Борнхольмская и Арконская котловины). При этом возникновение приледниковых бассейнов во впадине Ладожского озера может автоматически считаться и возрастом возникновения их же во впадине Балтийского моря, т.к. резкий спад уровня местных озер и привел к формированию современного Балтийского моря. Поэтому принято за возраст образования самого моря считать время формирования Балтийского ледникового озера (БЛО), который принимается в

настоящее время большинством исследователей за 11600 радиоуглеродных лет (14 000 календарных лет т.н.) [12]. Что касается Финского залива, который также находится на восточной-юго-восточной оконечности Балтийского кристаллического щита, то до настоящего времени единственной датировкой, свидетельствующей о формировании здесь водного бассейна между второй и третьей стадиями Сальпаусселкя, когда край ледника находился в районе острова Мощный, являются палеомагнитные данные, полученные В.В. Кочегурой в толще ледниковых отложений, слагающих краевую гряду. Это палеомагнитный экскурс Гетеборг (который ранее датировался в 10000 углеродных лет или сейчас около 13000 календарных лет т.н.), что позволило сопоставлять время возникновения приледникового бассейна в этой части Балтийского моря с временем ранее неевского стадиала Скандинавского ледника или со стадией Пандивере в Эстонии [1].

Существенный вклад в развитие палеобассейнов по восточной периферии Балтийского кристаллического щита внесли послеледниковые геодинамические движения. Послеледниковый их возраст доказывается резкими очертаниями скального рельефа или береговых линий, что отчетливо отличается от сглаженных форм рельефа дочетвертичного возраста, возникших в результате экзарации их ледником. Было показано, что морфоструктура котловины Белого моря продолжала формироваться в голоцене, когда отчетливо проявляется направленное сильное поднятие в западной его части и заметного погружения в восточной [10]. При этом отчетливые следы палеоземлетрясений в период 12-0,5 тыс. лет встречены во всех основных частях Беломорского бассейна – в Кандалакшском заливе, в Двинском заливе, в Онежском заливе, а также в районе Горла Белого моря. Наибольшей интенсивностью и распространенностью сейсмодетформации разного типа пользуются на берегах и на дне Кандалакшского залива, где интенсивность палеоземлетрясений могла достигать IX баллов [10]. Важным итогом этих работ является и подтверждение блоковых тектонических движений, которые усложняют реконструкцию относительного уровня ледниково-морского и морского бассейна в различных районах Белого моря. С конца пребореала, (~9100 <sup>14</sup>C л.н.) до второй половины атлантического периода голоцена (~6000 <sup>14</sup>C л.н.) отмечена отчетливая неравномерная регрессия, которая отражает снятие ледниковой нагрузки. Возможно, именно с этой регрессией связано формирование перлювиальных осадков в Кандалакшском заливе на глубине 60-70м, образованных при региональном размыве ледниково-морских отложений [8]. Подобные тектоногенные формы рельефа, выражающиеся в формировании протяженных уступов, как в береговой линии, так и под водой были установлены в Ладожском озере [11], а также в Финском заливе [8].

С голоценовыми сейсмотектоническими движениями связано и формирование мощных оползневых тел, что наиболее четко видно на примере пролива Великая Салма в Кандалакшском заливе, которые, во многом, определяют здесь морфологию рельефа морского дна [7].

Таким образом, современная морфология озерных и морских бассейнов по восточной периферии Балтийского кристаллического щита, а также особенности их палеогеографического развития в четвертичный период сформировалась в позднем неоплейстоцене-голоцене в результате наложения процессов гляциального и перигляциального морфогенеза в структурно предопределенных депрессиях и голоценовых геодинамических движений эпейрогенической и блоковой природы.

*Доклад подготовлен при поддержке грантов РФФИ 18-05-00303 и РФФИ 18-17-00176, а также Государственного задания Министерства Образования РФ № FSZN-2020-0016*

Список литературы:

[1] Бутылин В.П., Жамойда В.А., Козин М.Б. и др. Литостратиграфия верхнечетвертичных отложений Финского залива и их корреляция с аналогичными образованиями Центральной Балтики // Геология субаквальной части зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива. Л., ВСЕГЕИ, 1989. С.32-51

- [2] Давыдова Н. Н., Рыбалко А. Е., Субетто Д. А., Хомутова В. И. Позднеплейстоценовая история Ладожского озера // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины, СПб., Наука, 1998. С.136-142
- [3] Демидов И.Н. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье. Геология и полезные ископаемые Карелии. 2004. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН. С.208-218.
- [4] Колька В.В., Евзеров В.Я., Меллер Я.И., Корнер Д.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба. // Известия РАН. Серия геогр. 2013. № 1. С. 73-88
- [5] Лаврова Н.Б. Развитие растительности бассейна Онежского озера в ходе деградации последнего оледенения. Геология и полезные ископаемые Карелии. 2005. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН. С.143-148.
- [6] Николаева С. Б., Евзеров В. Я. К геодинамике Кольского региона в позднем плейстоцене и голоцене: обзор и результаты исследований // Вестник Воронежского государственного университета, серия: геология. 2018, № 1, С.5-14
- [7] Рыбалко А.Е., Барымова А.А., Токарев М.Ю., Репкина Т.Ю. Четвертичные отложения и рельеф Кандалякшского залива: история изучения и современные данные об их формировании // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. 17. С. 465–469
- [8] Рыбалко А.Е., Федорова Н.К. Роль четвертичной тектоники и современной геодинамики в формировании рыхлого покрова и геоэкологических обстановок внутренних бассейнов гляциальной зоны Северо-Запада России // Мат-лы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. М. Геос.2007. С.357-359
- [9] Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р., Токарев М.Ю. Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. С. 16-84
- [10] Шварев С.В., Никонов А.А., Фроль В.В. Морфоструктура, тектоническая и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: анализ на основе ЦМР, геологических и сейсмических данных // Геоморфологические ресурсы и безопасность: от теории к практике. Всеросс. конфер. 2015. С. 199–202.
- [11] Aksenov A.O., Rybalko A.E., Geomorphology of Lake Ladoga basin // Limnology and Freshwater Biology 2020 № 4. S.492-494.
- [12] Andrén T. et al. The Development of the Baltic Sea Basin During the Last 130 ka // The Baltic Sea Basin. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. S. 75—97.
- [13] Gromig R., Wagner B., Wennrich V., Fedorov G., Savelieva L., Lebas E., Krastel S., Brill D., Andreev A., Subetto D., Melles M. Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments // Boreas, 48(2), 330-348, 2019. DOI: 10.1111/bor.12379
- [14] Hang T., Gurbich V., Subetto D., Strakhovenko V., Potakhin M., Belkina N., Zobkov M. A local clay-varve chronology of Onega Ice Lake, NW Russia // Quaternary International 524 (2019) 13-23. DOI: 10.1016/j.quaint.2019.03.021
- [15] Rybalko A.E., Subetto D.A., Tokarev M.Yu., et al. Lithoseismostratigraphy and features of the paleogeographic development of Lake Onega and the White Sea in the Late Pleistocene and Holocene // Limnology and Freshwater Biology 2020 №4: P. 524-526
- [16] Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31. P. 387–405.
- [17] Savelieva, L. A., Andreev, A. A., Gromig, R., Subetto, D. A., Fedorov, G. B., Wennrich, V., Wagner, B. & Melles, M.: Vegetation and climate changes during the Lateglacial and Holocene inferred from the Lake Ladoga pollen record. Boreas 2019, №48, 349–360.
- [18] Subetto, D.; Rybalko, A.; Strakhovenko et al. Structure of Late Pleistocene and Holocene Sediments in the Petrozavodsk Bay, Lake Onego (NW Russia). Minerals 2020, 10, 964.
- [19] Zobkov M., Potakhin M., Subetto D., Tarasov A. Reconstructing Lake Onego evolution during and after the Late Weichselian glaciation with special reference to water volume and area estimations // J. of Paleolimnology, 2019, Volume 62, Issue 1, pp 53–71.



## ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ БАСЕЙНА ОЗ. БАЙКАЛ

Ю.В. Рыжов<sup>1,2,3</sup>, В.А. Голубцов<sup>3</sup>, М.В. Смирнов<sup>1,2</sup>,

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, ruyv@crust.irk.ru

<sup>2</sup>Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, smv.38@mail.ru

<sup>3</sup>Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия, tea\_88@inbox.ru

## SEDIMENTATION AND SOIL FORMATION IN THE RIVER VALLEYS IN THE BAIKAL DRAINAGE BASIN

Yu.V. Ryzhov<sup>1,2,3</sup>, V.A., Golubtsov<sup>3</sup>, M.V. Smirnov<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

<sup>3</sup>V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

### Введение

Отложения речных долин (русел, пойм, террас) отражают природно-климатические изменения позднего неоплейстоцена и голоцена (последние 126 тыс. лет). Фазы высоких паводков на реках характеризуются аккумуляцией отложений, врезанием водотоков, увеличением высоты пойм, переходом последних в террасы. На поймах осадки представлены преимущественно русловой и пойменной фациями аллювия. На террасах речные наносы перекрыты отложениями покровного генетического комплекса (делювиальными, пролювиальными, эоловыми, коллювиальными), почвами. Граница аллювиальных и покровных осадков обычно связана с врезанием рек во время высоких паводков и отражает смену режима осадконакопления. В периоды снижения расходов воды на поймах формируются почвы.

Поймы и террасы широко распространены в долинах рек бассейна р. Селенги. Высоты самой низкой (первой) надпойменной террасы в долинах рек Забайкалья варьируют от 4 до 9 м [3]. Д.Д. Базаров и др. [1] в Западном Забайкалье выделили первую надпойменную террасу высотой 5–7, вторую высотой 7–9 м. Нередко они объединяются с первой в единую стратиграфическую единицу. М.В. Константинов [4] считает высокую пойму и первую надпойменную террасу одним уровнем осадконакопления высотой 5,5–6 м. Нередко возникают трудности при выделении первой надпойменной террасы [10]. Он полагал, что завершение аккумуляции аллювия первой террасы произошло в раннем голоцене. Высоты пойм варьируют от 1 до 4 м. Выделяется низкая 1–2 и высокая 2–4 м пойма.

В бассейне р. Селенги выделяют четыре верхнеплейстоценовые надпойменные террасы высотой соответственно 15–20 (20–24), 10–12, 7–9 и 5–7 м (4–6) [1], 18–19, 12 м, 9 м, 6–7 м [5], 20–22, 14–16, 9–11, 5–6 м [4], 25–50, 15–25, 9–12, 4–9 м [3]. Для более четкого выделения террас важно диагностировать положение контактного горизонта (границы аллювиальных и покровных отложений) и знать возраст аллювия. По результатам наших исследований и опубликованным данным высота кровли аллювия выделяемой первой надпойменной террасы высотой 5–9 м составляет 4–5 м. Различия в высоте террас обусловлены различной водностью рек и мощностью осадков покровного комплекса. Мощность последних варьирует от 0,5 до 3 м.

Причинами неодинаковой оценки высоты речных террас могут быть отсчет ее высоты от межженного и паводкового уровней, погрешности измерений, различий в темпах тектонических движений на разных участках в границах морфоструктур [1]. Наиболее надежными критериями их выделения являются особенности строения и состава их аллювия с интерпретацией взаимоотношений и возраста [1]. Помимо аллювия следует учитывать и строение покровных, часто полигенетических отложений, содержащих горизонты погребенных почв и криогенных нарушений. Покровные отложения наиболее полно отражают палеогеографические и палеоэкологические условия среды обитания древнего человека.

Целью работы является обобщение собственных и опубликованных ранее данных об этапах и фазах осадконакопления и педогенеза, установление времени формирования осадков пойм и террас.

### Результаты исследований

На рис. 1 представлена информация об этапах и фазах почвообразования и осадконакопления в речных долинах бассейна р. Селенги в позднеледниковье и голоцене на основе 20 детально изученных нами разрезов отложений. Были изучены 6 разрезов пойм, 8 разрезов первой надпойменной террасы, 2 разреза второй надпойменной террасы, по одному разрезу и пятой речных террас, 2 разреза четвертой надпойменной террасы. Датированы гумусовые горизонты почв мощностью до 10–15 см. Для мощных почв получены радиоуглеродные датировки кровли и подошвы почв. Расчет возраста гумусовых горизонтов без датировок производился путем расчета средней скорости аккумуляции между датировками (лет/1см почвы) и умножения его на мощность слоя почвы.

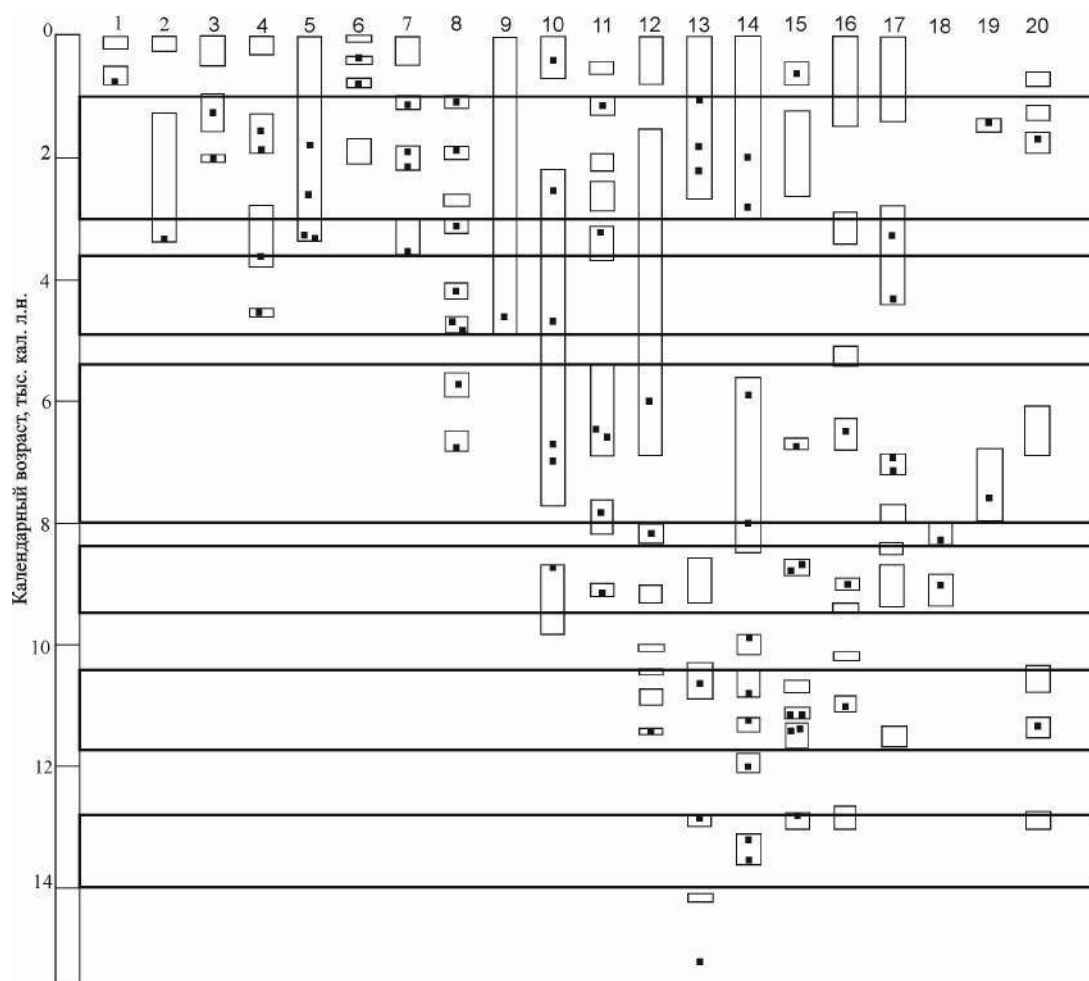


Рис. 1. Этапы педогенеза и осадконакопления в речных долинах в бассейне с Селенги в позднеледниковье и голоцене.

1 – Низкая пойма (1,5 м) р. Тарбагатайка. 2 – Низкая пойма (1,5 м) р. Итанцы. 3 – Низкая пойма р. Орхон. (1,5 м) 4 – Высокая пойма (2–2,5 м) р. Бороо Гол. 5 – Высокая пойма (2–2,5 м) р. Ильки (разрез Илька 1). 6 – Высокая пойма (2–2,5 м) р. Ильки (разрез Илька 2). 7 – Первая надпойменная терраса (6,4 м) р. Тарбагатайки (разрез Тарбагатайка 3). 8 – Первая надпойменная терраса (6 м) р. Тарбагатайки (разрез Тарбагатайка 1). 9 – Первая надпойменная терраса (5–6 м) р. Итанцы. 10 – Первая надпойменная терраса (4–5 м) р. Брянки. 11 – Первая надпойменная терраса (5–6 м) р. Аршан. 12 – Первая надпойменная терраса (4–6 м) р. Бороо Гол. 13 – Первая надпойменная терраса (5–6 м) р. Чикой (древнее поселение Студеное 1). 14 – Первая надпойменная терраса (5–6 м) р. Мензы (древнее поселение Усть-Менза 1). 15 – Вторая надпойменная терраса (7–9 м) р. Тарбагатайки. 16 – Вторая надпойменная терраса (6–8 м) р. Брянки. 17 – Третья надпойменная терраса (14–16 м) р. Селенги. 18 – Четвертая терраса (25–30 м) р. Селенги (разрез Вознесеновка), 19 – Четвертая терраса (25–30 м) р. Селенга (карьер завода силикатного кирпича). 20 – Пятая терраса (40–45 м) р. Селенга (Дэбэн). Белый прямоугольник – этапы и фазы почвообразования. Черными квадратами показан абсолютный календарный возраст почв. Большими прямоугольниками показаны этапы почвообразования в Селенгинском среднегорье [7].

Нашими исследованиями последних лет установлено, что низкая пойма (высота 1–2 м) начала формироваться с середины голоцена. Русловой аллювий часто имеет возраст старше 3,5 тыс. кал. лет, пойменный – моложе этой даты. Почвы имеют возраст не старше 2 тыс. кал. лет. Высокая пойма высотой 2–4 м (реже до 5 м) сложена аллювиальными осадками возрастом 8,5–3,5 тыс. кал. Она отделена уступом от низкой поймы высотой 1–2 м. Время завершения формирования уступа 3,5–3 тыс. кал. л.н. Русловой аллювий, залегающий в основании высокой поймы, имеет доголоценовый или раннеголоценовый возраст, пойменный накапливался в позднеледниковье, раннем и среднем голоцене. Почвы высокой поймы формировались во второй половине голоцена.

Первая надпойменная терраса широко распространена в речных долинах бассейна р. Селенги. Высота ее варьирует от 4 до 6 м. Кровля аллювия большинства разрезов первой террасы имеет раннеголоценовый возраст. Отложения пойменной фации аллювия датируются позднеледниковьем – ранним голоценом. Аллювиальные почвы датированы в диапазоне 13,5–8,5 тыс. кал. л.н. В бассейне р. Тарбагатайки выделяются высотные уровни террас 4–6 и 6–8 м. Несмотря на близкие отметки залегания высот террас и аллювия над межениным уровнем реки, их толщны различаются по строению и возрасту. Для первой террасы установлен голоценовый возраст пойменного аллювия в диапазоне 8,5 (8)–3,4 тыс. кал. л.н. [6]. Он перекрыт покровными отложениями мощностью до 2 м. Для второй террасы пойменный аллювий по результатам исследования [7] позднесартанский и раннеголоценовый (15–8 тыс. кал. л.н.), что подтверждает ранее полученные данные [1, 10]. Он перекрыт покровными образованиями мощностью до 3,3 м. Возраст аллювия руслового фации первой террасы сартанский – позднекаргинский (15–30 тыс. кал. л.н.) [4]. Полученные данные о возрасте отложений покровного и аллювиального генетических комплексов первой и второй террас рек свидетельствуют о различной истории их осадконакопления. В то же время, залегание осадков руслового аллювия на одном уровне, близкие высоты 4,1–4,7 м кровли пойменного аллювия дают определенные основания считать эти террасы одного седиментационного цикла и выделять два высотных уровня первой надпойменной террасы 6–6,5 и 7–9 м.

Вторая надпойменная терраса высотой 6–8 м изучена в долине р. Брянки. Кровля пойменного аллювия второй террасы имеет доголоценовый возраст. Возраст почв в покровных отложениях моложе 11,5 тыс. кал. л.н. Третья терраса в Бассейне р. Селенги имеет высоты от 10–12 [1] до 14–16 [4] и 15–25 м [3]. Она локально распространена в Западном Забайкалье. Третья терраса прислонена к четвертой террасе и сложена аллювиальными осадками, перекрытыми отложениями покровного комплекса мощностью 1–3 м, с двумя горизонтами криогенных нарушений [1]. Для неё характерна высокая позиция галечника, небольшая мощность песчаного аллювия, первой половины МИС 3, грубый песчано-галечный состав руслового аллювия. В подошве покровных отложений отмечаются уровни почвообразования второй половины МИС 3. Высота третьей террасы в котловинах и в бассейнах малых рек снижена до 5–8 м [9]. Нет единого мнения о времени геоморфологического оформления третьей надпойменной террасы от 30–35 тыс. кал. л.н. до 15–12 тыс. кал. л.н. Например, на третьей террасе р. Селенги высотой 16 м у бывшего н.п. Старое Номохоново кровля отложений русловой фации аллювия залегают на высоте 11,4 м над урезом реки. Пойменный аллювий маломощный (1,2) и перекрыт покровными отложениями мощностью 3,4 м с двумя погребенными почвами возрастом 7,2–6,9 и 4,2–2,8 тыс. кал. л.н. (рис. 1). В пойменных осадках хорошо прослеживаются две слабозрелых аллювиальных почвы. Они перекрыты речными песками криотурбированными. Мы полагаем, что геоморфологическое оформление третьей террасы р. Селенги в районе бывшего н.п. Старое Номохоново, произошло в конце позднего неоплейстоцена. Более высокие террасы (четвертая и пятая) сложены аллювиальными отложениями среднего и позднего неоплейстоцена [1, 8]. Большие различия в количестве и времени формирования аллювия надпойменных террас и их оформления как геоморфологических элементов долин рек затрудняют выявление закономерностей формирования рельефа речных долин в четвертичное время.

*Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Гранта Правительства РФ, проект №075–15–2021–631 от 08.06.21 «Байкальская Сибирь в каменном веке: на перекрестке миров».*

Список литературы:

- [1] Геология и культура древних поселений Западного Забайкалья/ Базаров Д.–Д. Б., Константинов М.В., Иметхенов А.Б., Базарова Л.Д., Савинова В.В. –Новосибирск, Наука, –1982. –164 с.
- [2] Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. –Иркутск, Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, –2017. –139 с.
- [3] Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны. Автореф. дис. ... канд. геол.–минерал. наук. –Иркутск, ИЗК СО РАН, – 2010. –18 с.
- [4] Константинов, М.В. Каменный век восточного региона Байкальской Азии. – Улан–Удэ, Чита,– 1994. –180 с.
- [5] Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, –1988. –128 с.
- [6] Рыжов Ю. В., Голубцов В. А. Экзогенные процессы и почвообразование в малом речном бассейне Западного Забайкалья во второй половине голоцена География и природные ресурсы. –2017. –№ 3.– С. 114–125.
- [7] Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Опекунова М.Ю. Формирование террас реки Тарбагатайки (Западное Забайкалье) в позднеледниковье и голоцене // География и природные ресурсы. –2021.– № – 2. – С. 132-140.
- [8] Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В., Голубцов В.А., Константинов М.В., Викулова Н.О., Филатов Е.А. Этапы формирования отложений покровного комплекса высоких террас реки Чикой (Усть-Мензинский георхеологический район) в позднем плейстоцене и голоцене // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. –Иркутск, Изд-во ИГУ, –2015. –Вып. 4. –С. 170-182.
- [9] Рыжов Ю.В., Константинов М.В. Низкие речные террасы рек Прибайкалья и Забайкалья: строение, этапы формирования и заселения древним человеком // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований 25–29 сентября 2017 г. Москва. Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. –Москва, ГЕОС, –2017. –С.347–349.
- [10] Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. –М., Наука, –1979. –288 с.

**РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛАНДШАФТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
БЕЛОРУССКОГО ПОЛЕСЬЯ В ОПТИМУМЕ МУРАВИНСКОГО  
МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ**

**Т.Б. Рылова, А.В. Матвеев, А.В. Шидловская**

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь,  
rylova\_tatiana18@mail.ru, matveyev@ecology.basnet.by, anne.shidlovskaya@gmail.com

**RECONSTRUCTION OF LANDSCAPES IN THE BELARUSIAN POLESYE EASTERN  
AREA DURING THE CLIMATIC OPTIMUM OF THE MURAVIAN INTERGLACIAL**

**T. B. Rylova, A. V. Matveyev, A.V. Shidlovskaya**

Institute for Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus,  
Minsk, Republic of Belarus

Заметная активизация природных и природно-техногенных процессов, оказывающих значительное влияние на экологическую обстановку в различных регионах и нередко наносящих значительный ущерб экономике, вызывает необходимость детального изучения эволюции (трансформации) природных комплексов. Эта одна из наиболее сложных и актуальных задач, над которыми работают исследователи научных центров многих стран.

Детальные исследования направленности изменения природных обстановок в муравинское и голоценовое время ранее были проведены на территории Брестского Полесья

[4, 5, 7, 14 и др.]. А в настоящей статье приведены результаты исследований, выполненных в соответствии с заданием 1.21 «Исследование эволюции ландшафтов территории восточной части Белорусского Полесья в муравинское и голоценовое время с целью районирования территории по степени экологической безопасности» ГПНИ «Природопользование и экология» (2019–2020 гг.)

Реконструкция палеоландшафтов, существовавших на территории восточной части Белорусского Полесья в климатическом оптимуме муравинского межледниковья, основана на данных о палеогеографических особенностях территории в муравинское время [2, 6, 8–10, 17 и др.], палеогеоморфологической схеме М 1:500 000, составленной по материалам изучения разрезов скважин, расположенных в районе исследований, а также сведениях о составе флоры и характере растительности в самой теплой фазе муравинского межледниковья, полученных в результате палинологических исследований геологических разрезов, расположенных в восточной части Белорусского Полесья и соседних районах России и Украины [1, 9, 12, 13, 15–17 и др.].

При выявлении особенностей распространения растительности в зависимости от экологических факторов (приуроченности к определенным типам рельефа, особенностям подстилающих пород, различной степени увлажнения) предполагалось, что особенности формирования ландшафтов муравинского времени были сходны с современными [3, 11, 18]. Согласно полученным данным, самому теплomu времени климатического оптимума муравинского межледниковья на территории исследований отвечает фаза *mr4 Corylus–Quercus–Tilia–Fraxinus*, когда там произрастали преимущественно широколиственные дубово-лещиновые, дубово-липовые, реже дубово-грабовые леса со значительной примесью вяза, клена, лещины, калины, бересклета и др. Пониженные и более увлажненные места занимали дубравы ольхово-пойменные. Значительное распространение формаций из ольхи черной свидетельствует о широком распространении заболоченных ландшафтов.

На рис. 1 представлена схема палеоландшафтов восточной части Белорусского Полесья в оптимуме муравинского межледниковья. Выполненная реконструкция ландшафтов показала, что территория восточной части Белорусского Полесья в климатическом оптимуме муравинского времени относилась к классу равнинных ландшафтов, умеренно-континентальному широколиственно-лесному типу. Данный тип подразделен на 6 родов, в составе которых выделены 14 видов и 10 подвидов ландшафтов.

Таким образом, выявленные особенности распространения растительности на территории восточной части Белорусского Полесья в связи с их приуроченностью к различным экологическим условиям (определенным типам рельефа, характеру подстилающих пород, глубинам залегания грунтовых вод и др.), позволили выполнить реконструкцию ландшафтов, которые могли существовать во время самой теплой фазы климатического оптимума муравинского межледниковья. Полученные данные о составе флоры и характере растительности свидетельствуют о заметно более высокой степени теплообеспеченности территории Белорусского Полесья в ту эпоху, по сравнению не только с нынешним временем, но и с оптимумом голоцена. При этом следует отметить, что в составе лесной растительности проявились некоторые отличия в направлении с запада на восток, обусловленные уменьшением влияния океанического климата и усилением его континентальности [13].

Результаты выполненных исследований могут служить основой для выявления особенностей развития растительности и распространения отдельных лесообразующих пород, а также возможных направлений изменения природной обстановки на территории Белорусского Полесья в будущем как под воздействием естественных климатических изменений, направленных в сторону похолодания, так и в условиях глобального потепления климата.

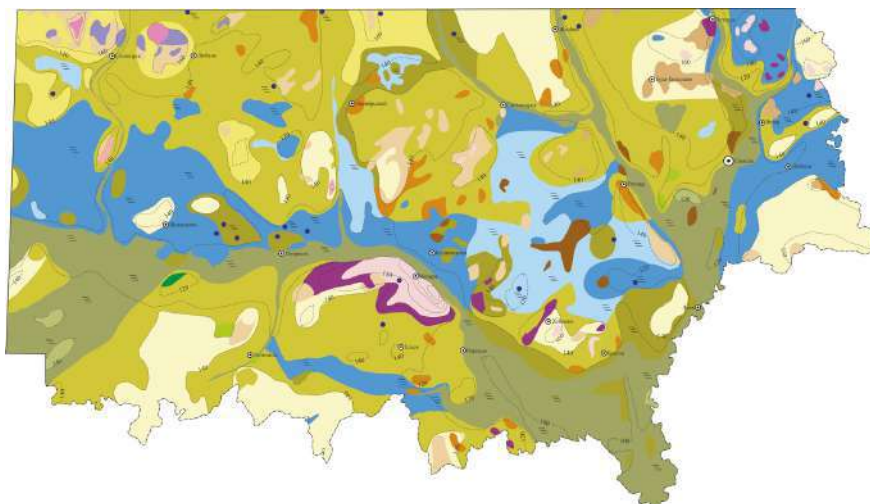


Рис. 1. Схема палеоландшафтов восточной части Белорусского Полесья в оптимуме муравинского межледниковья.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:



Список литературы:

- [1] Велічкewіч, Ф.Ю. Аб флоры і расліннасці мікулінскага міжледавікоў'я басейна Сярэдняй Дзясны / Ф.Ю. Велічкewіч, Т.Б. Рылова, Г.І. Літвінюк // Геалагічныя і палеанталагічныя даследаванні кайназою Беларусі. – Мн., 1989. – С. 85–97.
- [2] Крутоус, Э.А. Палеогеография антропогена Белорусского Полесья / Э.А. Крутоус. – Мн., 1990. – 143 с.
- [3] Ландшафтная карта [Карты] / Нацыянальны Атлас Беларусі. – Мінск, 2002. – 1 : 1 250 000. – С.144–145.
- [4] Матвеев, А.В. Ландшафты западной части Белорусского Полесья в климатическом оптимуме муравинского межледниковья / А.В. Матвеев, Т.Б. Рылова // Природопользование. – 2018. – № 2.– С. 83–94.
- [5] Матвеев, А.В. Палеогеоморфологическая схема территории западной части Белорусского Полесья (муравинское межледниковье) / А.В. Матвеев, В.П. Зерницкая // Літасфера. 2018. – № 1 (48). – С. 4-11.
- [6] Матвеев, А.В. Районирование территории Беларуси по типам разрезов четвертичных отложений / А.В. Матвеев, Л.А. Нечипоренко, В.Е. Бордон // Літасфера. – 2002. – № 2 (17). – С. 13–26.
- [7] Матвеев, А.В. Районирование территории западной части Белорусского Полесья по степени комфортности геологической среды для населения / А.В. Матвеев // Природопользование. – 2019. – № 1. С. –154-162.
- [8] Матвеев, А.В. Рельеф Белорусского Полесья / А.В. Матвеев, Б.Н. Гурский, Р.И. Левицкая. – Минск, 1982. – 131 с.
- [9] Махнач, Н.А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене / Н.А. Махнач. – Минск, 1971. – 212 с.
- [10] Палеогеография кайнозоя Беларуси; под ред. А.В. Матвеева. – Минск, 2002. – 164 с.
- [11] Расліннасць. М 1:250 000 / Нацыянальны Атлас Беларусі. – Мінск, 2002. – С. 114–115.
- [12] Рылова, Т.Б. Палинологические исследования новых разрезов муравинского межледниковья юго-востока Белоруссии / Т.Б. Рылова // Ботаника. – 1988. – С. 133–140.
- [13] Рылова, Т.Б. Растительность и климат территории восточной части Белорусского Полесья в муравинское межледниковье / Т.Б. Рылова // Літасфера – №1 (52). –2020. – С.89–104.
- [14] Рылова, Т.Б., Растительность и климат территории западной части Белорусского Полесья в муравинское межледниковье / Т.Б. Рылова, И.Е. Савченко// Літасфера. – № 2 (49). –2018. – С.17–33.
- [15] Флора и растительность Белоруссии в палеогеновое, неогеновое и антропогеновое время / Н.А. Махнач [и др.]. – Мн., 1981. – 106 с.
- [16] Хурсевич, Г.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена по опорным разрезам юго-восточной Беларуси / Г.К. Хурсевич, Т.Б. Рылова, С.А. Феденя // Літасфера. – 1995.– № 2.– С. 57–67.
- [17] Цапенко, М.М. Антропогеновые отложения Белоруссии / М.М. Цапенко, Н.А. Махнач. – Мн.: АН БССР. – 1959. – 225 с.
- [18] Юркевич, И.Д. Растительность Белоруссии, ее формирование, охрана и использование (с «Картой растительности Белорусской ССР» масштаба 1:600 000) / И.Д. Юркевич, Д.С. Голод, В.С. Адерихо. – Минск, 1979. – 248 с.

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЛЕТОПИСЬ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ В ВОЛОГОДСКОЙ ОБЛАСТИ (СЕВЕРО-ЗАПАД РОССИИ)**

**Д.О. Садоков<sup>1,2</sup>, Т.В. Сапелко<sup>3</sup>, М. Меллес<sup>4</sup>, Г.Б. Федоров<sup>2,5</sup>**

<sup>1</sup>Дарвинский государственный природный биосферный заповедник, Череповец, Россия, dmitriisadokov@gmail.com

<sup>2</sup>Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Институт озероведения Российской академии наук СПб ФИЦ РАН, Санкт-Петербург, Россия, tsapelko@mail.ru

<sup>4</sup>Institute of Geology and Mineralogy, University of Cologne, Cologne, Germany, mmelles@uni-koeln.de

<sup>5</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

**GEOCHEMICAL RECORDS OF THE LATEGLACIAL CLIMATIC CYCLICITY IN VOLOGDA REGION (NW RUSSIA)**

**D.O. Sadokov<sup>1,2</sup>, T.V. Sapelko<sup>3</sup>, M. Melles<sup>4</sup>, G.B. Fedorov<sup>5</sup>,**

<sup>1</sup>Darwin State Nature Biosphere Reserve, Cherepovets, Russia

<sup>2</sup>Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences SPC RAS, St. Petersburg, Russia

<sup>4</sup>Institute of Geology and Mineralogy, University of Cologne, Cologne, Germany

<sup>5</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

Дискуссии о положении границы поздневалдайского оледенения в Молого-Шекснинской низменности и на сопредельных территориях уже продолжаются несколько десятилетий [3]. В ряде работ пространственные и временные пределы покровного оледенения во время последнего ледникового максимума были реконструированы с большой точностью [11, 14, 19], тем не менее, до сих пор не было найдено однозначных аргументов, которые могли бы поставить точку в вопросе, проникал ли поздневалдайский ледник в Молого-Шекснинскую низменность, и если да, то каких пределов он достигал. Недостаточно данных также на сегодняшний день для реконструкции позднеледниковой палеоклиматической динамики и эволюции ландшафтов на севере Молого-Шекснинской низменности [1]. По геоморфологическим и литологическим признакам установлено, что на протяжении валдайской эпохи территория Молого-Шекснинской низменности неоднократно была занята приледниковым озером [2, 4, 6], в том числе и после последнего ледникового максимума. Озерно-болотные равнины северной части Молого-Шекснинской низменности содержат большое количество и разнообразие осадочных палеоархивов, в которых непрерывно запечатлена позднеледниковая и голоценовая климатическая летопись [5].

С целью реконструкции палеоклиматической и палеогидрологической динамики было выполнено комплексное исследование неорганических и органических геохимических свойств донных отложений трёх болотных озёр в северной части Молого-Шекснинской низменности: озера Белого (площадь 1,26 км<sup>2</sup>, 59.379° с.ш., 35,626° в.д.), Хотавец (58.568° с.ш., 37.603° в.д.) и Погоского (59,6975° с.ш., 36,8532° в.д.). В работе обсуждаются результаты, полученные для колонки отложений из оз. Белого (табл. 1, рис. 1), и кратко сопоставляются с результатами исследования осадков двух других озёр.



Таблица 1. Геохимические свойства отложений оз. Белого и их стратиграфическая интерпретация

Зона I (587-526 см) ~14,0-12,8 кал.тыс.л.н.					
Осадконакопление характеризуется значительным поступлением минерального материала, что отражено в высоком содержании Ti, K, Si, Fe и низком содержании ТОС [9]. Низкая биопродуктивность и интенсивное физическое выветривание наблюдались в течение большей части позднеледниковья, и предположительно обусловлены длительным существованием полей мертвого льда [1].					
Подзона	Глубина (см)	Возраст (кал.тыс.л.н.)	Геохимические признаки	Интерпретация	Стратиграфическое соответствие
I-a	578-574	~14,0	Резкий спад содержания Si, K, Ti, Fe. Низкие значения ТОС и Mn/Fe	Снижение гидрологической активности и сноса аллогенного вещества; придонная аноксия [16]	Бёллинг, стадия GI-1e
I-b	574-547	~13,5	Рост Si, K, Ti, Fe. Сниженное ТОС	Высокие темпы минеральной седиментации	Средний дриас, стадия GI-1d
I-c	547-544	~13,2	Сокращение количества Si, K, Ti, Fe. Рост значений Dх(50) до 119 мкм	Короткое потепление, замедление минерального сноса, вероятно, из-за распада полей мёртвого льда	Аллерёд, стадия GI-1c1
I-d	544-539	~13,1	Низкие значения ТОС (9%) и Dх(50) (86 мкм), рост содержания Si, K, Ti, Fe	Кратковременное похолодание, преобладает аллогенный снос	Аллерёд, стадия GI-1b, (Осциляция киларни/герцензее) [1, 7]
I-e	539-526,5	~13,0	Низкий уровень Si, K, Ti, Fe, повышенные значения ТОС (19%) и Dх(50) (138 мкм)	Наиболее выраженная приостановка минеральной аккумуляции. Наступление теплого климата и снижение уровня водоема [12]	Аллерёд, стадия GI-1a
Зона II (526-482 см) ~12,8-11,7 кал.тыс.л.н.					
Холодный климат с высокой интенсивностью физического выветривания и повышенным уровнем водоема отмечается по одновременному увеличению содержания Ti, K, Si, Fe, синхронному снижению ТОС и сдвига гранулометрического состава в сторону алевритовой фракции. Хронологические границы холодного периода хорошо согласуются с известной длительностью позднего дриаса и стадией GS-1.					
Зона III (482-178 см) < 11,7 кал.тыс.л.н.					
Быстрое увеличение ТОС (до 50%) одновременно с окончательным сокращением темпов минеральной аккумуляции маркирует стремительный рост озёрной биопродуктивности. Наблюдаемые изменения хронологически соотносятся с принятой нижней границей голоцена [13, 17] и одновременной регрессией крупного палеоводоема, который окончательно дренировался к ~11,0 кал.тыс.л.н. (Пребореал)					
III-a	474-468	<11,5	Повышенное количество Ti, K, Fe, Si. Mn/Fe и пауза в росте ТОС	Усиленные темпы эрозии указывают на непродолжительное похолодание	Пребореал

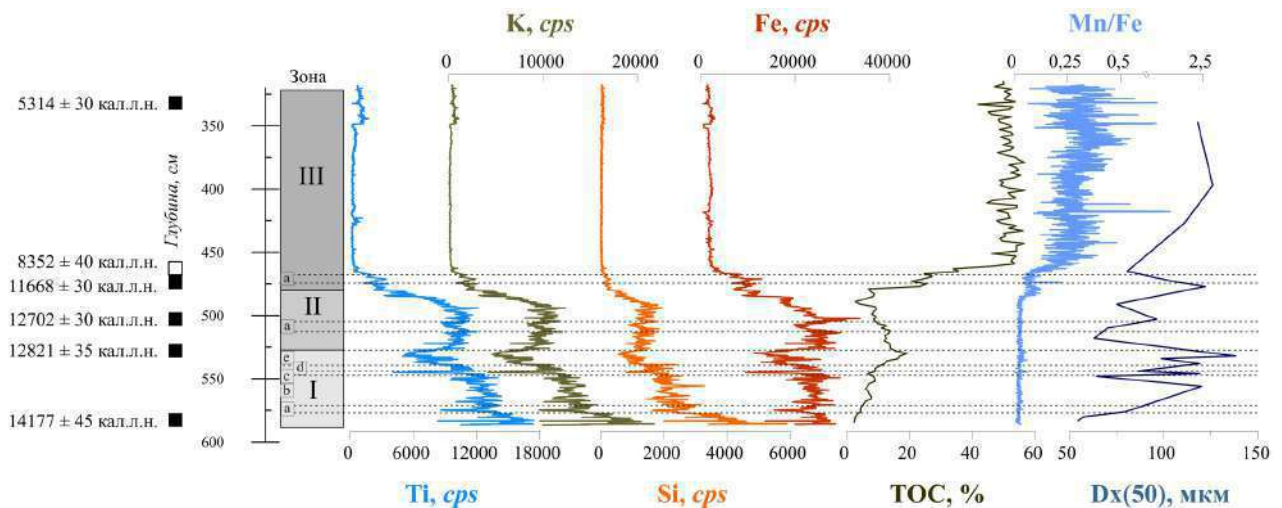


Рис. 1. Вертикальное распределение геохимических показателей (содержание химических элементов представлено в счетах в секунду – counts per second, TOC–общий органический углерод) и гранулометрического состава (Dx(50)) в отложениях оз. Белого. Черными квадратами отмечены калиброванные значения возраста по AMS<sup>14</sup>C, белым квадратом отмечена датировка, исключенная из возрастной модели при обработке в программе ‘rbacon’.

Керны донных отложений длиной 1 м извлекались с помощью полуцилиндрического русского бура. Содержание химических элементов Si, K, Ti, Fe, Mn определялось в Университете Кёльна методом рентгенофлуоресцентного сканирования поверхности кернов на ITRAXRF Core Scanner (Cox Analytical Systems) (Cr-анод, 30 кВ, 55 мА, экспозиция в точке измерений 5 секунд, шаг 2 мм). Содержание общего органического углерода (total organic carbon – TOC) измерялось на приборе Dimatoc 2000 (Dimateкс Analysentchnik GmbH). Гранулометрический состав, после сушки в течение 4 часов при 105°C и просеивании через сито с ячейёй 1 мм, определялся на лазерном дифрактометре Mastersizer 3000. Гранулометрический состав представлен в виде медианных значений объёмного распределения Dx(50) (мкм). Возраст отложений определялся радиоуглеродным методом ускоренной масс-спектрометрии (AMS) в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН, по растительным макроостаткам и общему органическому углероду. Калибровка дат выполнялась с использованием кривой IntCal20 [18], построение байесовской возрастной модели производилось с использованием пакета ‘rbacon’ в R [8].

Глубина оз. Белого в центральной части составляет 180 см. Верхние 3 метра отложений сложены органогенными илами, которые подстилаются тонкослоистыми супесчаными алевритами. На основании геохимических характеристик и гранулометрического состава по всей мощности изученной колонки было выделено 3 зоны. Стратиграфическая приуроченность была выстроена на основании AMS датирования, в соответствии со стратиграфической схемой для Северной Европы [13, 15] и Гренландской изотопной шкалой GICC05 [17].

Предложенная геохимическая реконструкция была выстроена исключительно благодаря высокому разрешению рентгенофлуоресцентного сканирования кернов отложений, сопровождающемуся возрастным моделированием. Результаты климатостратиграфического подразделения изученных отложений оз. Белого в значительной мере детализируют характер и обусловленность изменений озерного осадконакопления на северо-западе Молого-Шекснинской низменности. Аналогичным образом были проанализированы материалы из озёр Хотавец и Погоского (соответственно центральная и северо-восточная части Молого-Шекснинской низменности), которые в совокупности позволяют реконструировать позднеледниковую и раннеголоценовую динамику природной среды на региональном уровне [10].

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №19-35-90026). Полевые работы производились в рамках научного сотрудничества ФГБУ «Дарвинский государственный заповедник» и ФГБУН «Институт озераедения РАН», а также на основе программы научно-исследовательских работ в Дарвинском государственном заповеднике «Палеогеография северо-западной части Молого-Шекснинской низменности» (2018 г.) и государственного задания ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН по теме №0154-2019-0001. Лабораторные работы выполнялись в рамках грантовой стипендиальной программы «Дмитрий Менделеев» по теме «Палеоэкологические реконструкции для последней терминции и голоцена на основе озёрных отложений Молого-Шекснинской низменности» в 2018 г.*

Список литературы:

- [1] Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лёд и Снег. – 2017. – Том 57. - № 3. – С. 391-415
- [2] Гей В.П. История развития крупных озер с конца среднего неоплейстоцена до голоцена на территории Вологодской области и смежных областей // Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (северо-запада России). Материалы международного совещания. – 2000. – С. 65-70
- [3] Гей В.П., Малаховский Д.Б. О возрасте и распространении максимального верхнеплейстоценового ледникового надвига в западной части Вологодской области // Известия Русского географического общества. – 1998. – I. – С. 43-53
- [4] Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы. – 1974. – 278 с.
- [5] Хавин Е.И. Четвертичные отложения северной половины Молого-Шекснинской низины // Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. – 1962. – С. 109-124
- [6] Хавин Е.И., Николаев Ю.В. Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съёмке масштаба 1:200000, проведённой на территории Молого-Шекснинского участка Рыбинского водохранилища (Вологодская область). – 1961. – ВСЕГЕИ. - Том 1. – 325 с.
- [7] Björck S., Kromer B., Johnsen S., Bennike O., Hammarlund D., Lemdahl G., Possnert G., Rasmussen T.L., Wohlfarth B., Hammer C.U., Spurk M. Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic // Science. – 1996. - Vol. 274. – P. 1155-1160
- [8] Blaauw M., Christen A. rbacon: Age-depth modeling using Bayesian statistics. R package version 2.3.9.1. – 2019. – Available at: <https://cran.r-project.org/web/packages/rbacon/index.html>
- [9] Cohen A.S. Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems // New-York: Oxford University Press. – 2003. – 500 p.
- [10] Davies S.J., Lamb H.F., Roberts S.J. Micro-XRF Core Scanning in Palaeolimnology: Recent Developments // Micro-XRF Studies of Sediment Cores / I.W. Croudace, R.G. Rothwell (Eds.). Springer. – 2015. – P. 189-226
- [11] Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne I.S., Mangerud J., Svendsen J.I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. – 2016. – Vol. 45. – Issue 1. – P. 1-45
- [12] Jones B.F., Bowser C.J. The mineralogy and related chemistry of lake sediments // Chemistry, Geology, Physics / A. Lerman (Ed.). – 1978. – New-York: Springer. – P. 179-235
- [13] Lohne Ø.S., Mangerud J., Birks H.H. IntCal13 calibrated ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from Kråkenes, western Norway // Journal of Quaternary Science. – 2014. – Vol. 29. – Issue 5. – P. 506-507
- [14] Lunkka J., Saarnisto M., Gey V., Demidov I., Kiselova V. Extent and age of the Last Glacial Maximum in the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet // Global and Planetary Change. – 2001. – Vol. 31. – Issue 1-4. – P. 407-425
- [15] Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J.J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // Boreas. – 1974. – Vol. 3. – Issue 3. – P. 109-128
- [16] Naeher S., Gilli A., North R.P., Hamann Y., Schubert C.J. Tracing bottom water oxygenation with sedimentary Mn/Fe ratios in Lake Zurich, Switzerland // Chemical Geology. – 2013. – Vol. 352. – Issue 16. – P. 125-133
- [17] Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallenga P., Vinther B.M., Walker M.J., Wheatley J.J.,

Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*. – 2014. – Vol. 106. – Issue 15. – P. 14-28

[18] Reimer P., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Butzin M., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Fahrni S., Fogtmann-Schultz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kB) // *Radiocarbon*. – 2020. – Vol. 62. – Issue 4. – P. 725-757

[19] Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – Vol. 23. – Issue 11-13. – P. 1229-1271

**ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В РОСТОВСКОЙ НИЗИНЕ  
В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ ПО НОВЫМ  
ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

**А.В. Самусь, Е.А. Константинов**

Институт географии РАН, Москва, Россия, [alina.samus.msu@gmail.com](mailto:alina.samus.msu@gmail.com),  
[eakonstantinov@yandex.ru](mailto:eakonstantinov@yandex.ru)

**VEGETATION CHANGES IN THE ROSTOV LOWLAND DURING THE LATE  
GLACIAL TIME AND HOLOCENE BY NEW POLLEN DATA**

**A.V. Samus, E.A. Konstantinov**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Ростовская низина, расположенная приблизительно в 180 км к северо-востоку от Москвы, занимает крупную тектоническую депрессию и имеет вытянутую с юго-запада на северо-восток форму [3]. В южной части Ростовской низины находится озеро Неро – объект, который уже много лет притягивает к себе внимание различных ученых. Неро является богатым архивом палеогеографической информации, что обусловлено большой мощностью рыхлых озерных отложений и наличием хорошо выраженного комплекса террас на его побережье. Палеоботанические исследования отложений позднеледниковья и голоцена уже велись в этом районе – в частности, на террасах и в котловине озера Неро [1, 2, 4]. Однако, согласно опубликованным материалам, в скважинах самого озера на время позднего дриаса и раннего голоцена приходился перерыв в осадконакоплении [4].

Ключевой объект данного исследования – скважина К7С – расположен на второй аккумулятивной террасе западного борта озера Неро, на абсолютной высоте 105 м. Согласно имеющимся абсолютным датировкам, полученным в лаборатории ядерной геофизики и радиоэкологии Центра исследования природы (Литва), время формирования большей части отложений скважины относится к позднеледниковью и раннему голоцену. В связи с этим скважина К7С представляет большой интерес для реконструкции палеорастительности.

В рамках исследования был проведен спорово-пыльцевой анализ 20 образцов рыхлых отложений скважины К7С с интервалом 10 см. Построение диаграммы было выполнено в программах Tilia и CorelDraw X6. Процентное соотношение пыльцевых зерен и спор подсчитывалось внутри трех основных групп (пыльцы деревьев и кустарников, пыльцы трав и кустарничков и спор), а за 100% принималась сумма компонентов каждой группы. Выделение на диаграмме палинозон и их краткое описание выполнялось на основании анализа процентного соотношения пыльцы и спор доминантов и субдоминантов растительного покрова и характера палинофлоры.

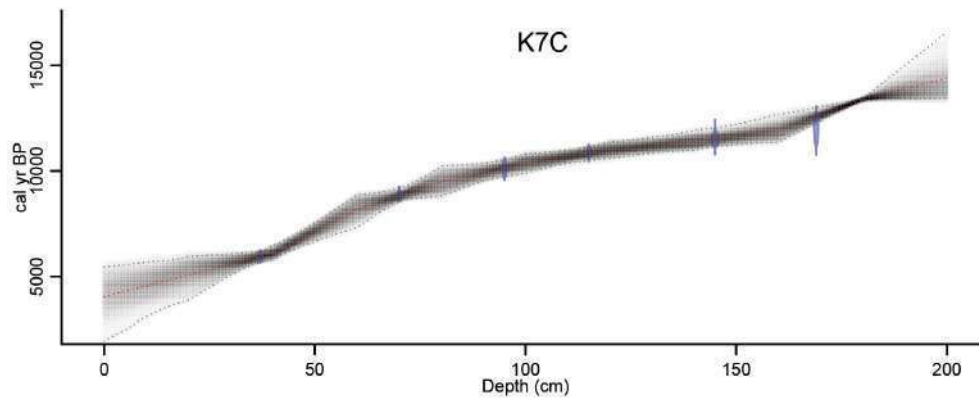


Рис. 1. Возрастная модель отложений скважины К7С.

Построение возрастных моделей осадконакопления было выполнено на основе радиоуглеродных датировок в программном пакете gbascon среды R (рис. 1).

Длина колонки К7С составляет 2 м. В керне снизу вверх вскрываются суглинок легкий (2,0-1,83 м), суглинок слабо оторфованный (1,83-1,65 м), суглинок сильно оторфованный (1,65-1,45 м), низинный осоково-тростниковый торф (1,45-0,38 м) с двумя прослоями органо-карбонатного ила с обилием ракушечного детрита на глубинах 0,85-0,78 м и 0,73-0,67 м и суглинок сильно оторфованный (0,38-0 м).

На спорово-пыльцевой диаграмме скважины К7С четко выделяется 5 палинозон.

**Палинозона 1** располагается на глубинах 2,0-1,65 м и соответствует двум нижним горизонтам – легкого суглинка и оторфованного суглинка. Для этой палинозоны характерно примерно равное количество в общем составе палиноспектров пыльцы деревьев и кустарников (44% - 60%) и трав и кустарничков (38% - 54%). Доля спор составляет от 1% до 8%.

В группе пыльцы деревьев и кустарников доминантом является *Betula sect. Albae* (27%-60%). Значительную долю имеет пыльца *Picea sect. Eupiceae* (3% - 31%), а также пыльца мелколиственных кустарников – *Betula sect. Fruticosae* (4% - 11%), *Betula sect. Nanae* (до 1%), *Salix* (3% - 17%). Встречаются пыльцевые зерна ольхи серой (до 4%) и ольхи черной (до 8%). Пыльца широколиственных пород – *Ulmus*, *Quercus*, *Corylus* – встречается единично.

В группе пыльцы трав и кустарничков можно заметить хорошо выраженный пик пыльцы *Artemisia* (2%-33%). В палиноспектрах присутствует пыльца и других ксерофитов – *Chenopodiaceae*. Велика доля пыльцевых зерен осок, злаков, разнотравья, среди которого отмечены *Ranunculaceae*, *Thalictrum*, *Apiaceae*, *Asteraceae*, *Cichoriaceae*, *Rosaceae*, *Fabaceae*, *Caryophyllaceae* и др.

В группе спор отмечаются споры папоротников (в т.ч. *Botrychium*, *Ophyoglossum*), и единично – сфагновые мхи, хвощи.

Палинозона 1 отражает лесотундровые ландшафты: березовые и еловые редколесья в сочетании с полынно-маревыми и разнотравными ассоциациями. Присутствие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы карликовых берез, большая доля пыльцы полыни и трав семейства маревых являются характерным признаком «перигляциальной лесостепи» позднеледниковья. Вероятно, такая растительность существовала на территории в позднем дриасе, что подтверждается и возрастной моделью (рис. 1). Более того, согласно модели, нижние горизонты скважины, в которых очень велика доля терригенной составляющей, могли формироваться в аллереде. Возможно, темпы аккумуляции этих горизонтов были высокими, поэтому пока трудно предположить, какая часть аллереда в отложениях скважины охвачена.

**Палинозона 2** характеризует оторфованные суглинки и торфа на глубинах 1,65-1,15 м. Общий состав спорово-пыльцевых спектров претерпевает небольшие изменения: уменьшается доля пыльцы деревьев и кустарников (5% - 43%) за счет роста процентного содержания спор (до 59%). Неизменным остается количество пыльцы трав (18% - 61%).

В доминирующей группе пыльцы трав и кустарничков абсолютно преобладает пыльца *Poaceae* (62% - 74%). Значительно реже встречается пыльца ксерофитных трав (*Artemisia* от 1% до 11%, *Chenopodiaceae* до 4%). Часто в палиноспектрах присутствует пыльца водных растений – *Typha* (до 14%), *Sparganium* (до 1%) – и пыльца лугового разнотравья. В одном образце встречено зерно *Ephedra*.

В группе пыльцы деревьев и кустарников возрастает доля пыльцы сосны (от 3% до 78%), немного уменьшается количество пыльцы древовидных берез (*Betula sect. Albae* – от 9% до 55%) и кустарниковых берез (*Betula sect. Fruticosae* – до 6%), доля пыльцы ивы остается неизменной. Процентное содержание пыльцы ели уменьшается снизу вверх в пределах палинозоны. Пыльца карликовой березки – *Betula sect. Nanae* – в палиноспектрах не встречается вовсе. Единично присутствуют пыльцевые зерна широколиственных пород – *Ulmus*, *Quercus*, *Corylus*.

Группа спор представлена спорами папоротников и сфагновых мхов.

Во время формирования палинозоны 2 на территории произрастали сосновые и березовые леса. Кое-где могли сохраняться еловые перелески. На заболоченных территориях и по берегам озер, в условиях повышенной увлажненности произрастали рогоз, ежеголовник, злаки, а также березы и ивы. Вероятно, спорово-пыльцевые спектры палинозоны 2 формировались в пребореальном периоде голоцена. В них уже совсем отсутствует пыльца карликовой березы, и лишь единичная пыльца эфедры еще напоминает о недавнем холодном позднеледниковом времени.

**Палинозона 3** располагается на глубинах 1,15-0,55 м и характеризует горизонт торфа с прослоями органо-карбонатного ила.

В общем составе спорово-пыльцевых спектров растет количество пыльцы деревьев и кустарников (от 26% до 69%), велика доля спор (от 6% до 57%). Пыльца трав и кустарничков встречается в количестве от 17% до 32%.

В группе пыльцы деревьев и кустарников преобладает пыльца *Betula sect. Albae* (26% - 52%) и *Pinus s/g Diploxylon* (37% - 63%). Характерной чертой палинозоны является низкое содержание пыльцы *Picea sect. Eupiceae* (до 2%). В малом количестве в палиноспектрах встречается пыльца кустарниковых берез, ивы, серой ольхи; единичны зерна черной ольхи. Группа пыльцы широколиственных пород стала более разнообразна: помимо *Quercus*, *Ulmus* и *Corylus*, в спорово-пыльцевых спектрах отмечаются пыльцевые зерна *Tilia*, *Lonicera*, *Sambucus*.

В группе спор доминируют папоротники (в т.ч. встречаются *Botrychium* и водные виды – *Salvinia*), единичны споры сфагновых мхов и хвощей.

Группа пыльцы трав и кустарничков отличается большим максимумом пыльцы *Cyperaceae* (50% - 82%), в меньшем количестве здесь присутствует пыльца злаков, полыни, маревых, лугового разнотравья и водных растений. Видовое разнообразие трав по-прежнему довольно значительное.

Спорово-пыльцевые спектры палинозоны 3 по своему составу и характеру палинофлоры отражают более теплые условия, чем спектры палинозоны 2. Вероятно, время их формирования относится к бореальному периоду голоцена, что подтверждается и возрастной моделью. Растительный покров этого времени был представлен смешанными сосново-березовыми лесами с участием в них широколиственных пород – дуба, вяза, липы. В подлеске произрастали лещина, жимолость, бузина. На переувлажненных и заболоченных территориях росли ивы, березы, а в травянистом ярусе – осоки, папоротники, сфагновые мхи и хвощи.

**Палинозона 4** выделена на глубинах 0,55-0,25 м. Она соотносится с горизонтами торфа и оторфованного суглинка.

В спорово-пыльцевых спектрах палинозоны 4 доля пыльцы деревьев и кустарников в общем составе палиноспектров становится еще выше – от 43% до 84%. Пыльца трав и кустарничков содержится в количестве от 10% до 19%, споры – от 7% до 44%.

В группе пыльцы деревьев и кустарников увеличивается количество пыльцы ели – от 15% до 39%. Доля пыльцы сосны составляет от 19% до 64%. Намного реже в палиноспектрах встречается пыльца как древесных, так и кустарниковых видов берез, а также ивы. Увеличивается количество пыльцевых зерен обоих видов ольхи (*Alnus incana* 2% - 8%, *Alnus glutinosa* – 2% - 10%). Возрастает процентное содержание пыльцы широколиственных пород (по сравнению с палинозоной 3).

Группа спор немногочисленна и представлена папоротниками (в т.ч. лесным видом *Dryopteris*), хвощами, сфагновым мхом.

В группе пыльцы трав и кустарничков доминантами являются осоки, в меньшем количестве встречается пыльца злаков и лугового разнотравья. Видовое разнообразие трав становится более скудным.

Палинокомплекс отражает растительность смешанных елово-сосновых лесов с примесью широколиственных пород. Вероятно, эта палинозона относится к атлантическому периоду голоцена (атлантический возраст этой толщи также определен абсолютными датировками). Исследованиями Алешинской, Гуновой [1,2] и Wohlfarth et. al. [4] подтверждается преобладание на территории в атлантическом периоде хвойно-широколиственных лесов.

**Палинозона 5** охватывается верхние 25 см скважины К7С.

По общему составу спорово-пыльцевых спектров эта палинозона схожа с палинозоной 4. В группе пыльцы деревьев и кустарников доминантами являются *Picea sect. Eurpiceae* (37% - 38%) и *Pinus s/g Diploxylon* (41% - 43%). Отличительной чертой палинозоны 5 является меньшая доля пыльцы широколиственных пород и меньшее их видовое разнообразие (в палиноспектрах в небольших количествах отмечены пыльцевые зерна *Quercus*, *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*).

Эта палинозона отражает господство на территории темнохвойных еловых лесов с примесью сосны, березы, широколиственных пород. Вероятно, время формирования этой толщи можно отнести к суббореальному или субатлантическому периоду. При сравнении этой палинозоны с диаграммами озера Неро, заметно ее сходство с палинозонами субатлантического времени [2].

Таким образом, результаты проведенного спорово-пыльцевого анализа отложений скважины К7С позволяют сделать следующие выводы:

1. В позднем дриасе на исследуемой территории в растительном покрове сочетались лесные, тундровые и степные ассоциации. Растительность была представлена березово-еловыми редколесьями, а на открытых пространствах произрастали полынно-маревые и разнотравные фитоценозы.

2. В начале голоцена в результате нарастающего потепления климата наблюдалась следующая смена типов палеорастительности: сосновые и березовые леса с примесью ели (в пребореале) – смешанные сосново-березовые леса с участием широколиственных видов древесной флоры (в бореале).

3. В атлантическом периоде леса стали гуще, климат – теплее и мягче. В растительном покрове преобладали смешанные елово-сосновые леса с примесью широколиственных пород.

4. Поздний голоцен в скважине К7С охарактеризован лишь двумя образцами. Палинокомплекс этого времени отражает господство на территории темнохвойных еловых лесов с примесью сосны, березы, широколиственных пород.

Список литературы:

- [1] Алешинская З.В., Гунова В.С. Голоценовая история озера Неро по данным сопряженного анализа // История озер в голоцене. Л.: Ротапринт ГО СССР, 1975. С. 150–158.
- [2] Алешинская З.В., Гунова В.С. Новейшие отложения и палеогеография озера Неро. // Вестник Моск. ун-та, сер. 5, География, 1997, № 1, с. 49-52.
- [3] Геологическая карта четвертичных отложений м-ба 1:200000. Лист О-37-XXVIII. ВСЕГЕИ, 1967.
- [4] Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O., Lacourse T., Subetto D., Torssander P., Romanenko F. Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia // Journal of Paleolimnology. 2006. Vol. 35. P. 543–569.

## БИОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ КАСПИЙСКИХ ТЕРРАС ДАГЕСТАНА

А.А. Свиточ, Т.А. Янина

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
paleo@inbox.ru

## BIOSTRATIGRAPHY OF THE UPPER PLEISTOCENE CASPIAN TERRACES IN THE DAGESTAN

A.A. Svitoch, T.A. Yanina

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Авторы придерживаются регионально-стратиграфической концепции, согласно которой стратиграфия должна опираться на историко-геологический принцип расчленения древних отложений, ибо “на этой основе только и возможно выделять реальные стратиграфические ... подразделения” [1, стр. 8]. Стратификация древнекаспийских осадков построена на биостратиграфической основе, имеющей четко выраженные фаунистические границы и хорошо прослеживаемые палеонтологические реперы. В основу биостратиграфии каспийского неоплейстоцена положены эволюционные изменения и закономерности экологической смены сообществ моллюсков рода *Didacna* Eichwald в пространстве и времени.

Дагестанское побережье Каспия характеризуется наиболее полным спектром плейстоценовых морских террас, что обусловлено спецификой геолого-геоморфологических условий этой территории. Медленные устойчивые поднятия передовых хребтов Дагестана способствовали формированию у их подножий абразионно-аккумулятивных морских террас при каждой трансгрессии Каспия и их выходу из-под влияния моря даже в тех случаях, когда последующая трансгрессия превосходила по размерам предыдущую. Помимо хорошей выраженности террас отмечается их насыщенность палеонтологическим материалом. Нами установлены верхнехазарские, хвалынские и новокаспийские террасы позднего квартала.

Согласно П.В. Федорову [8], верхнехазарские морские отложения морфологически выраженных террас на берегах Каспия не образуют. Г.И. Рычагов [2] пришел к заключению, что в пределах дагестанского побережья террасы высотой 120-130, 100-105 и 80-85 м имеют позднехазарский возраст. На основе биостратиграфического анализа мы поддержали вывод о позднехазарском возрасте террасы высотой 80-85 м, охарактеризованной типичной позднехазарской малакофауной с руководящим видом *Didacna surachanica* [6]. Более высокие террасы мы отнесли к нижнехазарским. В совместной статье Г.И. Рычагов и Т.А. Янина [4], рассмотрев и сравнив аргументы каждого автора, пришли к согласованному решению о «среднехазарском» возрасте террас высотой 120-130 и 100-105 м. В их отложениях доминирующим видом является *Didacna schuraosenica*. В своей более поздней работе Г.И. Рычагов [3] террасу 100-105 м считает гирканской. Мы по-прежнему придерживаемся точки зрения о принадлежности этой террасы одной из стадий раннехазарской трансгрессии. Помимо указанного вида, в ее осадках широко распространены представители раннехазарской фауны дидакн *Didacna apsheronica*, *D. vulgaris*, *D. subpyramidata*, *D. pallasi*, *D. lindleyi*, *D. paleotrigonoides*. Верхнехазарские отложения распространены и на более низких уровнях под покровом хвалынских осадков.

Хвалынские отложения широко распространены на абсолютных отметках от +47 до -20 м. Они образуют лестницу средневысотных и низких террас в предгорьях Дагестана. Хорошо сохранившиеся береговые линии хвалынского моря позволяют оконтуривать границы распространения разнофациальных (от сравнительно глубоководных до прибрежных и лиманных) хвалынских осадков. Хвалынским отложениям свойственно господство дидакн тригоноидной и катиллоидной групп (*Didacna subcatillus*, *D. parallella*, *D. praetrigonoides*).

Хвалынские террасы подразделяются на нижнехвалынские и верхнехвалынские. Биостратиграфическим основанием для этого служат раннехвалынский и позднехвалынский комплексы моллюсков. В нижнехвалынском широко распространены *Didacna parallella*, *D.*



*subcatillus*, *Monodacna caspia*, *Adacna laeviuscula*, *Ad. vitrea*, *Hypanis plicata*, *Dreissena rostriformis*, *Dr. polymorpha*, более редкие *D. praetrigonoides*. Нижнехвалынский террасовый ряд характеризуется абразионными уступами и абразионно-аккумулятивными террасами на абсолютной высоте 47-48, 34-36, 28-30, 20-22, 14-16 и 4-6 м. Наиболее четко в рельефе выражены береговая линия максимальной стадии и уровень 20-22 м (буйнакская стадия). Формирование стадийных террас связано с периодами повышения уровня Каспия на общем фоне регрессии. Согласно П.В. Федорову [8], например, образование уровня 20-22 м связано со сбросом хвалынских вод по Манычу и формированием профиля равновесия. Мы считаем [7], что эта терраса отвечает подъему уровня моря и его ингрессии в разработанную на эрозионном этапе долину Маныча. Такое же мнение высказано Г.И. Рычаговым [2] на основании изученных им ингрессионных террас в приустьевых участках долин малых рек Дагестана, впадающих в море.

Верхнехвалынские террасы имеют максимальную высоту 0 - -2 м (махачкалинская стадия); стадийные террасы также расположены на высотах -5 - -6 м (кумская стадия) и -10 - -12 м (сартасская стадия). Они свидетельствуют о неравномерном снижении уровня позднехвалынского моря, сопровождавшемся периодическими поднятиями. Состав малакофауны мало отличался от раннехвалынского, но в нем господствовали *Didacna praetrigonoides*, характерно обилие моллюсков в отложениях и их более крупные и массивные раковины (мы объясняем это более высокой температурой воды).

Дискуссионным является вопрос о террасе высотой от -17 до -19 м (дагестанской). Согласно представлениям П.В. Федорова [8], она относится к позднехвалынскому бассейну. Основание – отсутствие в ее отложениях раковин черноморского моллюска *Cerastoderma glaucum*, руководящего вида для новокаспийского бассейна. На этом же основании А.А. Свиточ [5] считает ее террасой самостоятельной трансгрессии голоцена – дагестанской. Большинство исследователей она относится к ранней стадии новокаспийской трансгрессии. Недавние результаты исследований в Северном Каспии [10] показали, что этот черноморский вид появился и широко распространился в новокаспийском бассейне лишь в середине голоцена. Его отсутствие в нижних новокаспийских слоях, по мнению автора данной статьи Т.А. Яниной, не может служить биостратиграфическим обоснованием самостоятельности трансгрессии. Аргументом является принадлежность раннего новокаспийского (дагестанского) малакофаунистического комплекса новокаспийской автохтонной фауны, отражающей эволюционные процессы в Каспии; черноморский вид вселился в Каспий антропогенным путем, он отражает биологическое загрязнение, в данном случае не может служить биостратиграфическим обоснованием самостоятельности дагестанской трансгрессии.

Новокаспийская фауна содержится в отложениях, развитых вдоль берега моря узкой полосой (0,2-10 км), образуя террасу абс. высотой -19 - -20 м, а на более низких гипсометрических отметках – серию береговых валов. Новокаспийская фауна включает *Didacna crassa*, *D. trigonoides*, *D. baeri*, *D. barbotdemarnyi*, *D. longipes*, *D. praetrigonoides*, *D. pyramidata*, *Monodacna caspia*, *Adacna laeviuscula*, *A. vitrea*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis distincta*, *Cerastoderma glaucum*. Ее характерными представителями среди дидакн являются *Didacna crassa*, *D. baeri*, *D. trigonoides*. Наиболее полно новокаспийская фауна представлена в Туралинском районе, где можно проследить ее развитие во времени [9]. В состав современных каспийских осадков помимо видов, указанных для новокаспийской фауны, входят два черноморских вселенца *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*.

Можно заключить, что на дагестанском побережье Каспия установлен биостратиграфически обоснованный спектр террас позднего плейстоцена и голоцена, отражающий развитие каспийских трансгрессий, их отдельных стадий и фаз: позднехазарской, раннехвалынской, позднехвалынской и новокаспийской.

*Работа выполнена по проекту РФФИ 19-05-01004.*

Список литературы:

- [1] Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия. – Москва, ГЕОС – 2004 – 120 с.  
 [2] Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. Москва, Изд-во Московского университета – 1997 – 268 с.  
 [3] Рычагов Г.И. Гирканский этап в истории Каспийского моря // Геоморфология – 2016 – № 1. – С. 3-17.  
 [4] Рычагов Г.И., Янина Т.А. К вопросу о хазарских террасах Дагестана // Геология и полезные ископаемые Кавказа. — Махачкала, Институт геологии ДНЦ РАН – 2011 – С. 98-100  
 [5] Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. – Москва, Изд-во Московского университета – 2014 – 272 с.  
 [6] Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. – Москва, Изд-во Россельхозакадемия – 1997 – 268 с.  
 [7] Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г., Соболев В.М., Хоменко А.А. Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития). – Москва, Географический ф-т МГУ – 2010 – 136 с.  
 [8] Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. – Москва, Наука – 1978 – 165 с.  
 [9] Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. – Москва, Изд-во Моск. ун-та – 2012 – 264 с.  
 [10] Bezrodnikh Yu.P., Yanina T.A., Sorokin V.M., Romanyuk B.F. The Northern Caspian Sea: Consequences of climate change for level fluctuations during the Holocene // Quaternary International. – 2020. – no. 540. – P. 68-77.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА  
ЭЛЬТИГЕН (КЕРЧЕНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)**

**Д.В. Семиколенных<sup>1,2</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>1,2</sup>, Т.А. Янина<sup>1,2</sup>, Э.С. Мюррей<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, aristova@igras.ru

<sup>2</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>3</sup>Орхусский университет, Рисо, Дания

**NEW DATA ON THE AGE OF SEDIMENTS IN THE SOUTHERN PART OF THE  
ELTIGEN SECTION (KERCH PENINSULA)**

**D.V. Semikolennykh<sup>1,2</sup>, R.N. Kurbanov<sup>1,2</sup>, T.A. Yanina<sup>1,2</sup>, A.S. Murray<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Lomonosov MSU, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Aarhus University, Risø, Denmark

В пределах современного Азово-Черноморского бассейна в начале позднего плейстоцена синхронно с межледниковой трансгрессией мирового океана развивалась карангатская трансгрессия. Первым описал отложения карангатского бассейна Н.И. Андрусов [1], назвав их тирренскими по аналогии с одновозрастными террасами Средиземного моря

Отложения карангатской трансгрессии встречаются в естественных береговых обнажениях Болгарии, Восточного Крыма, Тамани, Кавказа, Турции, скважинами вскрыты на шельфах Черного и Азовского морей, в устьевых областях крупных рек, в акватории Керченского пролива и в западной части Колхидской низменности. Но наиболее полная последовательность осадков карангатской трансгрессии, вскрывающихся в береговых обнажениях, представлена в разрезе Эльтиген, расположенном на западном побережье Керченского пролива (рис. 1).

Разрез Эльтиген был детально изучен большим количеством исследователей [2, 4, 5, 6, 7 и др.], большинство палеогеографических заключений о развитии карангатской трансгрессии дано на основе анализа его отложений. Однако ввиду большой протяженности разреза, значительной фациальной изменчивости его отложений отсутствует единое мнение о стратиграфии разреза, возрасте горизонтов и их соотношения с различными фазами карангатской трансгрессии.

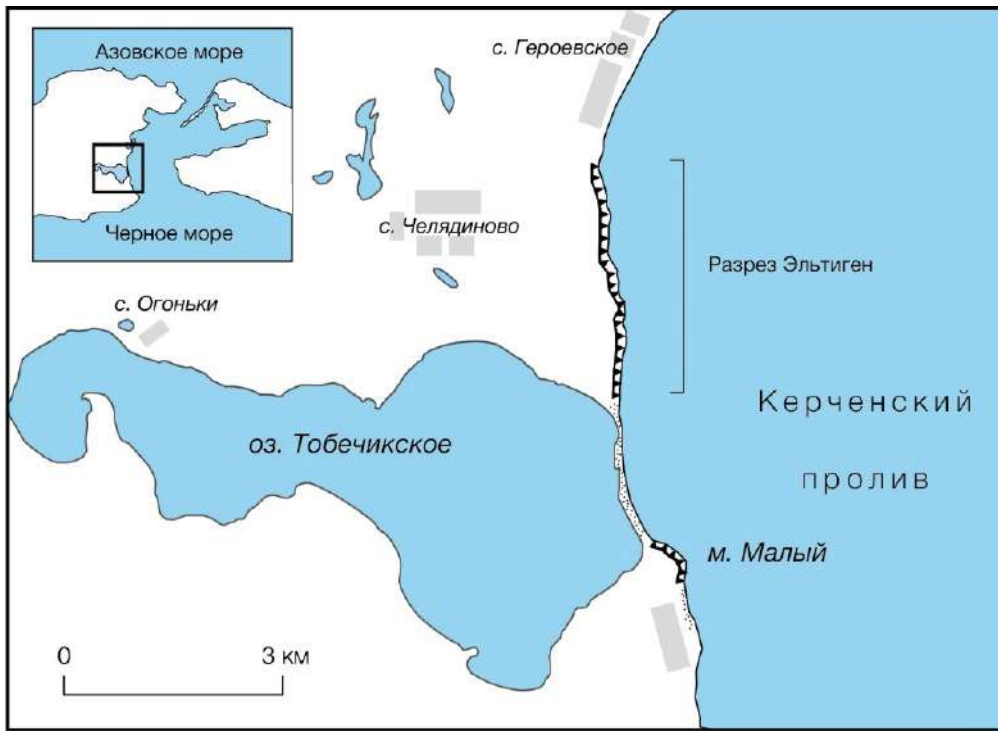


Рис. 1. Расположение разреза Эльтиген.

В литературе распространено представление [4, 7 и др.], что в южной части разреза вскрываются отложения первой тобечикской (лиманной) фазы трансгрессии, представленные пачкой переслаивающихся глин, алевролитов и песков с эвригалинной фауной моллюсков, а отложения фазы максимального развития карангатской трансгрессии, представленные разнообразными песками, гравелитами, ракушняками с включением стеногалинной фауны моллюсков, вскрываются в центральной и северной частях разреза.

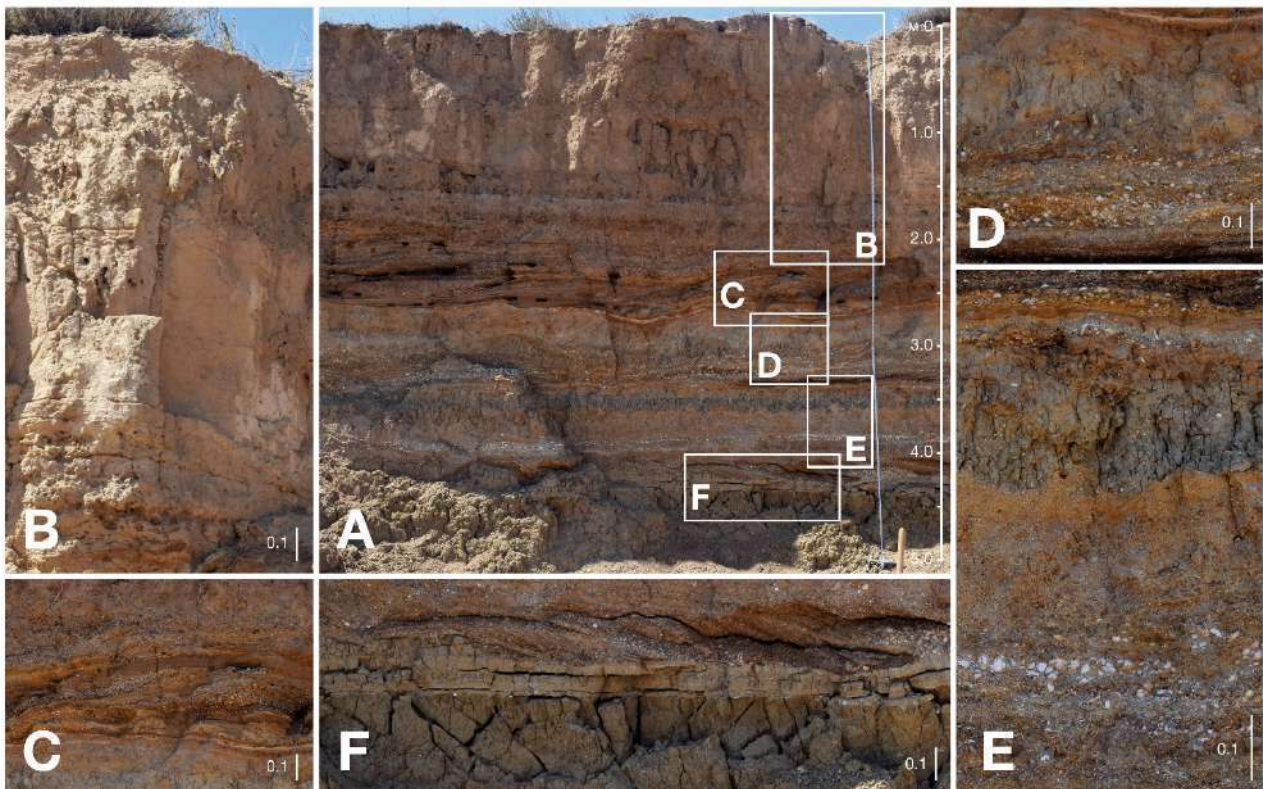


Рис. 2. Строение разреза Эльтиген на участке пересыпи оз. Тобечик.

Разрозненные датировки, полученные разными методами геохронологических исследований, дали основание полагать, что отложения разреза Эльтиген формировались во время ресс-вюрмского (микулинского) межледниковья, что соответствует МИС 5. Более точные временные интервалы до сих пор не определены, до сих пор нет понимания, как разнофациальные слои соотносятся между собой в пределах разреза.

В 2018 году нами был получен ряд ОСЛ-датировок [3], благодаря которым удалось установить возрастной диапазон отложений центральной части разреза Эльтиген и выделить две фазы осадконакопления.

Целью настоящей работы является определение возраста и условий осадконакопления для южной (тобечикской) части разреза (рис. 2), которая в литературе принимается за отложения первой, самой ранней, фазы карангатской трансгрессии.

Получено 17 ОСЛ-датировок по кварцу (OSL) и по полевоому шпату (pIRIR290): девять из лагунно-морских и прибрежно-морских отложений и восемь из вышележащей лессово-почвенной толщи. Биостратиграфический анализ малакофауны подтвердил принадлежность вскрытых в разрезе морских отложений карангатской трансгрессии Черного моря. Результаты ОСЛ-датирования, литологическое строение и состав малакофаунистических комплексов показали, что в южной части разреза Эльтиген выделяется три цикла осадконакопления. Нижний слой песчаных отложений, относящейся к первому циклу, отвечает концу МИС 6, остальные два цикла накапливались в МИС 5. Фациальная изменчивость разреза объясняется различием локальных условий осадконакопления.

*Исследование выполнено при поддержке РНФ (проект № 19-77-10077).*

Список литературы:

- [1] Андрусев Н.И. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова // Ежегодник по геологии и минерал. России. Т. 7. Вып. 6. 1904–1905. С. 158–172.
- [2] Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Измайлов Я.А., Локшин Н.В., Муратов В.М., Островский А.Б., Тыртычный Н.И., Щеглов А.П. О возрасте голоценовых и верхнеплейстоценовых отложений черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманского района. Научные Новости и Заметки, 1972. С. 107–110.
- [3] Курбанов, Р.Н., Янина, Т.А., Мюррей, А.С., Семиколенных, Д.В., Свистунов, М.И., Штыркова, Е.И. Возраст Карангатской трансгрессии (поздний плейстоцен) Черного моря // Вестник Московского университета. Серия 5. География, №6. 2019. С. 29-39.
- [4] Невеская, Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: АН СССР. 1965. 392 с.
- [5] Свиточ, А.А. Стратотипы карангата Таманского и Керченского полуостровов (сравнительный анализ) // Доклады Академии Наук, № 424, 2009. С. 669-671.
- [6] Федоров, П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: АН СССР. 1963. 164 с.
- [7] Янко, В.В., Фролов, В.Т., Мотненко, И.В. Фораминиферы и литология стратотипического разреза карангатского горизонта (антропоген Керченского полуострова) // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии, № 65, 1990. С. 83-97.

**ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ СРЕДЫ ФЕРГАНСКОЙ ДОЛИНЫ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-РАННЕГО ГОЛОЦЕНА ПО ДАННЫМ ИСКОПАЕМОЙ ФАУНЫ Н.В. Сердюк<sup>1</sup>, Е.М. Осипова<sup>2</sup>, Г.А. Данукалова<sup>2</sup>, Е.В. Сыромятникова<sup>1</sup>, Н.В. Зеленков<sup>1</sup>, А. Абдыканова<sup>3</sup>, С.В. Шнайдер<sup>4</sup>, А.И. Кривошапкин<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия, natalyserdyu@yandex.ru; esyromyatnikova@gmail.com; nikita.zelenkov@gmail.com

<sup>2</sup>Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа, Россия, myrte@mail.ru, danukalova@ufaras.ru, guzel59@mail.ru

<sup>3</sup>Американский университет в Центральной Азии, Бишкек, Кыргызстан, abdykanova@gmail.com

<sup>4</sup>Международная лаборатория «Археозоология в Сибири и Центральной Азии» ZooSCAn, IRL 2013, Национальный центр научных исследований – Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, sveta.shnayder@gmail.com

<sup>5</sup>Институт Археологии и Этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, krivoshapkin@mail.ru

**PALEORECONSTRUCTION OF THE ENVIRONMENT OF THE FERGHANA VALLEY OF THE LATE PLEISTOCENE - EARLY HOLOCENE ACCORDING TO THE FOSSIL FAUNA**

**N.V. Serdyuk<sup>1</sup>, E.M. Osipova<sup>2</sup>, G.A. Danukalova<sup>2</sup>, E.V. Syromyatnikova<sup>1</sup>, N.V. Zelenkov<sup>1</sup>, A. Abdykanova<sup>3</sup>, S.V. Shnaider<sup>4</sup>, A.I. Krivoshapkin<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>Borissiak Paleontological Institute of RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geology, Ufimian Federal Research Centre of RAS, Ufa, Russia

<sup>3</sup>American University of Central Asia, Bishkek, Kyrgyzstan

<sup>4</sup>ArchaeoZOOlogy in Siberia and Central Asia - ZooSCAn, CNRS – IAET SB RAS International Research Laboratory, IRL 2013, Novosibirsk, Russia

<sup>5</sup>Institute of Archaeology and Ethnography of SB RAS, Novosibirsk, Russia

Обрамленная горами Тянь-Шаня, Памиро-Алая и Гиссаро-Алая, Ферганская долина представляет собой замкнутую межгорную котловину, которая располагаются на территории ряда современных государств – Узбекистана, Таджикистана и Кыргызстана. Эта территория на протяжении многих тысячелетий являлась оживленным перекрестком, где встречались разные культуры. Ферганская долина насчитывает сотни археологических объектов и согласно новым результатам археологических раскопок она была заселена уже около 110 тыс. л.н. [1], начало интенсивного заселения региона приходится на ранний голоцен [2]. В рамках настоящей работы проводится анализ ископаемой фауны со стратифицированных объектов каменного века (Сель-Унгур, Сурунгур и Обишир-5) с целью определения палеоэкологических условий во время заселения Ферганской долины.

Археологические исследования по изучению памятников каменного века осуществляются в Ферганской долине силами российско-кыргызской экспедиции начиная с 2014 г. В период с 2014 по наст. время проводится изучение пещеры Сель-Унгур и грота Обишир-5. Грот Сурунгур был обнаружен сотрудниками экспедиции в 2017 г., его изучение идет и в настоящее время. Во время полевых работ используются современные методики фиксации археологического материала. Фаунистический материал собирался традиционным способом путем послыонного просеивания/промывания породы на мелкоячеистых ситах с последующим извлечением биологических компонентов. Для одних памятников (например, Сель-Унгур) практика сбора мелких объектов использовалась и ранее [3], для других (Обишир-5) оказалась пионерной [4, 5].

Таблица 1. Мелкие позвоночные археологических памятников Ферганской долины (учтены определяемые элементы).

Таксон		Памятник	Сельунгур	Обишир-5	Сурунгур
Amphibians		<i>Bufo viridis</i> sensu lato (Laurenti, 1768)		8	
reptiles		<i>Paralaudakia</i> sp.		6	
		<i>Eryx</i> sp.		60	
birds		<i>Alectoris chukar</i> (Gray, 1830)		9	+
		<i>Coturnix coturnix</i> (Linnaeus, 1758)		1	
		<i>Falco vespertinus</i> Linnaeus, 1758		2	
		<i>Columba</i> sp.		4	
		Emberizidae indet.		1	
		Alaudidae indet.		1	
small mammals		<i>Myotis</i> cf. <i>blythii</i> Tomes, 1857		1	
		<i>Myotis</i> sp.		1	
		<i>Eptesicus</i> sp.	2		
		<i>Cricetulus migratorius</i> (Pallas, 1773)	13	2	
		<i>Spermophilus</i> sp.		1	
		<i>Mus musculus</i> Linnaeus, 1758		1	
		<i>Rattus</i> sp.	2	2	
		<i>Clethrionomys</i> sp.	2		
		<i>Apodemus</i> sp.	1	1	
		<i>Alticola argentatus</i> (Severtzov, 1879)	3	1	
		<i>Microtus</i> cf. <i>juldaschi-carruthersi</i>	105		
		<i>Lasiopodomys (Stenocranius) gregalis</i> (Pallas, 1779)			
		<i>Ellobius</i> ex gr. <i>tancrei</i> Blasius, 1884	33	21	1
		<i>Ellobius</i> sp.	58	32	
		<i>Allactaga</i> cf. <i>elater</i> (Lichtenstein, 1828)	5		
		Allactaginae	5	1	
		<i>Meriones</i> cf. <i>libyscus</i> Lichtenstein, 1823	12	2	
		<i>Ochotona rutila</i> Severtzov, 1873	8		
	<i>Ochotona</i> sp.	541	2		
	<i>Lepus</i> sp.	2	1		

**Пещера Сель-Унгур** имеет площадь около 1000 кв. м. Проанализированная коллекция относится к привходовой части пещеры, где выделяется 8 литологических слоев. Для слоя 7 получена датировка с использованием термолюминесцентного метода в  $112 \pm 19$  тыс. л.н. [1]. Споропыльцевые спектры из нижних горизонтов центрального зала Сель-Унгура показывают наличие пыльцевых зерен древесных пород: березы, ели, липы, вяза, дуба, ольхи, тамарисковых, граба, грецкого ореха [6, 7]. Считается, что некоторые древесные формы относятся к реликтовым лесам тургайской флоры [8, 9]. Выше по разрезу преобладает пыльца травянистых растений: бобовых, злаковых, зонтичных, розоцветных [6, 7].

В фауне мелких млекопитающих Сель-Унгура наиболее многочисленными оказались полевки *Microtus cf. juldaschi-carruthersi*, пищухи *Ochotona* и слепушонки *Ellobius* (табл. 1). От слоя к слою состав фауны Сель-Унгура остается стабильным. Арчовые полевки населяют горные степи и высокогорные леса, заросли кустарников. Пищухи предпочитают каменистую местность. Современные слепушонки обитают в альпийских лугах и горных степях. Таким образом, фауна Сель-Унгура свидетельствует о преобладании открытых биотопов в позднем плейстоцене Ферганской долины.

**Грот Обишир-5** изучается на площади 22 кв. м., здесь выделяется 5 литологических слоев. Нижние слои согласно результатам термолюминесцентного датирования относятся к периоду около 13 тыс. л.н., средние слои (3 и 2) – к 11-7 тыс. л.н., верхних слоев – около 1,5 тыс. л.н. [8, 9]. К сожалению, палинологические исследования на памятнике не дали результатов, имеющиеся палеоэкологические реконструкции на настоящий момент выделены на основе малакологического анализа. Здесь было выявлено 13 видов брюхоногих моллюсков. *Pseudonapaeus secalinus*, *Candaharia (Levanderiella) levanderi* и *Bradybaenidae* являются доминирующими видами в ископаемой фауне. *Turanena cf. Martensiana* и *Pseudonapaeus stabilis chatkalicus* представлены единичными экземплярами [4]. Все выявленные виды принадлежат к теплолюбивым и мезофильным группам. Исследование показало, что состав фауны моллюсков по разрезу остается стабильным на протяжении всего времени осадконакопления Обишира [4].

Фауна мелких позвоночных Обишира-5 наиболее разнообразная из всех изученных памятников, она представлена амфибиями, рептилиями, птицами и млекопитающими (табл. 1). Среди млекопитающих также, как и в Сель-Унгуре, преобладают остатки *Ellobius ex gr. tancrei*. Остальные находки грызунов и зайцеобразных единичны. Видовой состав грызунов и зайцеобразных постоянен в каждом слое. Мелкие млекопитающие свидетельствуют о доминировании открытых стадий – альпийских лугов, степей, полупустынь. Герпетофауна включает один вид амфибии, два вида рептилий и является первым четвертичным комплексом из Кыргызстана. Амфибии и рептилии Обишира-5 – теплолюбивые и ксерофильные формы, обитающие в пустынных и полупустынных стадиях. Авиафауна насчитывает шесть видов птиц и также является первой известной ископаемой четвертичной фауной птиц из Кыргызстана. Все ископаемые виды птиц Обишира-5 обитают на открытых ландшафтах и типичны для современной Азии. Фауна позвоночных. Итак, фауна Обишира-5 свидетельствует о преобладании открытых биотопов (альпийских лугов, полупустынь, степей) как в позднем плейстоцене, так и в голоцене.

**Грот Сурунгур** пока изучен на небольшой площади (около 2 кв. м). На памятнике выделяется пять стратиграфических горизонтов, для которых получена серия радиоуглеродных датировок, которые укладываются в диапазон от 9,5 до 3,5 тыс. л.н. На основе палинологического анализа реконструированы основные этапы в изменении растительности и климатических условий в ближайшем окружении памятника – от сухих и прохладных условий с частыми пожарами к более благоприятным теплым и влажным ~7500–7000 кал. л.н. и ~2500 кал. л.н. [10]. Преобладают травянистые растения открытых биотопов (амарантовые, астровые и злаковые), на древесные формы (береза, ива) в каждом образце приходится 20-30% пыльцы от всего спектра. Так же отмечены плауны и папоротники, не известные в современной флоре Кыргызстана [10].

В Сурунгуре фауна позвоночных оказалась наиболее скудной. Единственный обнаруженный фрагмент грызуна принадлежит восточной слепушонке, также есть несколько костей азиатского кеклика (табл. 1). Немногочисленность коллекции может объясняться малой изучаемой площадью памятника.

Наше исследование показало, что палинологический и фаунистический методы зафиксировали господство открытых биотопов в Ферганской долине в позднем плейстоцене-голоцене. Видовой состав фауны позвоночных и беспозвоночных для каждого археологического памятника не менялся значительно от позднего плейстоцена до голоцена, оставаясь неизменным и постоянным. Как правило, на территории Евразии в позднем плейстоцене-голоцене наблюдаются флуктуации ареалов мелких млекопитающих [12], которые связаны с климатическими подвижками. Но в составе ископаемых фаун памятников Ферганской долины присутствуют виды, обитающие в Кыргызстане в настоящее время (см. табл. 1). Вероятно, это связано с географической изоляцией Ферганской долины, которая позволяет сохранить в неизменном виде фауны наземных животных. Судя по всему, Ферганская долина представляла собой своего рода рефугиум со стабильными климатическими условиями, что ее выгодно отличало от соседних горных районов и, вероятно, это явилось ключевым фактором активного обживания долины человеком в период каменного века.

*Исследование проведено при поддержке проекта РНФ №19-78-10053 «Происхождение производящего хозяйства в горной части Центральной Азии».*

Список литературы:

- [1] Krivoshapkin, A.I., Viola, B., Chargynov, T., Krajcarz, M.T., Krajcarz, M., Fedorowicz, S., Shnaider, S.V., Kolobova, K.A. Middle Paleolithic variability in Central Asia: Lithic assemblage of Sel'Ungur Cave // *Quaternary International*. – 2020. – Vol. 535. – P. 88–103.
- [2] Исламов У.И., Тимофеев В.И. Стоянки каменного века южной части Ферганской долины // *История материальной культуры Узбекистана*. – 1977. – Вып. 13. – С. 5–12.
- [3] Markova, A.K. Fossil rodents (Rodentia, Mammalia) from the Sel'-Ungur Acheulian cave site (Kirghizstan) // *Acta Zoologica Cracoviensia*. – 1992. – Vol. 35. – P. 217–239.
- [4] Osipova, E., Danukalova, G., Brancaloni, G., Krajcarz, M., Abdykanova, A., Shnaider, S., Palaeoenvironmental conditions of the Palaeolithic–Neolithic transition in the Fergana Valley (Central Asia) – new data inferred from fossil molluscs in Obishir-V rockshelter (Kyrgyzstan) // *Quaternary International*. (in press).
- [5] Сердюк Н.В., Шнайдер С.В., Алишер кызы С., Абдыканова А. Новые данные по фауне памятника Обишир-5 (Ферганская долина, Кыргызстан) // *Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий*. – 2020. – Вып. XXVI. – С. 238–243.
- [6] Халмухамедова Р.Х. Палинологические исследования пещерных отложений древнепалеолитической стоянки Сельунгур // *Проблемы взаимосвязи природы и общества в каменном веке Средней Азии. Тезисы докладов*. Ташкент. – 1988. – С. 78.
- [7] Velichko A.A., Arslanov Kh.A., Gerasimova S.A., Islamov U.I., Kremenetski K.D., Markova A.K., Udartsev V.P., Chikolini N.I. Paleoeecology of the Acheulian cave site Sel-Ungur (Soviet Central Asia) // *Anthropologie*. – 1991. – Т. 29. – № 1-2. – P. 9–15.
- [8] Криштофович А.Н. Палеоботаника. – Ленинград, Гостоптехиздат, – 1957. – 651 с.
- [9] Крахмаль К.А. Биостратиграфия эоплейстоцена и раннего антропогена на территории Узбекистана. Ташкент, – 2015.
- [10] Шнайдер С.В., Жилич С.В., Федорченко А.Ю., Рендю В., Пархомчук Е.В., Алишер кызы С., Оленченко В.В., Цибизов Л.В., Сердюк Н.В., Зеленков Н.В., Чаргынов Т., Кривошапкин А.И. Сурунгур – новый памятник финального плейстоцена-раннего голоцена в Ферганской долине // *Stratum plus*. – 2021. – № 2. – С. 319–405.
- [11] Taylor W.T.T., Pruvost, M., Posth, C., Rendu, W., Krajcarz, M.T., Abdykanova, A., Brancaloni, G., Spengler, R., Hermes, T., Schiavinato, S., Hodgins, G., Stahl, R., Min, J., Alisher kyzy, S., Fedorowicz, S., Orlando, L., Douka, K., Krivoshapkin, A., Jeong, C., Warinner, C., Shnaider, S. Evidence for early dispersal of domestic sheep into Central Asia. *Nature Human Behaviour* – 2021. <https://doi.org/10.1038/s41562-021-01083-y>
- [12] Агаджанян А.К. Комплексные биостратиграфические исследования новейших отложений: учебно-методическое пособие. – Новосибирск: НГУ, ИАЭТ СО РАН, – 2008. – 61 с.



**ГРАНИЦЫ ПОКРОВНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ:  
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ РЕАНАЛИЗ****О.С. Сизов**

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, kabanin@yandex.ru

**GLACIAL LIMITS OF WESTERN SIBERIA: GEOMORPHOLOGICAL REANALYSIS****O.S. Sizov**

Oil and Gas Research Institute RAS, Moscow, Russia

Несмотря на относительно хорошую изученность четвертичных отложений на севере Западной Сибири, до настоящего времени отсутствует единое мнение о положении границ плейстоценовых покровных оледенений, начиная с вопроса существования оледенений как таковых. В рамках данной работы предпринята попытка провести критический анализ существующих представлений и сопоставить их с фактическим положением моренных гряд.

Для установления фактического положения в работе использовалась методика дешифрирования, апробированная ранее на примере бассейна р. Надым [27]. В рамках методики предполагается, что существует тесная связь между формой рельефа и генезисом слагающих ее отложений. Исключение изоморфизма достигается за счет использования наиболее детальных цифровых моделей рельефа (ЦМР) и подтверждением генетической связи полевыми методами на наиболее характерных участках.

В качестве исходных данных были выбраны ЦМР ALOS World 3D-30m (AW3D30) и TanDEM90. AW3D30 представляет собой заглубленную до 1 угловой секунды (~30 м) ЦМР World 3D Topographic Data (разрешение 5 м). Текущая версия (3.2) практически не содержит пробелов и артефактов, плановая точность составляет 4,4 м, абсолютная ошибка по высоте – 5,12 м, что подтверждается в частности для бассейна р. Надым [27]. Глобальная ЦМР TanDEM90 с разрешением 90 м создана на основе ЦМР WorldDEM с исходным разрешением 12 м. Модель WorldDEM является результатом интерферометрической съемки с двух радиолокационных спутников TerraSAR-X и TanDEM-X. Показатели точности достигают 2 м для относительных измерений и 4 м – для абсолютных. Обе описываемые ЦМР (AW3D30 и TanDEM90) находятся в открытом доступе.

Для улучшения визуализации ЦМР использовалась светотеневая отмывка рельефа в цветном виде. При создании светотеневой модели использовался способ многолучевого освещения с увеличением вертикального коэффициента. При настройке цветовой схемы границы гистограммы задавались с учетом небольшой (до 200 м) амплитуды абсолютных высот рассматриваемой территории. В результате получено контрастное цветное изображение, позволяющее однозначно выделять моренные гряды, что подтвердило тестирование на приграничных территориях Таймыра и Большеземельской тундры.

Верификация результатов основана на материалах собственных полевых исследований и фондовых источниках. Полевые работы проводились в 2016–2021 гг. преимущественно в бассейне р. Надым и на водоразделе Сибирских Увалов в районе гг. Муравленко, Ноябрьск и пос. Вынгапур (результаты частично представлены в [28]). Отдельные разрезы описаны на Аганском Увале и в других частях равнины. Фондовые источники составляют отчеты о результатах геологического картографирования центральной и северной частей Западной Сибири. Среди достаточного большого количества изученных отчетов стоит выделить достаточно информативные материалы, подготовленные под руководством С.Б. Шацкого, А.А. Земцова, А.Е. Бабушкина, Я.М. Гройсмана, В.И. Хлебникова, Г.П. Евсеева, В.Т. Трофимова, Ю.Н. Кулакова, Ф.А. Каплянкой и В.Д. Тарноградского, а также цифровые наборы третьего поколения геологических карт масштаба 1:1000000 [6–14, 18, 19, 22].

В рамках современных представлений [1, 2, 15, 16, 23, 24 и др.] в пределах Западной Сибири выделяются границы трех покровных неоплейстоценовых оледенений: зырянского (ермаковского/карского) (MIS4), тазовского (MIS6) и самаровского (MIS8) (рисунок, врезка). Некоторые исследователи [25] предполагают наличие моренных гряд южнее границы максимального (самаровского) оледенения. Во время максимума последнего оледенения

(MIS2) границы ледника не достигали современной суши Западной Сибири [24] при ограниченном распространении на Урале. Это согласуется с результатами исследований аллювиальных и эоловых отложений в нижнем течении р. Надым, где выявлены признаки внеледниковых обстановок осадконакопления в период сартанского криохрона [17].

В ходе выполнения работ на первом этапе было проведено сплошное дешифрирование ЦМР на всей рассматриваемой территории Западной Сибири, ограниченной с запада Уралом, а с востока – Енисеем. Дешифрирование проводилось при масштабах 1:500000-1:1000000, что позволило идентифицировать средние и крупные формы ледникового рельефа. Всего выявлено 590 объектов, общей протяженностью 19,13 тыс. км, которые представляют собой линейно вытянутые гряды и могут быть отнесены к конечным ледниковым образованиям.

На втором этапе выполнена классификация – для каждого объекта установлена принадлежность к определенному оледенению. Идентификация осуществлялась на основе существующих представлений о максимальном распространении различных стадий, однако в процессе работ также учитывались морфологические признаки и фактический характер рельефа территории. Результаты классификации показаны на рисунке и в таблице. Большая часть объектов как по количеству, так и по протяженности отнесена к тазовскому оледенению (46,6% и 43,7% соответственно), треть объектов отнесена к зырянскому оледенению. Расчет средней высоты объектов по всей выборке показывает статистически значимые различия – максимальные высоты характерны для морен самаровского оледенения (более 120 м, при стандартном отклонении 44,8 м), минимальные – для морен зырянского оледенения (около 70 м, при стандартном отклонении 30,5 м).

На третьем этапе сделана попытка реконструкции предполагаемых границ покровных оледенений на основе фактического положения моренных гряд. При этом учитывалась пространственная взаимосвязь объектов и явные границы рельефа ледниковых и внеледниковых участков. Стоит отметить, что выделенные границы покровных оледенений имеют разрывы на тех участках, где установить их потенциальное положение по геоморфологическим признакам не представляется возможным – в широкой долине рр. Обь (район Белогорского материка) и Иртыш (район Кондинской низменности), а также в пределах центральной части Сургутского полесья. В районе г. Салехард граница также прерывается, поскольку, несмотря на наличие геоморфологических признаков зырянского оледенения (учтено при классификации), существует расхождение с опубликованными в [3] данными.

В рамках обсуждения полученных результатов можно выделить ряд дискуссионных вопросов, которые требуют дальнейшего уточнения и полевой верификации, а также некоторые отличия от палеогеоморфологических реконструкций предшественников:

1. Вслед за [25] в центральной части Западно-Сибирской равнины можно выделить южную границу максимального (предположительно, шайтанского) оледенения на уровне порядка 59° с.ш., что на 30-170 км южнее современной границы самаровского оледенения по [24]. Линейные гряды прослеживаются также в западной (район Кондинских озер) и восточной (левобережье р. Тым) частях равнины. Наличие валунных суглинков, галечниковых гряд и холмов на данной широте подтверждается исследованиям С.Б. Шацкого в верховьях р. Бол. Юган [12], а также материалами поисковых геологических изысканий в районе Тайлаковского нефтяного месторождения. Кроме того, специфичные песчано-галечниковые гряды и находки небольших плохо окатанных валунов отмечены в районе Кондинских озер. Однако, стоит отметить, что в ключевом в данном отношении разрезе на р. Иртыш у дер. Кошелева ледниковые отложения предшественниками не обнаружены [22].

2. Граница самаровского оледенения по степени выраженности конечных морен соответствует в целом южной границе Сибирских Увалов в западной и восточной частях равнины. В районе слияния Оби и Иртыша выделяются следы крупного языка, который достигает 60° с.ш. Согласно исследованиям Ф.А. Каплянкой и В.Д. Тарноградского [22] ледник мог достигать Горноправдинска (разрезы в районе дер. Семейки и Чембакчино). В центральной части равнины граница проходит по Аганскому Увалу, формируя очертания

крупного языка. В Сургутском полесье граница прерывается, редкие останцы камовых гряд и холмов здесь имеют меридиональную протяженность, на большей части территории следы ледника отсутствуют. Маловероятно, что ледниковые отложения были полностью смыты тальми ледниковыми водами последующего оледенения. Можно предположить, что граница проходила севернее и ее следы были в дальнейшем уничтожены тазовским ледником, либо, как предполагал Г.И. Лазуков [20], единый фронт не формировался.

Таблица 1. Результаты дешифрирования линейно-грядовых ледниковых образований

Оледенение	Морские изотопные стадии	Количество объектов	Общая протяженность, км	Средняя высота (стандартное отклонение), м
Зырянское (Ермаковское/ Карское)	MIS4	203	6650,2	67,6 (30,5)
Тазовское	MIS6	275	8358,2	90,0 (32,1)
Самаровское	MIS8	96	3396,1	120,8 (44,8)
Шайтанское	MIS12	16	730,1	100,1 (26,3)

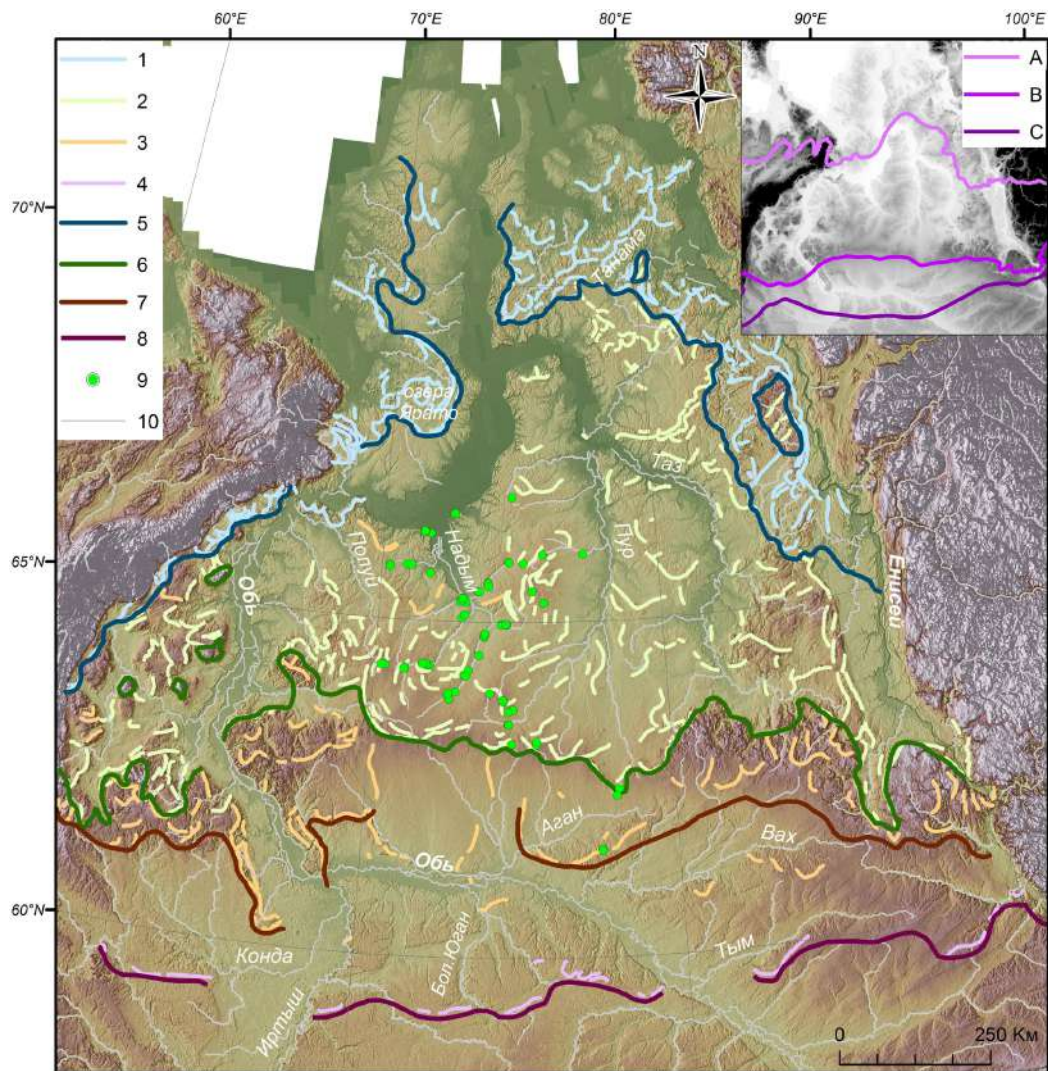


Рис. 1. Результаты дешифрирования и классификации: формы рельефа зырянского (1), тазовского (2), самаровского (3) и шайтанского (4) оледенений; границы максимального распространения зырянского (5), тазовского (6), самаровского (7) и шайтанского (8) оледенений; точки полевых работ (9); водотоки (10). Карта-врезка – границы максимального

распространения зырянского (А), тазовского (В), самаровского (С) оледенений по [24].  
Подложка: TanDEM90©DLR.

3. Граница тазовского оледенения в западной и центральной частях равнины проходит преимущественно по северной границе Сибирских Увалов. Несколько крупных языков, по всей видимости, формировались в долине Оби и Енисея и могли достигать  $61,5^{\circ}$  с.ш., что согласуется с результатами исследований в Кормужихантском и Низямском ярах [2]. Западнее Оби оледенение имело характер горно-долинного, о чем свидетельствуют несколько хорошо сохранившихся останцов типа нунатаков. В центральной части равнины граница проведена по водоразделу Сибирских Увалов с отклонениями к северу в среднем течении р. Казым и к югу в верховьях р. Еты-Пур (район Тагринского нефтяного месторождения). Плановый рисунок моренных гряд показывает, что основная масса ледника двигалась с северо-востока (по долинам рр. Пур, Надым) и северо-запада (по долине р. Полуи), слияние западного и восточного потоков происходило в районе современного водораздела рр. Лонгъюган (Хейгияха) и Полуи. Важно отметить, что по результатам полевых работ признаки тазовского оледенения не были выявлены на правом берегу р. Правая Хетта и в нижнем течении р. Надым, включая южный берег Обской губы. Это может свидетельствовать о том, что северо-западный сектор равнины, включая полуостров Ямал, в это время находился в перигляциальной зоне.

4. Следы зырянского (ермаковского/карского) оледенения наиболее морфологически выражены по сравнению с более древними оледенениями. В западной части равнины граница проходит по восточным предгорьям Урала и водоразделу полуострова Ямал (с выступом к востоку в районе озер Ярато). В центральной и восточной частях граница проведена по Гыданской гряде и водоразделу рр. Таз и Енисей приблизительно до  $61,5^{\circ}$  с.ш. В целом это соответствует представлениям А.А. Земцова [16] и В.А. Астахова [3, 24], за исключением отдельных участков в районе г. Салехард, севера Ямала и верхнего течения р. Танама. В первом случае достаточно протяженная моренная гряда отнесена, согласно результатам полевых работ [3], к тазовскому оледенению, хотя ее морфологическая выраженность, сохранность и пространственное положение более соответствуют признакам зырянского оледенения. Во втором случае отличие связано с отсутствием геоморфологических признаков оледенения на севере Ямала. Это подтверждается, в частности, результатами полевых исследований В.Н. Гатауллина, который провел сплошное фотографирование и зарисовку северо-западного побережья Ямала и прямо указывает на отсутствие гляциодислокаций севернее устья р. Тивтейяха (Моржовка) [5] и Ю.Н. Кулакова, партия которого провела наиболее детальное геологическое обследование северной части полуострова и не обнаружила ледниковых отложений [9]. Кроме того, косвенным признаком разделения фронта зырянского ледника на западный и восточный сегменты является отсутствие синхронных осадков подпрудного приледникового водоема в бассейне р. Надым, который в качестве гипотетического показан в ряде работ [23, 26]. В то же время, единичная находка ледниковых отложений в верховьях р. Хабэйяха [4] требует современной полевой верификации, включая датирование. В третьем случае граница проведена по геоморфологическим признакам восточнее р. Танама, учитывая и уточняя актуальные результаты, полученные Д.В. Назаровым в ходе работ по обновлению геологической карты [21].

В качестве вывода можно отметить, что на большей части севера Западной Сибири достаточно уверенно выделяются формы ледникового рельефа, генезис которых подтверждается результатами наземных исследований на отдельных ключевых участках и обширными материалами геологических изысканий. Полученные результаты дешифрирования ледниковых образований, как наиболее полные по соотношению детальности и пространственного охвата для рассматриваемой территории, в дальнейшем могут уточняться по мере обобщения и систематизации фактических данных. Предложенные границы покровных оледенений следует рассматривать как ориентируемые и прогнозные,

они также во многом подлежат корректировке в ходе полевых работ с привлечением современных научных методов исследований.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Ямало-Ненецкого автономного округа в рамках научного проекта №19-45-890008.*

Список литературы:

- [1] Архипов С.А. Хроностратиграфическая шкала ледникового плейстоцена севера Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции (Тр. ин-та геологии и геофизики. Вып. 657). – Новосибирск: Наука, 1989 – С. 20-30.
- [2] Архипов С.А., Вотях М.Р., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия, термолюминцентный возраст и корреляция морен Белогорского Приобья // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 47-62.
- [3] Астахов В. И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 43. – С. 36-47.
- [4] Астахов В.И. Морены на северном Ямале // Доклады Академии наук СССР. – 1981. Т. 260, № 1. – С. 149-152.
- [5] Гатаулин В.Н. Верхнечетвертичные отложения западного берега полуострова Ямал (дисс. ... канд. г.-м.н.). – Л., ВСЕГЕИ, 1988. – 213 с.
- [6] Геологическая и геоморфологическая съемка части бассейна среднего течения р.Надым (отчет партии №5) / рук. Хлебников В.И. – Л., 1954. – 192 с.
- [7] Геологическая съемка М 1:1000000 бассейна р.Хайги-Яха (Лонг-Юган) (отчет партии №4) / рук. Гройсман Я.М. – Л., 1954. – 200 с.
- [8] Геологическое строение и геоморфология бассейнов р.Танлова, Правая Хетта, Большая Хуху (правых притоков среднего отрезка р.Надым) / рук. Евсеев Г.П. – Л., 1958. – 72 с.
- [9] Геологическое строение и рельеф северной части полуострова Ямал и острова Белый / рук. Кулаков Ю.Н. – Л., 1955. – 344 с.
- [10] Геологическое строение листа Q-44 (Сидоровск) и северной части листа P-44 (Вах) / рук. Шацкий С.Б., Земцов А.А. – Томск, 1956. – 630 с.
- [11] Геологическое строение листа P-44-B (отчет по работам 1959-60 гг) / рук. Земцов А.А. – Томск, 1961. – 202 с.
- [12] Геологическое строение южной и центральной части листа P-43 (Сургут) / рук. Шацкий С.Б., Земцов А.А. – Томск, 1954. – 1418 с.
- [13] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист R-44 – Гыданский п-ов. Объяснительная записка – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019. – 303 с.
- [14] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист R-43 – Обская губа. Объяснительная записка – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019. – 309 с.
- [15] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (новая серия). Лист Q-42, 43 – Салехард. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. – 217 с.
- [16] Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1976. – 343 с.
- [17] Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О., Овчинников И.Ю., Сизов О.С., Соромотин А.В. Строение, криогенные образования и условия формирования верхнечетвертичных отложений Надымского Приобья // Криосфера Земли, 2017, – т. XX, № 6. – С. 14-25.
- [18] Инженерно-геологические условия полуострова Ямал. (Отчет по договору № 203) / рук. Трофимов В.Т. – М, 1972. – 2048 с.
- [19] Карта прогноза минерального сырья для промышленности строительных материалов северных нефтегазоносных р-нов Тюменской обл. (Отчет по теме: 777) / рук. Бабушкин А.Е. – Новосибирск, 1977. – 927 с.
- [20] Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия). – М.: Изд во МГУ, 1970. – 322 с.
- [21] Назаров Д.В., Никольская О.А., Гладышева А.С., Жигмановский И.В., Ручкин М.В., Меркульев А.В. Плейстоценовые морские толщи бассейна нижнего Енисея: ОСЛ-возраст, фациальная и палеонтологическая характеристики // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 82. – С. 16-34.
- [22] Составление и подготовка к изданию карты четвертичных отложений и карты палеозойского обрамления Западно-Сибирской низменности в масштабе 1:15000000 и литолого-

фациальных карт в более мелком масштабе / рук. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. – Л., 1960. – 455 с.

[23] Astakhov V.I. Evidence of Late Pleistocene ice dammed lakes in West Siberia // *Boreas*. 2006. Vol. 35. – pp. 607-621.

[24] Astakhov V.I. Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view // *Boreas*. 2013. Vol. 42. – pp. 1-24.

[25] Fredin O., Rubensdotter L., Welden A., Larsen E., Lysa A. Distribution of ice marginal moraines in NW Russian // *Journal of Maps*. 2012. V. 8:3. – pp. 236-241.

[26] Panin A.V., Astakhov V.I., Lotsari E., Komatsu G., Lang J., Winsemann J. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // *Earth-Science Reviews*, 2020. – Vol. 201 – p. 103069.

[27] Sizov O. Predictive Mapping of Glacial and Fluvioglacial Landforms in the Nadym River Basin (North of West Siberia) with TanDEM-X DEM // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2021.

[28] Sizov O., Volvakh A., Molodkov A., Vishnevskiy A., Soromotin A., Abakumov E. Lithological and geomorphological indicators of glacial genesis in the upper Quaternary strata, Nadym River basin, Western Siberia // *Solid Earth*. 2020. Vol. 11. N. 6. – pp. 2047-2074.

## ПОСТКРИОГЕННЫЕ И ПАЛЕОКРИОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

**Е.А. Слагода, О.Л. Опокина**

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия, eslagoda@ikz.ru

## POSTCRYOGENIC AND PALEOCRYOGENIC FORMATIONS IN THE QUATERNARY SEDIMENTS OF WESTERN SIBERIA

**E.A. Slagoda, O.L. Opokina**

Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia

Следы криогенных процессов, связанные с существованием многолетней мерзлоты в четвертичных отложениях Евразии, имеют широкое распространение. Основные представления о явлениях и образованиях, связанных с развитием и деградацией мерзлоты в прошлом разработаны Н.Н. Романовским, В.В. Баулиным, А.И. Поповым, А.А. Величко, И.Д. Даниловым и многими другими. А.А. Величко [1, 2] ввел представления о геоморфологическом проявлении древних мерзлотных процессов: об остаточном или реликтовом криогенном микрорельефе, о палеокриогенном факторе формирования неоднородности почв, разнообразии криоморфных структурах перигляциальной зоны и др.

Криогенные образования, в широком смысле, часто объединяют следы неоднократного промерзания и протаивания верхних частей криолитозоны. К следам существования мерзлоты в осадочных толщах до сих пор применяют термин "перигляциальные образования", прямо связывающие их с наземными ледниками, поэтому его давно предлагают заменить "другим термином, более точно отражающим существо дела" [5].

К криогенным образованиям, в узком понимании, относят тела и включения льда разного размера, слагающие подземные льды и криогенные текстуры, которые являются следствием процессов промерзания и льдовыделения в осадках, отложениях и породах. Посткриогенные образования являются следами процесса вытаивания льда и протаивания мерзлой толщи под воздействием термокарста, термоэрозии, термопланации. Протаявшие и просевшие на месте отложения относят к таберальному (без видимых следов вытаивания льдов), и таберированному (с посткриогенными макротекстурами и псевдоморфозами) комплексам [4, 7]. Талые отложения впоследствии могли промерзнуть эпигенетически, и в криолитозоне они находятся в мерзлом состоянии. В разрезах четвертичных отложений часто совмещены следы разновременных, разнонаправленных и разномасштабных процессов. Возможно, такие совместные следы промерзания и протаивания отложений в прошлом объединит термин палеокриогенные образования – как следы стадийных изменений, связанных с эволюцией криолитозоны и палеокриогенной области.

Наиболее известны следы существования мерзлоты обусловленные морозобойным растрескиванием: крупный полигональный рельеф поверхности с соответствующими клиновидными структурами с вертикальным размером 1–6 м в разрезах; мелкая полигональная сетка размерами до 0,2–0,6 м с клиньями, затеками глубиной 0,1–0,5 м; структурные грунты, следы солифлюкции, пятна-медальоны и криотурбации в современном или погребенном деятельном слое. К криогенным инволюциям в разрезах отнесены явления, связанные с протаиванием, просадками в чашах оттаивания под озерами, далее промерзшие.

Считают, что псевдоморфозы сохраняются, в основном, от более узких ледяных жил в менее льдистых отложениях, а вытаявание крупных частей жил льда приводит к размыву вмещающих их отложений; посткриогенные текстуры после протаивания не сохраняют пески и льдистые суглинки. Типизация псевдоморфоз, грунтовых изначально-грунтовых, первично песчаных жил, признаки и связь с фациальными обстановками проведена Н. Н. Романовским [7]. Связь клиновидных грунтовых жил с процессами криогенеза не всегда обоснована [6], поэтому остаются актуальными вопросы их диагностики. Наименее известными в разрезах четвертичных отложений остаются такие следы бывлой мерзлоты как реликтовые бугры пучения, и особенно, явления связанные с вытаяванием пластовых залежей льдов.

В четвертичных отложениях севера Западной Сибири установлены разнообразные грунтовые жилы, часть которых обоснованно отнесена к псевдоморфозам [11]. В отложениях III озерно-аллювиальной равнины на геокриологическом стационаре в районе г. Надым псевдоморфозы по вытаявшим ледяным жилам повсеместно распространены на буграх пучения и в разрезе III террасы. Они имеют следующие особенности: сложены озерными слоистыми супесчано-суглинистыми отложениями; включают оползшие блоки песков со стенок в тело жилы; вмещающие слоистые пески с посткриогенными текстурами загнуты вниз вдоль жилы и разбиты мелкими трещинами отседания. В кровле жилы выделены криогенные инволюции с ожелезнением, обусловленные промерзанием заземленных обводненных талых пород в просадке и согласованные по форме, направлению внедрений криотурбации сезонно-талого слоя под почвой (рис. 1. А). В образовании жилы выделены стадии: – промерзания с формированием ледяной жилы; – протаивания, просадки во время образования локального талика под водоемом; – эпигенетического промерзания отложений, что позволяет отнести подобные структуры к палеокриогенным образованиям.

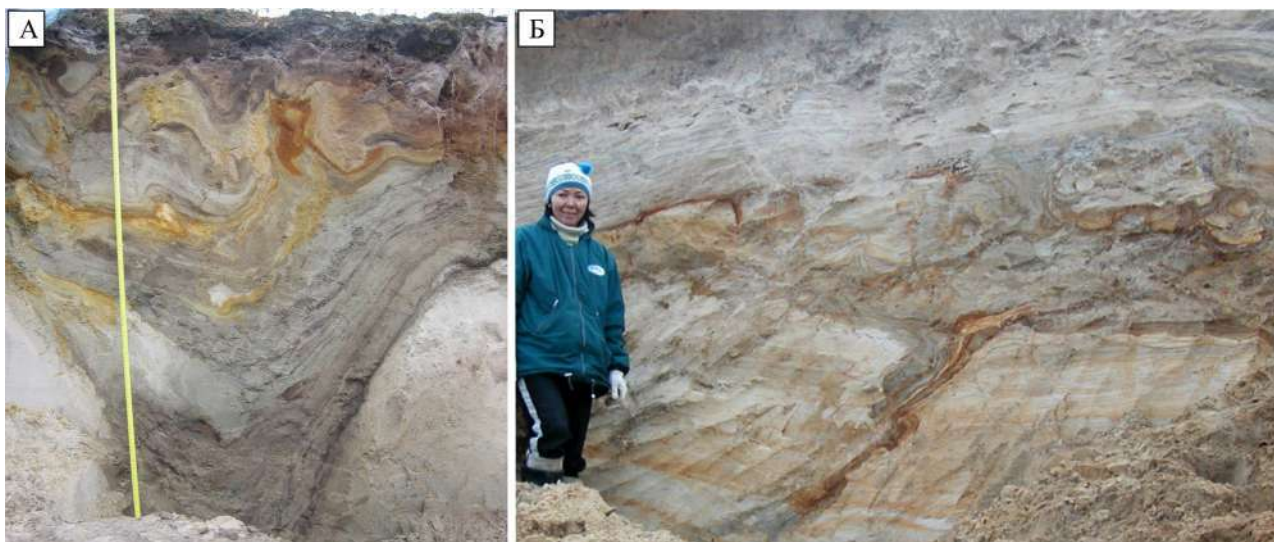


Рис. 1. Псевдоморфоза с криогенными инволюциями в кровле в районе г. Надым (А); фрагмент вторично промерзшей чаши протаивания с криогенными инволюциями в отложениях в середине разреза в районе г. Пангоды (Б).

Погребенная вторично промерзшая чаша протаивания в виде двояковыпуклой линзы, размером более 50 м по латерали, вскрыта в стенке карьера в верхней части разреза IV равнины в районе г. Пангоды. Под чашей с озерными алевритами и песками расположена грунтовая жилка - пседоморфоза по ледяной жиле 2-й генерации полигональной системы. Отложения в чаше осложнены многочисленными криогенными инволюциями - инъекциями, внедрениями вниз и вверх, смятиями. Эти палеокриогенные образования были сформированы при всестороннем промерзании и сжатия защемленных талых пород, по-видимому, с образованием плоского бугра пучения, и при промерзании перекрывающих слоистых флювиально-озерных отложений, в подошве которых выделен ярус мелких изначально-грунтовых жил, фиксирующих существование сезонно-мерзлого слоя (рис.1, Б).

Бугры пучения формируются при промерзании замкнутых таликов без подтока воды извне. Размеры и внутренне строение бугров зависят от мощности талика, его водных запасов и характера промерзания. Мелкие погребенные реликтовые бугры пучения часто встречаются в отложениях хасыреев I, II террас и в долинах малых рек на Западном Ямале. Они сложены слоистыми сортированными ожелезненными песками с дефицитом тонкодисперсных частиц и перекрыты торфом или оторфованными супесями, выполняющими грунтовые жилы (рис. 2, А). Пески вместе с перекрывающими супесями были выпучены, изогнуты вверх при формировании ледяного ядра в процессе промерзания и пучения. Кровля бугра размыта и перекрыта делювиальным, эоловыми песками [10].

Крупный реликтовый бугор высотой ~5,0 м шириной до 30 м, размыт на берегу речки впадающей в оз. Сохонто. Он сложен песками, супесями, суглинками, с параллельным выпуклой поверхности крутым наклоном слоев и смещениями их фрагментов вниз при просадке. Вверху пески с размывом перекрыты супесями с криотурбациями и почвой. Судя по присутствию подчеркнутых выделениями гидроокислов железа мелкосетчатых, микроячеистых посткриогенных текстур в песках и линзовидных, слоистых на контактах с супесью и суглинком (рис. 2, Б), ядро бугра было ледогрунтовым (сегрегационным) и могло формироваться при промерзании талика в долине водотока. Впоследствии бугор протаял, был размыт, перекрыт супесью и вновь промерз [9].

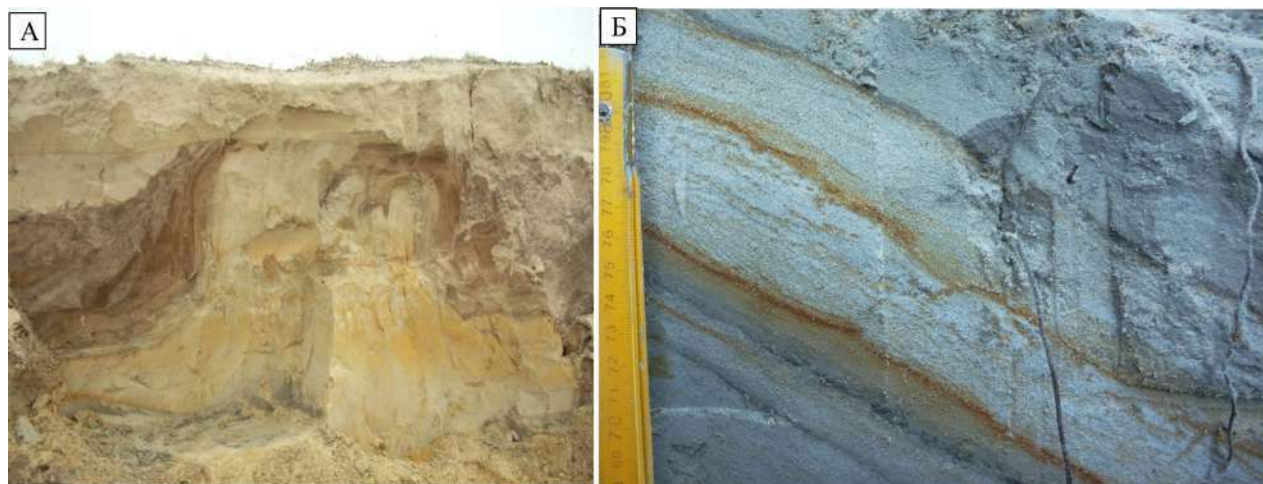


Рис. 2. Погребенный реликтовый бугор пучения в отложениях хасырея I террасы Западного Ямала (А); посткриогенные текстуры в слоистых отложениях реликтового бугра пучения в районе оз. Сохонто, Центральный Ямал (Б).



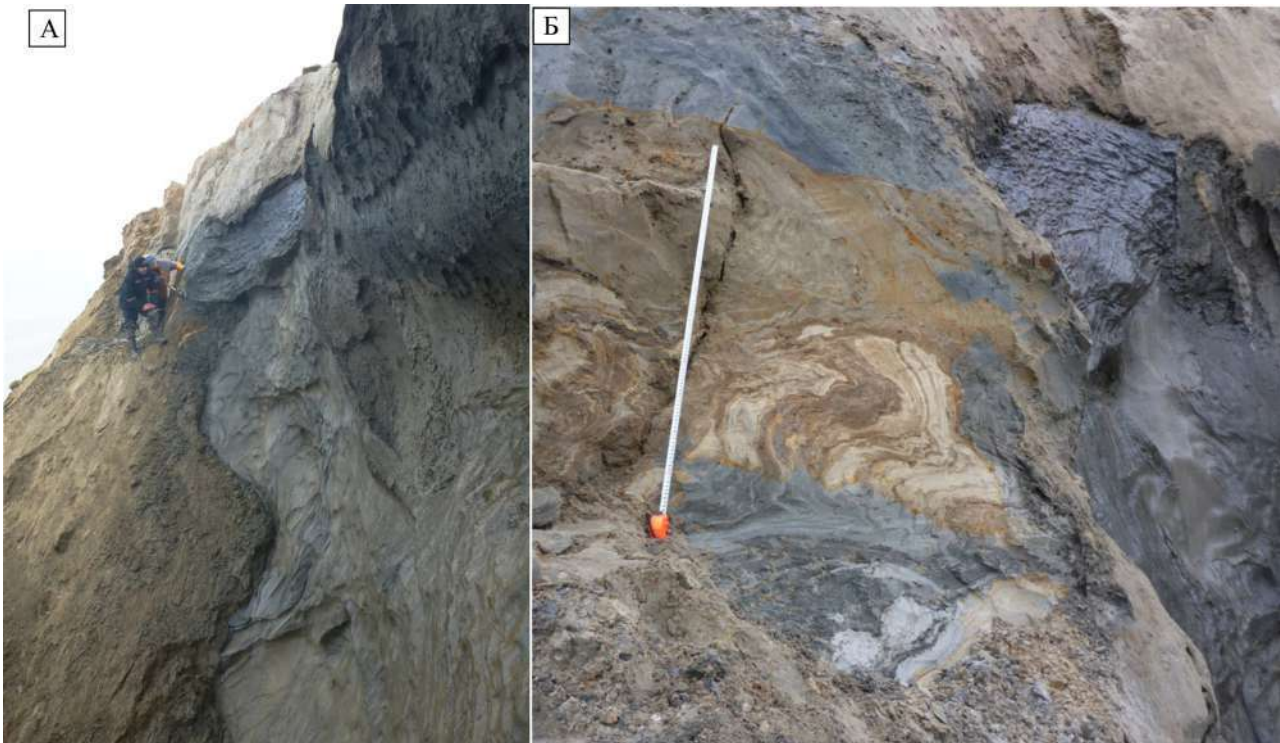


Рис. 3. Деформации связанные с протаивание фрагментов лакколитов пластовых льдов в береговом уступе мыса Марре-Сале в 2018 г: вид сбоку, фото Я.В. Тихонравовой (А); фронтальная стенка уступа (Б).

Деформации связанные с вытаяванием пластовых льдов, также встречаются как в мерзлых, так и протаявших отложениях. Главное условие их сохранения в погребенном состоянии это возможность захоронения в обстановке быстрого осадконакопления, или быстрого промерзания после просадки и уплотнения на месте без размыва. Такая возможность может быть реализована под разрушающимися уступами берегов, в промерзших таликах под водоемами и в термоцирках [8]. Примером является строение стенки отложений верхней части берегового уступа III равнины Западного Ямала (м. Марре-Сале). Смятые, смещенные по горизонтали, изогнутые вверх и вниз слои пестрых суглинков, песков с массивной криотекстурой, непосредственно примыкают к сохранившейся части лакколита льда, льдистым темно-серым суглинкам и пескам со слоистостью параллельной залежи в дальней стенке термоцирка (рис. 3, А, Б). Вся выпуклая деформация в целом соответствует конфигурации вытаявшей части ледяного тела, и была образована при протаивании уступа сбоку. Внутренние деформации результат преобразования наклонно и вертикально слоистых льдистых отложений при их просадке, уплотнении и дренаже талых отложений на месте и впоследствии их быстрым промерзанием.

#### Заключение

На севере Западной Сибири в мерзлых толщах, помимо псевдоморфоз широко распространены изначально-грунтовые жилы, а также трещинно-жильные грунтовые образования по трещинам усыхания и отрыва.

В разрезах можно выделять криотурбации, фиксирующие положение современного и погребенного реликтового деятельного слоя, и криогенные инволюции, как индикаторы понижения кровли мерзлоты, формирования и промерзания таликов.

Погребенные реликтовые бугры пучения часто встречаются в разрезах низких геоморфологических уровней и фиксируют процессы пучения при промерзании таликов.

Посткриогенные образования при протаивали крупных залежей льдов в виде деформаций отложений могут частично сохраняться при условии дренажа в таликах в ходе их просадок на месте в обстановке древних погребенных берегов и реликтовых термоцирков.

Палореконструкции развития верхней части мерзлой толщи на основе стадийного подхода можно применять с учетом распределения криогенных, посткриогенных и палеокриогенных образований в разрезах, элементов реликтового криогенного рельефа и оценки их сохранности.

Список литературы:

- [1] Величко А. А. Криогенный рельеф позднеплейстоценовой перигляциальной зоны (криолитозоны) Восточной Европы // Четвертичный период и его история. М.. Изд-во АН СССР. - 1965. С. 104-120.
- [2] Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М. Изд-во Наука. - 1973. - 256 с.
- [3] Величко А. А., Морозова Т. Д., Нечаев В. П., Порожнякова О. М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М. Изд-во Наука. - 1996. - 150 с.
- [4] Каплина Т.Н, Древние аласные комплексы Северной Якутии (Сообщение 1) // Криосфера Земли. - 2011. - Т. XV, № 2. - С. 3–13.
- [5] Попов А.И. Перигляциальные образования северной Евразии и их генетические типы/ Перигляциальные явления на территории СССР. М. Изд-во МГУ. - 1960. - С. 10-36.
- [6] А.И. Попов. Избранные труды и о нем. М. Научный мир. - 2013. -536 с.
- [7] Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М. - 2001. -333 с.
- [8] Слагода Е.А., Лейбман М.О., Опокина О.Л. Генезис деформаций в голоцен-четвертичных отложениях с пластовыми льдами на Югорском полуострове // Криосфера Земли.-2010. №4.- С.31-40.
- [9] Слагода Е.А., Нарушко М.В., Прейс Ю.И., Опокина О.Л., Курчатова А.Н. Реконструкция развития термокарста в районе озера Сохонто (Центральный Ямал) в позднем неоплейстоцене-голоцене по криолитологическим и ботаническим данным // Криосфера Земли.- 2016. № 4. - С. 59–68.
- [10] Орехов П.Т., Попов К.А., Слагода Е.А., Курчатова А.Н., Тихонравова Я.В., Опокина О.Л., Симонова Г.В., Мелков В.Н. Бугры пучения острова Белый в прибрежно-морской обстановке Карского моря // Криосфера Земли, 2017. Т. XXI, № 1. - С. 46–56.
- [11] Шмелев Л.М. Следы криогенных явлений в четвертичных отложениях Западно-Сибирской низменности и их палеогеографическое значение // Четвертичный период Сибири. М.-1966.-С.429-437

## ПОЙМЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В ДОЛИНЕ РЕКИ ТАРБАГАТАЙКИ (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ) ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА

**М. В. Смирнов<sup>1,2</sup>, Ю. В. Рыжов<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия  
smv.38@mail.ru, ryzhovyurij@yandex.ru

## FLOODPLAIN SEDIMENTATION AND SOIL FORMATION IN THE TARBAGATAIKA RIVER IN THE SECOND HALF OF THE HOLOCENE (REPUBLIC OF BURYATIA)

**M. V. Smirnov<sup>1,2</sup>, Y. V. Ryzhov<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup>Institute of the Earth Crust Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

Изучение этапов осадконакопления в долине реки Тарбагатайки (республика Бурятия) дает возможность понять и выделить продолжительность почвообразования и аккумуляции отложений. Такие исследования важны для представления развития рельефа и палеоландшафта в Западном Забайкалье [3].

Объектом исследования были выбраны почвы и отложения на пойме и первой надпойменной террасе р. Тарбагатайки, вдоль трассы между сёлами Тарбагатай и Бурнашево (в 50 км южнее города Улан-Удэ).

Цель исследования – дать физическую и химическую характеристику почвам и отложениям, выявить некоторые особенности почвообразования и осадконакопления в долине реки Тарбагатайки по лабораторным показателям.

Согласно геоморфологической карте (рис. 1) разрезы были заложены в аккумулятивном типе рельефа.

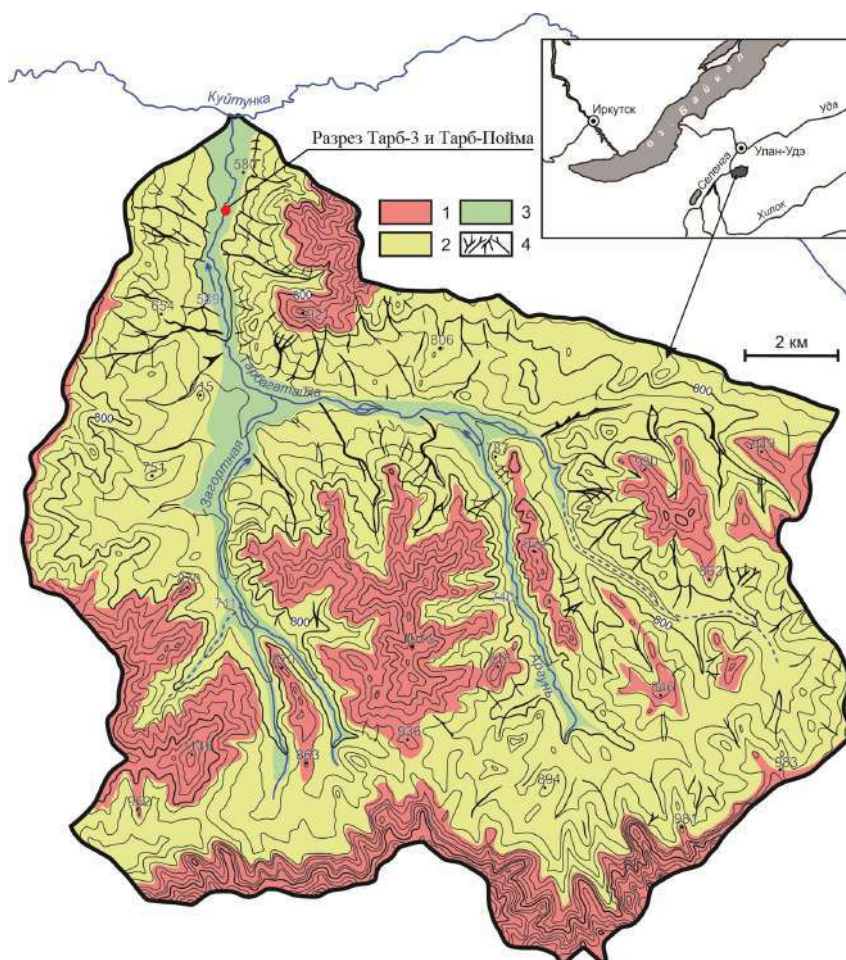


Рис.1. Геоморфологическая карта района исследования [4] и положение изученных разрезов. Условные обозначения: типы рельефа: 1 — эрозионно-денудационный, 2 — эрозионно-аккумулятивный, 3 — аккумулятивный, 4 — овраги.

Река Тарбагатайка находится в Ангаро-Байкальском бассейновом округе Селенгинского бассейна и является левым притоком р. Куйтунки. Длина водотока составляет 22 км. Водосборная площадь 215 км<sup>2</sup> [1].

В геологическом строении района главная роль принадлежит интрузивным образованиям палеозой-мезозойского возраста. Подчиненное значение имеют четвертичные отложения различного генезиса, развитые по долинам рек, падам и распадкам. Четвертичные отложения по возрасту подразделяются на средне-, верхнечетвертичные и голоценовые.

В долине р. Тарбагатайки прослеживаются следующие высотные уровни. В пределах пойменного массива четко выделяются низкая (0,5–1 м), средняя (1,5–2 м), высокая (3,5–4 м) поймы. В террасовом комплексе отмечаются уровни: первой террасы – 4-6 м, второй – 8-11; третьей – 10-16 м, четвертой – 14-18 м; пятой – 20-24 м; шестой – 24-30 м

Первый разрез заложен на низкой пойме (высотой 1-2 м.) по правому борту долины р. Тарбагатайки. Общая мощность вскрытых отложений составила 103 см. Генезис толщ почв и отложений аллювиальный, в срединной части аллювиально-делювиальный.

Изучение почв, отложений и датирование погребённых гумусовых прослоек позволило выявить следующее: на пойме всю толщу можно разделить на 4 пачки отложений (рис. 2), которые отличаются друг от друга по ряду свойств.

Тип современной почвы: аллювиально-светлогумусовая засоленная AJ-Csa, где горизонт С представлен чередованием светло и тёмноокрашенными прослойками и слоями разной мощности и гумусированности.

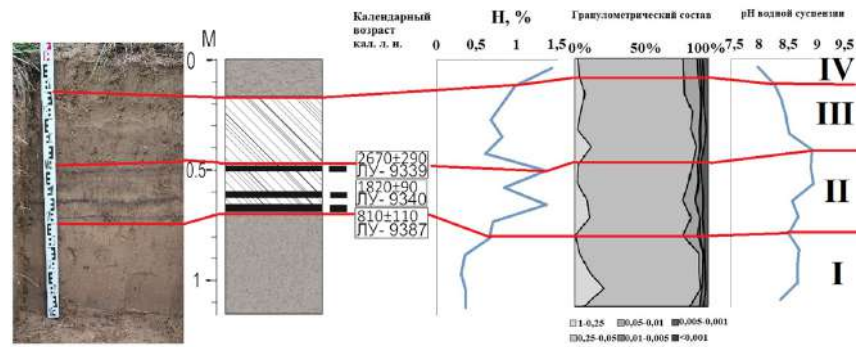


Рис. 2. Строение, физико-химические свойства и абсолютный возраст почв и отложений поймы р. Тарбагатайки.

рН почв и отложений низкой поймы находится в диапазоне от слабо щелочного до сильно щелочного. Так как карбонатов в данном профиле не обнаружено, вероятнее всего сильно щелочная рН обусловлена засолением почвенного профиля. Это предположение подтверждается литературными данными по почвам семиаридного климата, в том числе на поймах рек [5]. Средний показатель рН по всему профилю составляет 8,37, что даёт право назвать почву слабощелочной.

Второй разрез заложен на первой надпойменной террасе р. Тарбагатайки. Общая мощность вскрытых отложений составила 244 см.

Тип современной почвы: каштановая типичная на аллювиальных отложениях АJca-BMKca-CAТca-Cca<sup>~</sup>.

рН почвенной суспензии и отложений первой надпойменной террасы варьируется от нейтрального до слабощелочного. Показатели рН ниже, чем на пойме, это связано с тем, что в этих почвах щелочная реакция связана с наличием карбонатов. Средний показатель рН для этих почв и отложений составляет 8,31.

Во вскрытых отложениях отмечается зигзагообразное распределение гумуса по профилю. В толще выделяется 4 пика повышенного содержания гумуса в тёмноокрашенных горизонтах (от 3,25 до 6,04%), что характеризует их как средне- и высокогумусные горизонты. В большинстве горизонтов диапазон содержания гумуса от 1,02 до 2,35%, что относит их к малогумусированным. Это может быть связано со скудным растительным покровом и лёгким гранулометрическим составом отложений.

В нижней части профиля идёт постепенное уменьшение гумусированности вниз и содержание гумуса не значительное, не превышает 1%.

При сравнении гумусированности почв и отложений на пойме и террасе выявлено, что наименьшей гумусированностью обладают отложения поймы.

Гранулометрический состав вскрытых отложений имеет широкий диапазон - от связного песка до среднего суглинка. Большая часть отложений имеет супесчаный состав, вероятно эолового генезиса. В средней части разреза (на глубине 114-180 см) отмечается утяжеление гранулометрического состава до легкосуглинистого. Это может свидетельствовать об уменьшении активности эоловых и делювиальных процессов.

Ранее были детально изучены разрезы Тарбагатайка-I (51°27'23 с. ш. 107°22'15 в. д.) на первой надпойменной террасе (4–6 м), в 2 км от устья, и Тарбагатайка-II (51°26'23,7" с. ш. 107°22'22,7" в. д.) на второй террасе (8–11 м), в 4,5 км от устья реки.

В отложениях террас р. Тарбагатайки отчетливо выделяются следующие этапы почвообразования: 13–12,7, 11,7–10,6, 8,9–8,6, 7,0–6,4, 5,9–5,4, 4,9–4,6, 3,3–3,0, 2,7–2,5, 2,1–1,8, 1,2–0,5 тыс. кал. л. н. Полученные данные хорошо коррелируются с выделенными ранее этапами педогенеза в Селенгинском среднегорье и смежных районах Сибири и Монголии [3].

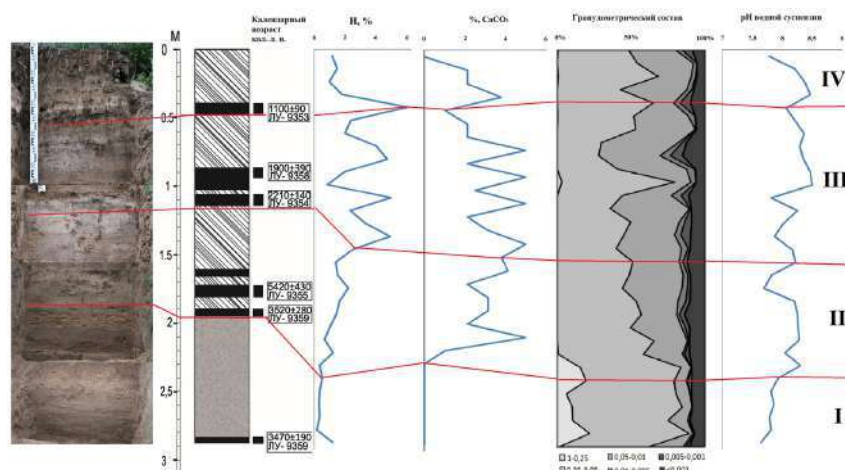


Рис. 3. Строение, физико-химические свойства и абсолютный возраст почв и отложений первой надпойменной террасы р. Тарбагатайки.

На основании анализов морфологического строения, физических и химических свойств отложений и почв и радиоуглеродного датирования выявлен сложный генезис вскрытых отложений низкой поймы и первой надпойменной террасы р. Тарбагатайки. На поймах рек преобладающими процессами являются аллювиальные, но в срединной части профиля выявлены погребенные гумусированные горизонты делювиального генезиса. Первая надпойменная терраса сложена в нижней части отложениями аллювиального, а в средней и верхней части - делювиально-эолового и эолового генезиса.

Общими свойствами отложений поймы и террасы являются достаточно легкий гранулометрический состав - от песков до легкого суглинка, щелочные значения рН, слабая гумусированность современных почв и гумусовых прослоек. Основными факторами, влияющими на эти свойства, являются семиаридный климат и геологическое строение долины.

В каждой вскрытой толще отложений на пойме и террасе по особенностям свойств и строения выделяются 4 литологических пачки. Различия между ними, вероятно, обусловлены климатическими особенностями временем формирования каждой пачки и связанными с этим изменчивости гидрологического режима реки, активности делювиальных и эоловых процессов.

#### Список литературы:

- [1] Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, – 1968. – 156 с.
- [2] Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий прибайкалья (проблемы эволюции и классификации почв): монография. Иркутск: изд-во. Иркут. гос. ун-та, – 2010. – 205 с
- [3] Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, – 2017. – 139 с.
- [4] Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Опекунова М.Ю. Формирование террас реки Тарбагатайки (Западное Забайкалье) в позднеледниковье и голоцене // География и природные ресурсы. – 2021. № – 2. – С. 132-140.
- [5] Убугунов Л.Л. Почвы Бурятии: разнообразие, систематика и классификация / Л.Л. Убугунов, В.И. Убугунова, Н.Б. Бадмаев, А.Б. Гынинова, В.Л. Убугунов, Л.Д. Балсанова // — Улан-Удэ : Вестник Бурятской государственной сельскохозяйственной академии им. В.Р. Филиппова – 2012. — № 2. – С. 45-52.

**ТРАНСФОРМАЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ИНТРАЗОНАЛЬНЫХ  
ЛАНДШАФТОВ СТЕПНОГО БИОМА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ****Е.Н. Смоленцева**Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, Новосибирск, Россия,  
esmolenceva@issa-siberia.ru**TRANSFORMATION OF THE SOIL COVER OF INTRAZONAL LANDSCAPES  
IN STEPPE BIOME OF WESTERN SIBERIA****E.N. Smolentseva**

Institute of Soil Science and Agrochemistry of the Siberian Branch of the RAS, Novosibirsk, Russia

Для выявления основных закономерностей трансформации почвенного покрова (ПП) в степном биоме Западной Сибири (ЗС), были изучены почвы под естественными интразональными растительными сообществами на Обь-Иртышском междуречье. Согласно проведённым исследованиям, почвенный покров интразональных природно-территориальных комплексов (ПТК) представлен различными типами солонцов, галоморфными почвами (солончаками), засоленными гумусово- и перегнойно-квасиглеевыми почвами, реже чернозёмами квазиглееватыми и каштановыми солонцеватыми, квазиглееватыми и засоленными [3]. Наиболее распространёнными почвами являются солонцы. В северной и северо-восточной частях степного биома – это солонцы тёмные и тёмногумусовые. В более аридных условиях развиваются солонцы светлогумусовые и светлые. Они характеризуются короткими профилями, средняя мощность которых для тёмных и тёмногумусовых солонцов составляет 55 см, для светлых и светлогумусовых – 38 см. Различия в морфологическом строении солонцов обусловлены характером поверхностного горизонта. Обычно с поверхности залегает тёмногумусовый (AU), светлогумусовый (AJ) или солонцово-элювиальный (SEL) горизонт. Содержание органического углерода в этих горизонтах невысокое, а в светлогумусовом – очень низкое (табл. 1). Поверхностные горизонты имеют нейтральную или слабощелочную реакцию среды, нижние горизонты – сильно щелочную, что связано с присутствием соды. В составе обменных катионов в надсолонцовых горизонтах преобладает кальций, в солонцовых – натрий. Аккумулятивно-карбонатный горизонт заметно выделяется по содержанию CaCO<sub>3</sub> (табл. 1). Все изученные солонцы засолены, иногда с поверхности, но чаще всего в срединном горизонте. Степень засоления варьирует от слабой до сильной. Во всех образцах преобладают соли натрия, часто присутствуют в значительных количествах соли магния. Анионы солей представлены хлоридами, сульфатами и бикарбонатами в различных комбинациях. Во всех солонцах присутствует сода (Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>).

Проведённые ранее исследования [4] показали, что изменения почвенно-растительного покрова в интразональных ПТК обусловлены двумя причинами: климатическими и антропогенными. Так, последние 100-120 лет происходит общее потепление климата [1] на территории ЗС, сопровождающиеся здесь обсыханием озёр [7], в том числе на территории Обь-Иртышского междуречья, что подтверждается исследованиями последних 20 лет [2, 6, 8]. После частичного или полного высыхания озера образуются солончаки соровые, сульфидные или квазиглеевые [5]. Они представляют собой озёрные отложения, засоленные в результате осаждения солей из озёрной воды и дальнейшей их гидрогенной аккумуляции из грунтовых вод за счёт выпотного режима. Таким образом, первый механизм деградации ПП интразональных ПТК – это увеличение доли солончаков в составе ПП за счёт высыхания озёр под влиянием потепления и аридизации климата.

На ландшафтные процессы, обусловленные естественными климатическими флуктуациями, накладываются процессы антропогенной трансформации. Они связаны с пастбищной нагрузкой, в результате которой также происходит деградация почвенно-растительного покрова. Во-первых, это механические нарушения, возникающие в результате выпаса в сырых и влажных местообитаниях (приозёрные и приболотные микропояса). Их

можно охарактеризовать как зоогенные нарушения. Они приводят к разрушению верхнего почвенного горизонта или его перемешиванию с нижележащим горизонтом. Вследствие этого формируются турбированные подтипы различных почв. Чаще всего это турбированные подтипы солонцов, которые являются преобладающим компонентом ПП. При подобных нарушениях изменяются морфологические признаки почв. Значительных изменений других свойств почв чаще всего не происходит.

Таблица 1. Свойства естественных и трансформированных почв интразональных природно-территориальных комплексов степного биома Западной Сибири

Горизонт	рН (H <sub>2</sub> O)	Поглощенные катионы, ммоль (+) на 100 г почвы				Сорг, %	CaCO <sub>3</sub> , %	Физ. гл., %	Сумма токсичных солей, %
		Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	Σ				
<b>Солонец тёмногумусовый засолённый</b>									
AU	6,4	9,3	1,8	0,6	11,7	2,04	-	16,8	0,07
ASNs	9,8	2,5	1,7	2,2	6,4	0,46	2,5	31,0	0,38
BSNs	10,0	1,0	2,2	3,0	6,2	0,22	2,1	28,4	0,51
BCAs	10,2	0,1	1,6	2,7	4,4	0,12	6,8	22,4	0,44
Cca,s	10,3	0,1	1,5	2,0	3,6	0,08	9,1	26,3	0,38
<b>Солонец тёмный квазиглеевый засолённый</b>									
SEL	7,8	3,9	1,1	0,7	5,7	0,85	1,3	41,2	0,15
ASNs	8,9	2,1	2,5	3,3	8,0	1,07	5,0	56,4	0,48
BSNs	9,5	0,5	1,4	14,0	15,9	0,53	6,1	48,0	0,63
BCAs	10,0	0,3	1,3	16,3	17,9	0,30	8,0	44,3	0,64
Qca,s	10,1	1,3	1,1	12,3	14,7	0,11	8,6	46,3	0,63
<b>Солонец светлогумусовый засолённый</b>									
AJ	7,5	3,4	1,0	0,0	4,4	0,44	0,8	6,7	0,04
SEL	9,2	1,0	0,4	0,8	2,2	0,13	1,4	7,5	0,12
BSN1s	10,0	0,3	0,6	3,4	4,3	0,16	4,3	22,9	0,48
CQca,s	10,3	0,2	0,8	14,0	15,0	0,0	6,4	23,6	0,43
<b>Солонец тёмный засолённый турбированный</b>									
ASNs,tu	9,6	1,0	1,4	14,0	16,4	0,77	2,7	39,7	0,48
BSNs	10,2	0,1	0,9	19,3	20,3	0,21	1,7	41,6	0,62
Qs	10,1	0,1	1,3	10,2	11,6	0,10	0,8	32,0	0,65
<b>Гумусово-квазиглеевая засолённая абрадированная</b>									
AUs,pb	8,4	7,6	4,9	0,6	13,1	1,09	7,3	33,9	0,24
Q	8,4	5,5	2,5	0,2	8,2	0,41	3,0	30,7	0,11
<b>Абразём солонцовый тёмный засолённый</b>									
ASNs	9,9	0,1	0,9	15,7	16,7	0,37	4,8	30,4	0,73
S[BSN]	10,4	0,1	0,7	20,3	21,1	0,09	7,5	39,0	1,01
<b>Солончак вторичный (по гумусово-квазиглеевой почве)</b>									
S [AJ]	8,3	7,6	4,9	0,6	13,1	2,31	16,83	10,1	3,62
S[Bq]	8,9	5,5	2,5	0,2	8,2	0,53	5,25	12,8	2,65
CQ	8,7	8,5	3,7	0,2	12,4	0,20	6,12	11,4	1,55
<b>Солончак квазиглееватый (первичный)</b>									
Корка	10,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	3,3	20,2	4,47
S	10,8	н/о	н/о	н/о	н/о	0,23	6,8	34,1	2,53
CQs	10,5	н/о	н/о	н/о	н/о	0,12	5,4	38,2	1,12

Во-вторых, это нарушения связаны с проявлением водной эрозии. Эрозионные процессы особенно интенсивны в пределах ПТК, литогенная основа которых имеет супесчаный и песчаный гранулометрический состав. Проведённые исследования показали, что нарушенные почвы относятся к отделу абразёмов [3]. Это почвы, лишённые верхних горизонтов в результате водной эрозии. Свойства абразёмов зависят от свойств

эродированных почв, из которых они формируются. Так, например, абразёмы солонцовые, сохраняют высокое содержание обменного натрия в составе почвенно-поглощающего комплекса (табл. 1). Дальнейшая деградация ПП заключается в том, что как зоогенные, так и абразионные нарушения растительного покрова и горизонтов почв всегда сопровождаются гидрогенной аккумуляции водорастворимых солей из грунтовых вод в верхнем горизонте за счёт выпотного режима. Таким образом, абразионные процессы активизируют галогидрогенную трансформацию ПП интразональных ПТК.

При интенсивном развитии водной эрозии профили почв разрушаются полностью до почвообразующей породы. В результате возникают «очаги» обновлённого субстрата, на котором происходит первичное почвообразование. Однако оно развивается по деградационному типу, так как сопровождается интенсивным гидрогенным засолением верхней толщи (10-20 см) субстрата. Это препятствует формированию нормального растительного покрова, а соответственно тормозит и процессы почвообразования. Солончаки слабо развитые (первичные), образующиеся на обновлённом в результате эрозии субстрате, характеризуются высокой концентрацией водорастворимых солей во всех горизонтах профиля (табл. 1). Зачастую на поверхности солончаков образуется солевая корка, содержание токсичных солей в которой более 1%. Часто в составе солевой корки содержатся большие количества солей натрия [5]. Преобладает хлорид натрия, есть также сульфат и сода. Реакция среды (по рН водной суспензии) сильно щелочная.

На основании полученных при исследовании результатов разработаны схемы трансформации почв и эволюционно-трансформационные почвенные ряды (рис. 1).

Под влиянием естественных климатических изменений (при аридизации) в интразональных ПТК озёрно-аллювиальных равнин степного биома ЗС происходят следующие превращения: озеро (вода) – донные отложения (суша) – солончаки сульфидные (соровые) – солончаки квазиглеевые. Под влиянием антропогенной нагрузки, в частности нерегулируемого выпаса, трансформация почв происходит по схеме (на примере солонцов): солонцы – солонцы турбированные – абразёмы солонцовые – солончаки слабо развитые. Поэтому часть солончаков является конечной стадией деградации почвенного покрова интразональных ПТК. Таким образом, увеличение доли солончаков в составе ПП интразональных комплексов происходит как за счёт высыхания озёр при аридизации климата, так и в результате антропогенно обусловленных деградационных процессов. Этот параметр имеет важное индикационное значение для мониторинга антропогенной трансформации ПП интразональных ПТК.

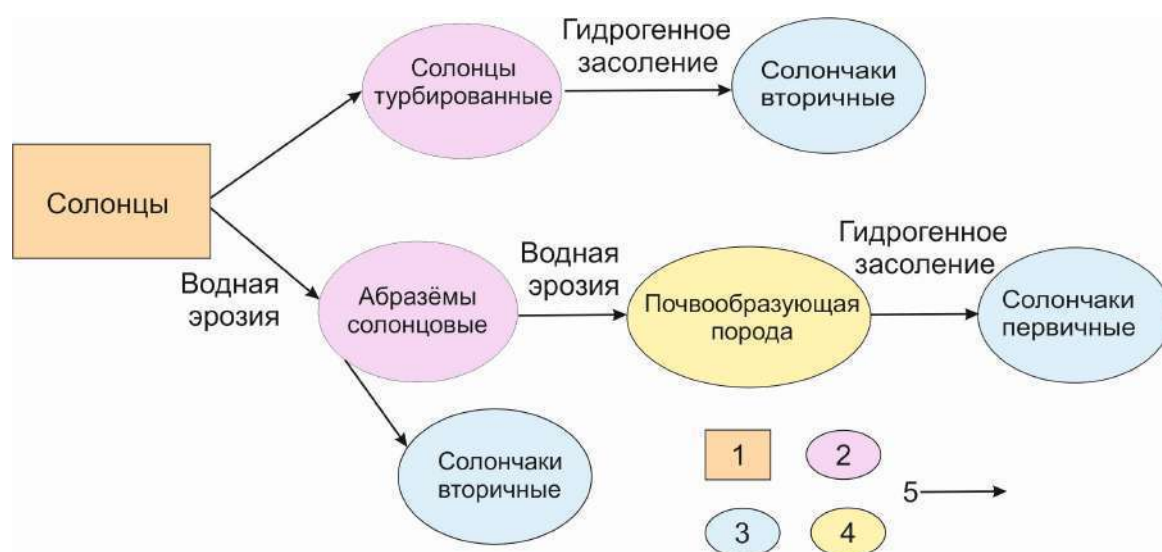


Рис. 1. Антропогенно обусловленные механизмы деградации и трансформационные ряды почв интразональных ПТК (на примере солонцов). Условные обозначения: 1 – ненарушенные почвы, 2 – слаборазрушенные почвы, 3 – галоморфные почвы, 4 – обновлённый субстрат, 5 – механизмы деградации.



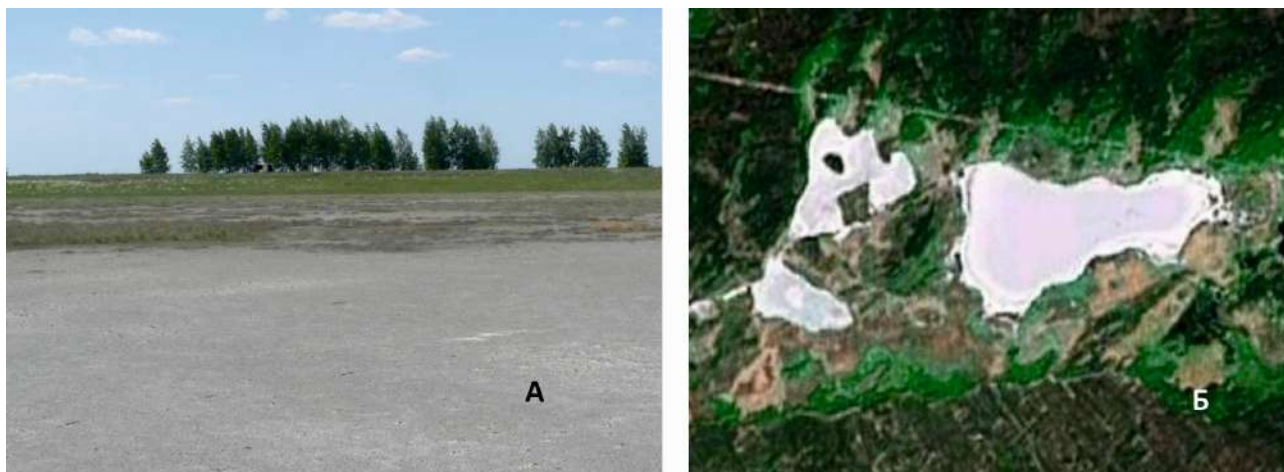


Рис. 2. Массивные ЭПА и ПК галоморфных почв. А – вид с земли, Б – изображение на космическом снимке.

Изучены также изменения структуры ПП в результате его трансформации, которые обусловлены пространственными особенностями галоморфных почв и зависят от механизмов деградации. Были диагностированы основные типы элементарных почвенных ареалов (ЭПА) и почвенных комбинаций (ПК) слабонарушенных ПТК и антропогенно трансформированных. В результате полевых исследований установлено, что геометрия ЭПА и ПК напрямую зависит от механизма их образования. Солончаки, возникающие в результате высыхания озёр, образуют два типа структур: кольцевые и массивные ЭПА и ПК. Кольцевые ЭПА – это микропояса солончаков, обрамляющих озёра, массивные возникают на месте высохших озёр (рис 2. А, Б).

В результате абразионного педогенеза и последующей галогидрогенной трансформации геометрия ЭПА галоморфных почв и образуемых ими ПК существенно меняется. Преобладающими становятся линейные типы структур (рис. 3). Они образуются по эрозионным промоинам и струйчатым размывам. Линейные формы очень типичны и хорошо распознаются на космических снимках.

Встречаются также мозаичные пространственные структуры. Они связаны с развитием плоскостной водной эрозии и представляют собой небольшие по площади пятна солончаков, чередующиеся с другими почвами (рис. 4).



Рис. 3. Линейные ЭПА и ПК галоморфных почв. А – вид с земли, Б – изображение на космическом снимке.



Рис. 4. Мозаика солянковых сообществ на солончаках и монодоминантных бескильнищевых лугов на абразёмах солонцовых тёмных квазиглеевых засоленных.

Выводы. Установлено, что в настоящее время распространённым процессом трансформации ПП интразональных ПТК, вызванных климатическими изменениями, является формирование галоморфных почв при высыхании озёр, широко распространённых на территории биома, и увеличение за счёт этого доли солончаков в составе ПП. Деградиционные трансформации ПП, обусловленные антропогенным влиянием, – это абразионный педогенез и галогидрогенная трансформация почв. Диагностированы также некоторые изменения структуры ПП под влиянием этих трансформаций. Галоморфные почвы, возникающие на месте высохших озёр, образуют кольцевые и массивные ЭПА и ПК. Солончаки, формирующиеся в результате абразионного педогенеза и последующей галогидрогенной трансформации, имеют ЭПА и ПК линейного типа. Полученные результаты имеют индикационное значение и могут быть использованы как параметры мониторинга трансформации ПП интразональных ПТК под влиянием антропогенных нагрузок и климатических флуктуаций.

*Работа выполнена по государственному заданию ИПА СО РАН*

#### Список литературы

- [1] Второй Оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – Москва, Планета, – 2014. – 58 с.
- [2] Зольников И.Д., Глушкова Н.В., Лямина В.А., Смоленцева Е.Н., Корольюк А.Ю., Безуглова Н.Н., Зинченко Г.С., Пузанов А.В. Индикация динамики природно-территориальных комплексов юга Западной Сибири в связи с изменениями климата // География и природные ресурсы. – 2011. – № 2. – С. 155–160.
- [3] Полевой определитель почв России. – М., Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, – 2008. – 182 с.
- [4] Смоленцева Е.Н. Механизмы деградации почвенного покрова в интразональных геосистемах Кулундинской равнины // Гео-Сибирь. – 2011. – Т. 4. – С. 309-313.
- [5] Смоленцева Е.Н. Первичное почвообразование в степном биоме Западной Сибири // Географическая наука, туризм и образование: современные проблемы и перспективы развития. Мат. IX Всероссийской научно-практической конференции. – 2020. – С. 23-28.
- [6] Чупина Д.А., Зольников И.Д., Смоленцева Е.Н., Лашинский Н.Н., Никулина А.В., Картозия А.А. Геоинформационное картографирование территории по реакции к иссушению и увлажнению (юг Западно-Сибирской равнины) // Изв. Российск. Акад. наук. Сер. Географ. – 2018. – № 5. – С. 81-90.
- [7] Шнитников А.В. Внутривековые колебания уровня степных озёр Западной Сибири и Северного Казахстана и их зависимость от климата // Тр. лаб. озёроведения АН С ССР.–1950. – 185 с.
- [8] Zolnikov I.D., Glushkova N.V., Smolentseva E.N., Chupina D.A., Pchelnikov D.V., Lyamina V.A. GIS and Remote Sensing Data-Based Methods for Monitoring Water and Soil Objects in the Steppe Biome of Western Siberia // Novel Methods for Monitoring and Managing Land and Water Resources in Siberia / L. Mueller, A.K. Sheudshen, F. Eulenstein (Eds). Springer Nature – 2015. – P. 253–268.

**УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПРИУСТЬЕВЫХ ЧАСТЯХ ДОЛИН  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗЕМЛИ НОРДЕНШЕЛЬДА, ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН,  
В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ**

**Д.А. Соловьева<sup>1,3</sup>, А.С. Окунев<sup>2</sup>, Н.В. Куприянова<sup>2</sup>, С.Р. Веркулич<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург,

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов  
Мирового океана им. академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

**LATE PLEISTOCENE - EARLY HOLOCENE CONDITIONS OF SEDIMENTATION IN  
THE VALLEYS OF THE CENTRAL NORDENSCHELD LAND (WESTERN  
SPITZBERGEN)**

**D.A. Soloveva<sup>1,3</sup>, A.S. Okunev<sup>2</sup>, N.V. Kupriyanova<sup>2</sup>, S.R. Verkulich<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

<sup>2</sup> FSBI "VNIIOkeangeologia", St. Petersburg, Russia

<sup>3</sup> Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Основным источником информации об условиях осадконакопления и изменении природной среды в позднем плейстоцене – раннем голоцене для архипелага Шпицберген являются морские отложения, широко распространенные на нижних гипсометрических уровнях [3]. В ходе полевых работ 2017 – 2019 гг., проводимых сотрудниками ФГБУ «ААНИИ», АО «ПМГРЭ» и ФГБУ «ВНИИОкеангеологии» были подробно изучены четвертичные отложения в приустьевых частях долин центральной части Земли Норденшельда и отобраны образцы на дальнейшие аналитические исследования.

Аккумулятивные образования нижних террасовых уровней (8 – 10 м) представлены в основном толщей хорошо сортированных песков и алевритов, насыщенных малакофаунистическими остатками, и перекрытой галечно-гравийным материалом. Включения остатков древесины (детрит) и грубообломочного материала, обнаруженные при описании отложений в расчистках, позволили сделать предварительный вывод о формировании описанных толщ в условиях мелководного залива. Анализ содержания четвертичных фораминифер [1] и остракод в отложениях также позволил выявить, что в раннем голоцене микрофаунистические комплексы развивались в гляциоморских условиях и соответствуют мелководным, опреснённым фациям внутри шельфового бассейна. В начале голоцена при уровне моря выше современного доминировали арктические виды с подчиненными аркто-бореальными и бореальными, испытывавшими значительные изменения в видовом и количественном соотношении за небольшие промежутки времени. Причиной таких колебаний могут являться изменения температурного режима вследствие влияния Североатлантического течения [4], которые также отражены в изотопно-кислородной кривой, полученной по бентосным фораминиферам [2] для района исследования. Большие объемы поступающих пресных вод, вероятно, стали причиной уменьшения количества раковин фораминифер в отложениях внутренних заливов на фоне появления теплолюбивых видов.

Вероятно, усиление влияния атлантических водных масс, стало причиной увеличения количества и разнообразия видов [1]. Обнаруженные микрофаунистические комплексы в пробах выше по изученным разрезам соответствуют верхней сублиторали внутри шельфового бассейна, развивались в условиях температурных контрастов, при обилии питательных веществ. При этом, для отложений того же возраста в зоне внутренних заливов (средняя часть долины Вассдален) характерно кратковременное снижение количества микрофоссилий, вероятно, связанное с большими объемами поступающих пресных, талых вод.

Толщи галечно-гравийного и гравийно-галечного материала, перекрывающие пески и алевроиты с эрозионным контактом, вероятно, являются дельтовыми и пляжевыми образованиями, фиксирующими низкий уровень моря.

Таким образом, результаты полевых и аналитических исследований показали, что формирование морских отложений происходило в начале раннего голоцена, в относительно нестабильных гляциоморских условиях. При общем снижении уровня моря происходило поступление талых вод в бассейн осадконакопления и проникновение теплых водных масс, что стало причиной частой смены микрофаунистических ассоциаций. Результаты исследования показывают, что описанные морские отложения формировались, главным образом, в пределах сравнительно неглубокого водоема.

Список литературы.

[1] Окунев А.С., Соловьева Д.А., Куприянова Н.В., Полещук К.В., Петров А.Ю. Условия формирования морских отложений на южном побережье Земли Норденшельда (бассейн Ван-Мейенфьорда) в раннем голоцене // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа: Тез. докл. XV Всерос. науч. конф. с междунар. участием (г. Мурманск, 28–30 октября 2020 г.). Апатиты: Изд-во ФИЦ КНЦ РАН, 2020. С. 79–81. DOI: 10.37614/978.5.91137.435.8

[2] Hald M., Ebbesen H., Forwick M., Godtlielsen F., Khomenko L., Korsun S., Ringstad L. Olsen, Vorren T.O. Holocene paleoceanography and glacial history of the West Spitsbergen area, Euro-Arctic margin // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. P. 2075–2088.

[3] Landvik J.Y., Mangerud J., Salvigsen O. The Late Weichselian and Holocene shoreline displacement of the west-central coast of Svalbard // Polar Research. 1987. Vol. 5. P. 29–44.

[4] Telesiński M.M., Przytarska J.E., Sternal B., Forwick M., Szczuciński W., Łązcka M., Zajączkowski M. Palaeoceanographic evolution of the SW Svalbard shelf over the last 14,000 years // Boreas. 2018. Vol. 47. Issue 2. P. 410–422.

## РЕТРОСПЕКТИВА ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ ФОРМАЦИИ ТАДЖИКИСТАНА

**П.М. Сосин<sup>1</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>2,3</sup>, О.Х. Амирзода<sup>1</sup>, О.А. Токарева<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии НАНРТ, Душанбе, Таджикистан,  
psosin46@mail.ru

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, kurbanov@igras.ru

<sup>3</sup>Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

## RETROSPECTIVE OF LOESS-PALEOSOL STUDIES IN TAJIKISTAN

**P.M. Sosin<sup>1</sup>, R.N. Kurbanov<sup>2</sup>, O.Kh. Amirzoda<sup>1</sup>, O.A. Tokareva<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Water Problem, Hydropower and Ecology NASRT, Dushanbe, Tajikistan

<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Исследование лессово-почвенных серий (ЛПС) в Таджикистане впервые было начато в 1972 году А.А. Лазаренко и А.Е. Додоновым. Впоследствии, при обнаружении в палеопочвах палеолитических изделий, к исследованиям подключился В.А. Ранов. В Афгано-Таджикской депрессии, являющейся обширной областью аккумуляции, погребенные почвы встречаются в лессах, формирующих мощные покровы на водоразделах, до 100-200 м [8]. Согласно первой стратиграфической схеме в субаэральной толще позднего плейстоцена (Q<sub>3</sub>) выделено пять педокомплексов соответствующих межледниковьям [7]. В среднем плейстоцене (Q<sub>2</sub>) выделено два педокомплекса, и три педокомплекса – в раннем плейстоцене (Q<sub>1</sub>). Абсолютные термолюминисцентные датировки были выполнены в Киевской лаборатории В.Н. Шелкоплясом [4]. Однако, полученные даты уже тогда воспринимались как сильно омоложенные. Так, на разных разрезах ниже девятого педокомплекса (ПК9) на границе палеомагнитной инверсии Матуямы-Брюнес получены даты в 550 и 650 тыс.л., а ниже пятого

педокомплекса (ПК5) разброс дат колеблется от 130 до 240 тыс.л. Под ПК2 получены даты 40 и 100 тыс.л.

В регионе в ходе изучения ЛПС особое внимание уделялось изучению палеопочв. Накоплен значительный фактический материал по строению и свойствам погребенных почв. Однако, в литературе отсутствует единый взгляд на классификацию палеопочв. Некоторые лессовые толщи были идентифицированы с сероземной палеопочвой, что не может соответствовать действительности, поскольку сероземы формируются в иной экосистеме с жарким климатом, а лессы – в холодном [3]. Также, палеопочвы отождествлялись с современными типами почв, исходя лишь из сходства их окраски [5], но без рассмотрения многих других свойств. В дополнение, отсутствие в палеопочвах гумусового горизонта (А) объяснялось его смывом в процессе эрозии [9]. Очевидно, что такое заключение обусловлено отнесением палеопочв лессовой формации к эпигенетическому почвообразованию.

Сложившаяся парадигма уже не могла решить накопившиеся вопросы и явные противоречия, что вызвало необходимость верификации с применением новых методов исследования лессов и палеопочв. В связи с этим, в 1994 году по проекту INTAS начался второй этап изучения лессово-почвенных серий Афгано-Таджикской депрессии. Палеопочвы изучались на опорных разрезах в пределах абсолютных высот от 800 до 2700 м. В результате новых работ была скорректирована стратиграфия залегания почв. Это позволило исключить гипотетическую первую палеопочву, фигурирующую в схеме А.Е. Додонова, как самостоятельное межледниковье [10, 11], которая фактически выделялась лишь в отдельных разрезах в виде горизонта с зачаточным педогенезом. На данный момент получены новые термолюминисцентные даты и уточнена палеомагнитная шкала. В новой схеме к верхнему плейстоцену отнесен лишь первый педокомплекс, к среднему плейстоцену – три педокомплекса и к нижнему плейстоцену – пять.

В строении лессово-почвенных серий выделяют простые и сложные педокомплексы. Палеопочвы, представляющие собой полигенетические образования, которые прошли полный цикл своего развития в течение всего межледникового периода, относятся к простым педокомплексам. Климатические колебания, происходящие в пределах отдельных межледниковых циклов, привели к формированию 2-3 полигенетических почв, залегающих одна на другой, и разделенных карбонатными горизонтами, состоящих из конкреций и карбонатных кор, или прослойками лесса. Такие группы палеопочв объединяются в сложные педокомплексы и встречаются в основном в пределах палеомагнитной эпохи Брунес.

Формируясь в условиях активной эоловой аккумуляции материала, палеопочвы имеют синлитогенный генезис, который способствует росту почвенного профиля вверх. В профиле палеопочв выделяются три этапа почвообразования, соответствующие разным климатическим факторам. Первая стадия характеризует начало межледникового периода и представлена горизонтами  $V_{ca}$  и  $S_{ca}$  с содержанием большого количества биолитов ископаемой фауны беспозвоночных (рис. 1), которые могут быть идентифицированы с современными видами хрущей рода *Hemictenius* и чернотелок рода *Prosodes* [6, 1, 2].

Второй этап почвообразования соотносится с наиболее теплой и влажной климатической фазой, которая соотносится с оптимумом межледниковья. Палеопочва данного этапа отличается наибольшей оглиненностью и оструктуренностью и представлена горизонтами  $V_m$  и  $V_t$ . Изначально она была полностью декарбонизирована, а аккумуляция  $CaCO_3$  происходила в палеопочве начальной стадии педокомплекса. Палеолитические находки каменных изделий в погребенных почвах в основном приурочены к данной фазе почвообразования [12].

Третий (заключительный) этап отражает переход межледникового периода к ледниковому с похолоданием и аридизацией климата. Уменьшение количества осадков выражается в некоторых педокомплексах в виде вторичного незначительного окарбонирования почвы климатического оптимума. Поэтому, в палеопочвах и лессах встречаются карбонатные конкреции, иногда с пустотами высыхания (рис.2).



Рис. 1. Биолиты фауны беспозвоночных и погребенных почв разреза Хонако II.



Рис. 2. Карбонатные конкреции с пустотами высыхания в палеопочве разреза Кульдара.

Таким образом, анализ морфологического строения и вещественного состава лессов и палеопочв указывает на направленное похолодание и аридизацию климата от начала плейстоцена до голоцена.

*Работа выполнена при поддержке проекта THOCA Nordforsk (105204).*

Список литературы:

[1] Валиахмедов Б.В. Куколочные камеры почвообитающих беспозвоночных в сероземах Таджикистана и влияние их на формирование почвенного профиля // Почвоведение. – 1977. – №4. – С. 85-91.

[2] Додонов А.Е., Ломов С.П. Стратиграфические и палеогеографические аспекты изучения ископаемых почв и лессов Южного Таджикистана // Известия АН СССР. Серия геологическая. – М: 1980. – С. 75-85.

- [3] Додонов А.Е., Симакова А.Н., Гольева А.А. Климато-стратиграфическая расчленение средне-позднеплейстоценового разреза Дарай Калон (Южный Таджикистан) // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. Сб. научн. Статей. – М.: 1999. – С. 80-90.
- [4] Лазаренко А.А., Ранов В.А., Каратау-1 – древнейший палеолитический памятник в лессах Средней Азии // Бюл. комис. по изучению четвертичного периода. – 1977. – №47. – С. 45-57.
- [5] Ломов С.П. Ископаемые почвы в лессах и некоторые особенности их диагностирования в Таджикистане // Границы неогена и четвертичной системы. – М.:Наука. – 1980. – С. 99-107.
- [6] Ломов С.П., Валиахмедов Б.В., Сосин П.М. Некоторые особенности диагностирования ископаемых почв в Таджикистане // Известия АН Тадж. ССР. – 1977. – №1. – С. 66-71.
- [7] Путеводитель экскурсий / ред. Додонов А.Е., Меламед Я.Р., Никифорова К.В., Междунар. симпозиум по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы». – М.:Наука. – 1977. – 183 с.
- [8] Сосин П.М. Некоторые особенности строения и эволюции плейстоценовых палеопочв Таджикистана // III съезд Докучаевского общества почвоведов. – Суздаль. – 2000. – книга 3. – С. 98-99.
- [9] Bronger A., Winter R. Derevianco O., Aldag S. Loess-paleosol Sequences in Tajikistan as a Paleoclimatic Record of the Quaternary in Central Asia // Quaternary Proceeding. – 1995. – V.4. – P. 69-81.
- [10] Joachim Schäfer, Thomas Laurat, Vadim A. Ranov, Pjots M. Sosin. Das Altpaläolithikum aus dem4. Paläobodenkomplex von Obi-Mazar (Tadshikistan) // Veröffentlichungen des landesamtes für archaologie. – 2003. – B.57. – P. 1-30.
- [11] Joachim Schäfer, Pjots M. Sosin, Vadim A. Ranov. Neue untersuchungen zum lösspaläolithikum am Obi-Mazar, Tadgikistan // Archäologisches korrespondenzblatt. – 1996. – B.26. – Heft.2. – P. 97-109.
- [12] Joachim Schäfer, V.A. Ranov, P.M. Sosin. The “Cultural evolution” of man and the chronostratigraphical background of changing environments in the loess palaeosol sequences of Obi-Mazar and Khonako (Tadjikistan) // Anthropologie. – 1998. – V.36. - №1-2. – P. 121-135.

**ФОРМИРОВАНИЕ ЛЬДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ  
В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

**И.Д. Стрелецкая<sup>1</sup>, А.А. Письменюк<sup>1,2</sup>, А.А. Васильев<sup>3,4</sup>, Е.А. Гусев<sup>2</sup>, Г.Е. Облогов<sup>3,4</sup>,  
Н.А. Задорожная<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет, Москва, Россия, irinastrelets@gmail.com

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов  
Мирового океана имени И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия

<sup>4</sup> Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

**FORMATION OF ICE RICH PERMAFROST AND UNDERGROUND ICE IN THE LATE  
NEOPLEYSTIC-HOLOCENE IN THE NORTH OF WESTERN SIBERIA**

**I.D. Streletskaia<sup>1</sup>, A.A. Pismeniuk<sup>1,2</sup>, A.A. Vasiliev<sup>3,4</sup>, E.A.Gusev<sup>2</sup>, G.E. Oblogov<sup>3,4</sup>,  
N.A. Zadorozhnaya<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup> All-Russia Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St. Petersburg,  
Russia

<sup>3</sup> Earth Cryosphere Institute of Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia

<sup>4</sup> Tyumen State University, Tyumen, Russia

Льдистые толщи четвертичных отложений, вмещающие подземные льды различного генезиса, широко распространены на побережье Западной Сибири и на современном шельфе Карского моря. Несмотря на то, что история исследования многолетнемерзлых пород в Западной Сибири превышает 120 лет, условия их формирования до сих пор вызывает дискуссии. Существует ряд проблем, затрудняющих понимание палеогеографии данных регионов в четвертичном периоде. Среди них – неточность стратиграфических схем, ошибочная интерпретация отложений, генезиса подземных льдов и деформаций в четвертичных отложениях.

В результате многолетних совместных экспедиций авторы изучили криогенное строение 8 ключевых участков побережья Карского моря (рис. 1).

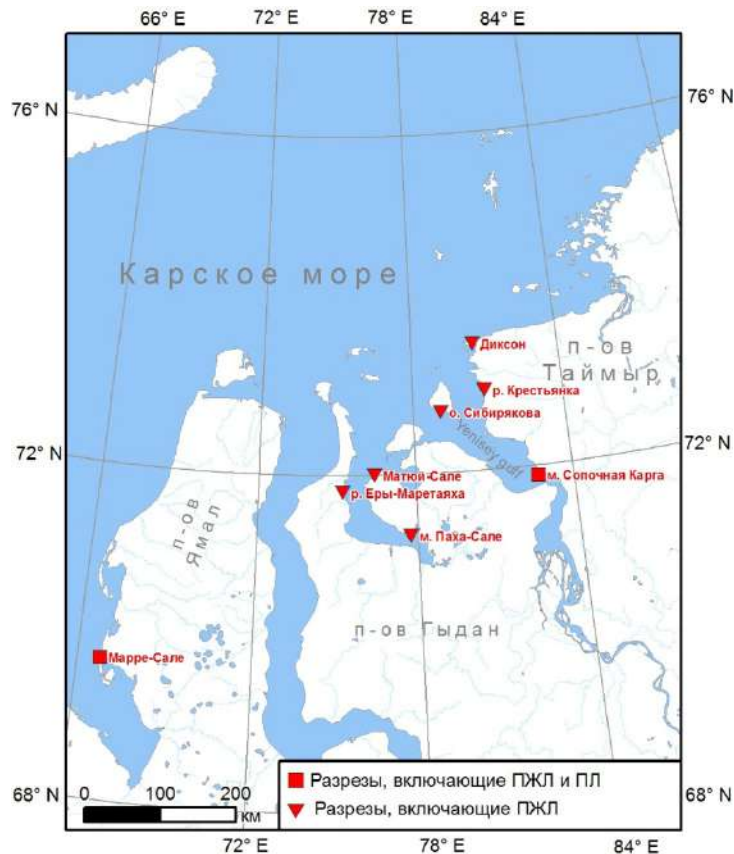


Рис. 1. Район исследования и расположение изученных разрезов.

Пластовые льды (ПЛ) были изучены в районе полярной станции Марре-Сале и м. Сопочная Карга. Две генерации ПЖЛ (позднеплейстоценовые и голоценовые) были изучены в обнажениях станции Марре-Сале и м. Сопочная Карга, устья реки Еры Маретаяха, Крестьянка и возле п. Диксон. Вблизи фактории Матюй-Сале, м. Паха-Сале и острове Сибирякова были исследованы голоценовые ПЖЛ.

В полевых условиях собрана коллекция более 1000 образцов на различные виды аналитических исследований. Значения стабильных изотопов кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) и водорода ( $\delta\text{D}$ ) были определены в 344 образцах в Лаборатории стабильных изотопов центра полярных и морских исследований им. Гельмгольца в институте Альфреда Вегенера в Потсдаме, с использованием Finnigan MAT Delta S масс-спектрометра. Возраст отложения был определен с помощью метода радиоуглеродного датирования ( $^{14}\text{C}$ ) в научной лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ, с помощью ускоряющей масс-спектрометрии (AMS) в лаборатории Университета Аризоны и оптической инфракрасной люминесценции (IR-OSL) в лаборатории геохронологии четвертичного периода Института геологии Таллиннского технологического университета. Комплекс литолого-геохимических анализов отложений и подземных льдов (включая определение ионного состава солей в дисперсных породах и определение концентраций метана в воздушных пузырьках льда и поровом пространстве мерзлых отложений) проводился в лаборатории литологии и геохимии ФБГУ «ВНИИОкеангеология» в Санкт-Петербурге.

В результате комплексных исследований было установлено, что наиболее типичный криолитологический разрез четвертичных отложений побережий Карского моря включает две толщи. Верхняя часть разреза сложена континентальными песчаными и супесчаными отложениями позднего каргинско - сартанского времени (МИС 3 - 2) и голоцена. Ниже залегают морские и прибрежно-морские супесчано-суглинистые и глинистые отложения, накопившиеся в каргинского-казанцевское время (МИС 5 – МИС 3) или ранее. Верхняя часть характеризуется высокой льдистостью пород (до 40-50%), включением ПЖЛ. В нижней толще содержание льда в породе понижается до 30%, но встречаются мощные ПЛ.



Для морских отложений характерны высокие содержания метана в мерзлых отложениях и в воздушных пузырьках в ПЛ. Так, например, для ПЛ в районе полярной станции Марре-Сале измеренные концентрации метана достигают 9182 ppmV. Результаты лабораторных исследований показали, что содержание метана в пластовых льдах в 100-1000 раз выше, чем в глетчерных льдах. Химический состав ПЛ отражает состав подземных вод до промерзания [1]. Минерализация ПЛ колеблется от 23 до 1068 мг/л в зависимости от степени «загрязнения» пластового льда минеральными включениями. В составе солей ПЛ преобладает хлорид натрия. Значения стабильных изотопов во льду в районе Марре-Сале для  $\delta^{18}\text{O}$  колеблются от -17,7‰ до -8,8 ‰, а для  $\delta\text{D}$  - от -150,4‰ до -76,7‰. Избыток дейтерия колеблется от 2,7 до 4,7‰. Значения изотопов кислорода в ПЛ вблизи м. Сопочная Карга не изменяются и составляют -23‰ ( $\delta^{18}\text{O}$ ) и -173‰ ( $\delta\text{D}$ ) значения избытка дейтерия изменяются от 4,5‰ до 5,8‰. Изотопные значения ПЛ ложатся ниже глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ). Значения эксцесса дейтерия менее 10 ‰ характеризуют лед, образовавшийся при замерзании грунтовых вод или поверхностных вод, которые подверглись фракционированию. Результаты ионного состава льда и анализ значений количества изотопов кислорода, а также концентрация метана в воздушных пузырьках во льду позволяют утверждать внутригрунтовый генезис пластовых льдов в районе м. Сопочная Карга и Марре-Сале.

Суглинисто-глинистые морские отложения перекрыты континентальной толщей, представленной горизонтами аллювиально-морских, озерных, склоновых отложений различного состава, накопленных в период МИС 3 – 1. Отложения промерзали сингенетически, на что указывает высокая льдистость отложений и характерная поясковая криогенная текстура.

В континентальную толщу разрезов включены два яруса ПЖЛ (позднеплейстоценовые и голоценовые). Согласно данным радиоуглеродного датирования континентальная толща с ПЖЛ на исследуемых участках ограничена датами 47 тыс. лет назад у мыса Сопочная Карга [3] и 3,6 тыс. лет назад на острове Сибирякова. Это значит, что континентальные условия установились здесь в первой половине МИС 3. ПЖЛ позднего плейстоцена и голоцена Западной Сибири четко выделяются в группы по ионному и изотопному составу. Позднеплейстоценовые ПЖЛ и вмещающие их отложений не засолены, минерализация льда варьирует от 25 до 266 мг/л с преобладанием гидрокарбонатов и ионов кальция. Содержание ионов хлора не превышает 30%. Голоценовые жилы также не засолены. Минерализация льда составляет 17-360 мг/л, в составе ионов преобладают гидрокарбонаты, хлор и натрий. Содержание хлора на некоторых участках превышает 50%. Присутствие выраженного «морского сигнала» с высоким содержанием хлорида натрия в голоценовых ПЖЛ может свидетельствовать о близости морской береговой линии при формировании ПЖЛ и, напротив, удаленности моря при формировании позднеплейстоценовых ПЖЛ. Содержание метана в ПЖЛ также различается в зависимости от их возраста. В ПЖЛ голоцена содержание метана 146-241 ppmV, что выше, чем в ПЖЛ позднего плейстоцена (40-82 ppmV).

Изотопный состав ПЖЛ на исследуемых участках изменяется от -26,8 ‰ до -16,2 ‰ для  $\delta^{18}\text{O}$  и от -209,2 ‰ до -117,8 ‰ для  $\delta\text{D}$ , эксцесс дейтерия изменяется от 8,3 ‰ до 12,4 ‰ (рис. 2). Значения изотопного состава у ПЖЛ, образовавшихся в МИС 3 - МИС 2, в среднем на 6 ‰ ниже, чем в голоценовых. Средние значения  $\delta^{18}\text{O}$  для ПЖЛ позднеплейстоценового возраста находятся в пределах -22,7 – -24,2‰, средние значения  $\delta\text{D}$ : -172,6 – -186,3‰. Голоценовые ПЖЛ характеризуются относительно тяжелым изотопным составом и большим разбросом средних значений: от -16,9‰ по  $\delta^{18}\text{O}$  и -127,7‰  $\delta\text{D}$  в районе Марре-Сале до -20,6‰  $\delta^{18}\text{O}$  и -154,6‰  $\delta\text{D}$  в районе устья реки Еры-Маретаяха. Современные элементарные жилки имеют более тяжелый изотопный состав около -17,0 ‰ для  $\delta^{18}\text{O}$  и -121,0‰ для  $\delta\text{D}$  [5].

Значения изотопного состава ПЖЛ отражают зимние условия [2] времени их формирования. Зимние палеотемпературы в МИС 3 - 2 были на 10-15 градусов ниже современных. Значения изотопного состава жильных льдов в голоцене (МИС 1) отражают более высокую температуру зимой, а химический состав льда указывает на близость моря. На климатические условия Западной Арктики во время позднего плейстоцена существенно влиял западный перенос и колебания уровня моря.

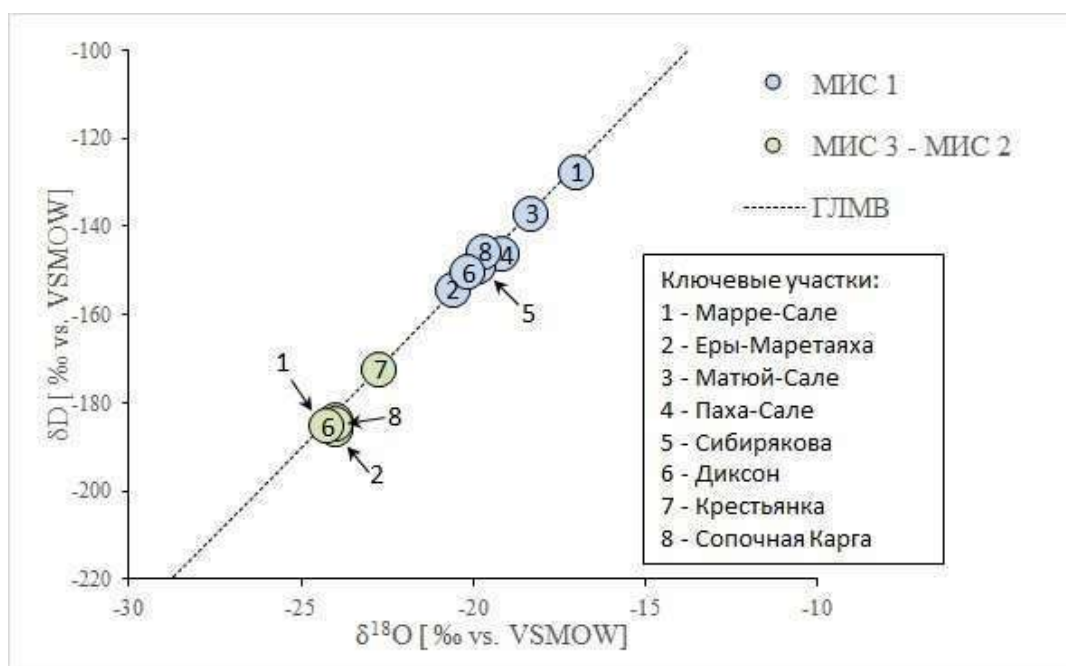


Рис. 2. Диаграмма значений изотопного состава ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) позднеплейстоценовых и голоценовых ПЖЛ исследуемых участков.

Таким образом, формирование льдистых толщ позднего плейстоцена проходило в два этапа: морской (МИС 5 – МИС 3) и континентальный (МИС 3 – МИС 2). Регрессия во время МИС 3 привела к похолоданию, аридизации, синхронно эпикриогенному промерзанию морских отложений и образованию ПЛ. В МИС 3 – МИС 2 дно Карского моря осушилось до 110-120 изобаты [4]. На шельфе и континенте идет активное образование ПЖЛ. Голоценовая трансгрессия и потепление климата привели к затоплению шельфа, развитию термокарста, термоденудации и частичной деградации ПЛ и позднеплейстоценовых ПЖЛ. Заболачивание территории и потепление климата привело к образованию торфяников. В конце климатического оптимума (около 6-5 тыс. лет назад) наблюдается максимум трансгрессии. Похолодание в позднем голоцене (5-3 тыс. лет назад) привело к формированию нового яруса ПЖЛ. Голоценовые льды меньше позднеплейстоценовых по размеру и сформировались в условиях более теплых зим по сравнению с поздний плейстоценом.

*Исследование выполнено в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова "Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды» и ГЗ «Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии» № 121051100164.*

Список литературы:

- [1] Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. – Новосибирск, Наука, – 1981. – 153 с.
- [2] Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). – Москва, РИО Мособлупрполиграфиздат, – 1992. – Т. 1. – 420 с.; Т. 2. – 264 с.
- [3] Maschenko E. N., Serdyuk N. V., Tarasenko K. K. et al. The Zhenya mammoth (*Mammuthus primigenius* (blum.)): taphonomy, geology, age, morphology and ancient DNA of a 48,000-year-old frozen mummy from western Taymyr, Russia // *Quaternary International*. – 2017. – Vol. 445 – P. 104–134.
- [4] Stein R., Niessen F., Dittmers K. et al. Siberian river run-off and late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic ocean: preliminary results // *Polar Research*. – 2002. – Vol. 21(2) – P. 315–322.
- [5] Streletskaaya I.D., Vasiliev A.A., Meyer H. Isotopic Composition of Syngenetic Ice Wedges and Palaeoclimatic Reconstruction, Western Taymyr, Russian Arctic // *Permafrost and Periglac. Process*. – 2011. – Vol. 22. – P.101-106.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХРОНОЛОГИИ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛЕССОВ  
ТЕРСКО-КУМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

**Н.В. Сычев<sup>1</sup>, Е.А. Константинов<sup>1</sup>, А.Л. Захаров<sup>1</sup>, Е.А. Мазнева<sup>1</sup>, М. Фрехен<sup>2</sup>,  
С. Тсукамото<sup>2</sup>, Н.В. Карпухина<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, nvsychev25@igras.ru

<sup>2</sup>Институт ассоциации Лейбница прикладной геофизики, Ганновер, Германия

**NEW DATA ON THE GEOCHRONOLOGY OF THE UPPER QUATERNARY LOESS OF  
THE TERSKO-KUM LOWLAND**

**N.V. Sychev<sup>1</sup>, E.A. Konstantinov<sup>1</sup>, A.L. Zakharov<sup>1</sup>, E.A. Mazneva<sup>1</sup>, M. Frechen<sup>2</sup>,  
S. Tsukamoto<sup>2</sup>, N.V. Karpukhina<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Leibniz Institute for Applied Geophysics, Hannover, Germany

Лессы Предкавказья – наиболее распространенный и полный континентальный палеогеографический архив плейстоцена на юге европейской части России. Лессовые отложения покрывают почти сплошным чехлом пространство от Азовского моря до Прикаспийской низменности [12, 16]. Их мощность изменяется с запада на восток от 10-30 до 100-140 м [17, 10], а возраст может превышать 800 тыс. лет [5, 3].

Верхний плейстоцен наиболее полно изучен в разрезах Приазовья, таких как Беглица, Мелекино, Чумбур-Коса, Семибалки, Воронцовка [4, 5, 6, 14, 15, 17]. Мощность верхнего плейстоцена в этих разрезах изменяется от 4 до 8 метров. А.А. Величко с соавторами [5, 6] выделяют здесь следующие почвенно-стратиграфические горизонты: трубчевский горизонт (МИС 2); брянская почва (МИС 3); мезинский педокомплекс (МИС 5с-5е), разделяемый на крутицкую (МИС 5с) и салынскую почвы (МИС 5е).

Изученность лессов верхнего плейстоцена в центре и на востоке Предкавказья несколько ниже с палеогеографической точки зрения. Отчасти это объясняется меньшей сохранностью лессов верхнего плейстоцена и слабой представленностью этого интервала в геологических обнажениях. Тем не менее, некоторые участки были изучены геологами с помощью бурения: Доно-Сальский водораздел (разрез Волгодонск), Терско-Кумская низменность – скважины в Отказном и Буденновске, шурф-колодец в Степном [8, 10, 2, 3, 1].

В 1986 году в Отказном были проведены масштабные исследовательские работы коллективом специалистов из ПНИИС НПО «Стройизыскания» Госстроя РСФСР (Я.Е. Шаевич, С.Г. Миронюк), МГУ им. М.В. Ломоносова (А.В. Минервин, Н.С. Болиховская), ИГАН СССР (А.А. Величко, В.П. Ударцев, Т.Д. Морозова), СКО ПНИИС (Б.Ф. Галай), Ставрополь-ТИСИЗ (В.И. Ботников). Большое стратиграфическое значение приобрела Скважина-1, пробуренная на вершинной поверхности междуречья вблизи отказненской телевышки до глубины 47 м. На основании строения ЛПС были предложены региональные схемы расчленения плейстоцена [2, 3, 13]. Для нас же интерес представляет верхняя часть (24 метра) отложений, вскрытых опорной Скважиной-1. Хроностратиграфическая интерпретация этого интервала отличается у разных авторов. Так, по данным А.А. Величко и др. [10], В.П. Ударцева и др. [11], Е.П. Вириной и др. [7] и Б.Ф. Галай [8] рассматриваемый интервал представлен верхним плейстоценом. В основании данного интервала, на глубинах 21.5-24.0 м, залегает сдвоенный педокомплекс, интерпретируемый вышеперечисленными авторами как мезинский на основе корреляции с лессовыми разрезами центра и юга ВЕР. Различия между схемой Б.Ф. Галай, с одной стороны, и схемами А.А. Величко, В.П. Ударцева и Е.П. Вириной, - с другой, заключаются лишь в выделении последними интерстадиальной брянской палеопочвы (МИС 3) на глубине около 13 м (таблица 1). Между тем, стратиграфия Н.С. Болиховской кардинальным образом отличается. Опираясь на палиностратиграфию, она выделяет теплый микулинский лесс сразу под голоценовой почвой [2, 3, 13]. Ниже, согласно ее построениям, на глубине 10 м микулинский лесс переходит в днепровский и продолжается до глубины 21.5 м. Нижележащий педокомплекс отнесен к среднеплейстоценовому т.н. черепетьевскому межледниковью.

Таблица 1. Сопоставление стратиграфических схем для верхней части разреза Отказное Скважина-1 (1986 г.) по материалам разных авторов из [10]

По Б.Ф. Галаю (1992)		По В.П. Ударцеву и др.(1989), Е.И. Вириной и др. (1990)		По Н.С. Болиховской (1995)
Литология	Стратиграфия	Литология	Стратиграфия	Стратиграфия
Почва (0-2 м)	pd IV	Почва (0-2 м)	pd IV	III mk (0-8м)
Лесс (2-21 м)	v III ost (v III vd)	Лесс (2-13м)	v III vd	II dn( 8-21м)
		Почва (13-14 м)	pd III br	
		Лесс (14-21м)	v III vd	
Почва (21-24 м)	pd III	Почва (21-24м)	pd III mz	II chr (21-24м)

Таким образом, стратиграфическая интерпретация верхней части ЛПС Отказненского участка остается дискуссионной. Во многом это связано с отсутствием надежных количественных определений возраста отложений – т.н. абсолютных датировок. Целью данной работы является построение максимально достоверной хроностратиграфической схемы верхней части лессово-палеопочвенной серии на участке Отказное путем люминесцентного датирования.

В результате работ авторов - бурением вскрыта верхняя часть (23 метра) плакорной лессово-палеопочвенной серии правобережья реки Кумы в районе села Отказное. Описание кернов и лабораторные анализы (гранулометрический, магнитная восприимчивость, потери при прокаливании) позволили провести лито-стратиграфическое расчленение лессовой толщи в сводной колонке ОТ. Выявлено четыре палеопочвы, разделенные лессовыми горизонтами. Две нижние сближенные палеопочвы хорошо читаются в кернах по темно-бурому цвету, для них характерны выраженные пики магнитной восприимчивости. Две другие - выражены слабо и идентифицируются, главным образом, по вариациям механического состава, органического вещества и карбонатов. Получено 13 люминесцентных дат в двух разных лабораториях: 4 даты во ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) и 9 дат в LIAG (Ганновер, Германия). Результаты датирования показали, что вскрытая лессово-палеопочвенная серия принадлежит позднему плейстоцену и голоцену. Построено три варианта возрастных моделей: две байесовских и одна линейная. Установлено, что линейная модель лучше согласуется с теоретическими представлениями о стратиграфии верхнеплейстоценовой лессово-палеопочвенной серии. Рассчитан возраст границ стратиграфических подразделений и проведена предварительная корреляция с морскими изотопно-кислородными стадиями (МИС): почва S0 - МИС 1; лесс L1LL1 - МИС 2; палеопочва L1SS1 - МИС 3; лесс L1LL2 - МИС 4; палеопочва S1SS1 - МИС 5a; лесс S1LL1 - МИС 5b; палеопочва S1SS2 – МИС 5c; лесс S1LL2 - МИС 5d; палеопочва S1SS3 - МИС 5e. Расчет темпов осадконакопления показал, что минимальные скорости прироста лессовой толщи приходились на голоцен (9 см / тыс. лет) и микулинское время (10 см/тыс. лет), а максимальные – на конец среднего - начало позднего валдая (79 см/тыс. лет). Педостратиграфия и характерные вариации состава дают основания для проведения корреляции сводной колонки ОТ с керном опорной Скважины-1, пробуренной в Отказном в 1986 году.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-77-10104.*

Список литературы:

- [1] Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. – М. – Изд-во МГУ. –1995. – 270 с.
- [2] Балаев Л.Г., Царев П.В. Лёссовые породы Центрального и Восточного Предкавказья. – М. – Наука. – 1964. – 248с.
- [3] Болиховская Н.С., Маркова А.К., Фаустов С.С. Изменения ландшафтно-климатических условий в Терско-Кумской низменности в плейстоцене // Вестник Московского университета. Серия 5: География, издательство Изд-во Моск. ун-та. – М. – 2015. – № 1. – С. 55-70

- [4] Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // Доклады Академии наук. –2009. – Том 428. – № 6. – с. 815–819.
- [5] Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М., Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // Доклады Академии наук, издательство Наука. – М. –2012. – Том 445. – № 4. – с. 464-467.
- [6] Величко А.А., Янг Т., Алексеев А.О., Борисова О.К., Калинин П.И., Конищев В.Н., Кононов Ю.М., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Панин П.Г., Рогов В.В., Сарана В.А., Тимирева С.Н., Чубаров И.Г. Сравнительный анализ изменений условий осадконакопления за последний межледниково-ледниковый макроцикл в лёссовых областях юга Восточно-Европейской равнины (Приазовье) и центрального Китая (Лёссовое плато) // Геоморфология, издательство Наука. –М. – 2017. – № 1. –С. 3-18. – DOI: 10.15356/0435-4281-2017-1-3-18
- [7] Вирина Е.И., Ударцев В.П. Палеомагнитная стратиграфия лёссово-почвенных отложений Предкавказья // Четвертичный период: Методы исследования, стратиграфия, экология: Тез. докл. IV Всесоюз. совещ. – Таллинн. – 1990. – Том 1. – С. 19-20.
- [8] Галай Б.Ф. Литогенез и просадочность эоловых лессов (на примере Центрального Предкавказья). Автореф. Дисс. ... докт. Геол.-мин наук. – М. – 1992. – 32 с.
- [9] Константинов Е.А., Мазнева Е.А., Сычев Н.В., Захаров А.Л., Филиппова К.Г. Закономерности пространственной изменчивости позднеплейстоценовых и голоценовых лёссов Предкавказья // География и природные ресурсы, издательство Гео. – Новосибирск. –2020 – № 3.– С. 98-107. – DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2020-3(98-107)
- [10] Опорные инженерно-геологические разрезы лессовых пород Северной Евразии/ Ред. В.Т. Трофимова. КДУ.М. – 2008. – 608 с.
- [11] Ударцев В.П., Болиховская Н.С., Вирина Е.И. Опорные разрезы, хроностратиграфия и палеогеография лёссовых толщ Предкавказской лёссовой области // Инженерная геология лёссовых пород: Тез. докл. Всесоюз. сов. Кн. 2. – Ростовн/Д. – 1989. –С. 102-103.
- [12] Astakhov V., Pestova L., Shkatova V. Loessoids of Russia: Varieties and distribution // Quaternary International, Pergamon Press Ltd.–United Kingdom.–2021. P. ... – <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.005>
- [13] Bolikhovskaya N.S., Faustov S.S., Markova A.K. Pleistocene climatic stratigraphy and environments of the Terek-Kuma Lowland (NW Caspian sea region) inferred from palynological, paleomagnetic and rodent records of the long Otkaznoye sediment sequence // Quaternary International, Pergamon Press Ltd. –United Kingdom.–book409.–2016.–P. 16-32. DOI: 10.1016/j.quaint.2015.09.067
- [14] Chen, J., Yang, T., Matishov, G.G., Velichko, A.A., Zeng, B., He, Y., Shi, P., Fan, Z., Titov, V.V., Borisova, O.K., Timireva, S.N., Konstantinov, E.A., Kononov, Y.M., Kurbanov, R.N., Panin, P.G., Chubarov, I.G. A luminescence dating study of loess deposits from the Beglitsa section in the Sea of Azov, Russia // Quaternary International, Pergamon Press Ltd. – United Kingdom. – 2018a.– 478. –P. 27–37. – <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.11.017>.
- [15] Chen, J., Yang, T., Matishov, G.G., Velichko, A.A., Zeng, B., He, Y., Shi, P.-h., Luminescence chronology and age model application for the upper part of the Chumbur-Kosa loess sequence in the Sea of Azov, Russia // J. Mt. Sci.–2018b.–15.– P.504–518.–<https://doi.org/10.1007/s11629-017-4689-0>.
- [16] Haase, D., Fink, J., Haase, G., Ruske, R., P'ecsi, M., Richter, H., Altermann, M., J'ager, K.-D., Loess in Europe – its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000. Quaternary Science Review. – 2007. –26. – P. 1301–1312.–<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.003>.
- [17] Mazneva E., Konstantinov E., Zakharov A., Sychev N., Tkach., Kurbanov ., Sedaeva., Murray A. Middle and Late Pleistocene loess of the Western Ciscaucasia: Stratigraphy, lithology and composition // Quaternary International, Pergamon Press Ltd.–United Kingdom. –2021. – P. 146-163 <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.039>

**РАНЖИРОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПАЛЕОПОЧВ ПО СТЕПЕНИ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ РАЗВИТИЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ РАЗНОПЕРИОДНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ РИТМОВ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА****С.А. Сычева**

Институт географии РАН, Москва, Россия, sychevasa@mail.ru

**RANKING OF QUATERNARY PALEOSOLS BY DEGREE AND DURATION OF DEVELOPMENT AS A REFLECTION OF DIFFERENT-PERIOD CLIMATIC RHYTHMS OF THE NEOPLEISTOCENE****S.A. Sycheva**

Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Специальная классификация четвертичных палеопочв еще не разработана, а существующие классификации современных (поверхностных или дневных) почв не подходят для описания всего разнообразия палеопочв [6]. Они не удовлетворяют запросам как палеопедологии, так и смежных дисциплин: палеогеографии (палеопочвы для реконструкции природной среды) и четвертичной геологии (палеопочвы как стратиграфические реперы при расчленении субаэральных и субаквальных толщ). Изучение всех видов палеопочв от слаборазвитых до педолитокомплексов и почвенных свит, сформированных в разных биоклиматических и геоморфологических обстановках, и построение их классификации с целью выявления, как глобальных закономерностей, так и региональных особенностей отражения в развитии почв климатических ритмов является одной из первостепенных задач эволюционной географии – направления, предложенного А.А. Величко [3].

Сочетание процессов почвообразования и рельефообразования являются определяющим фактором для создания разнообразия почв. В зависимости от длительности и интенсивности этих процессов могут формироваться различные почвенные тела: от субаэральных осадочных пород, в признаках которых с трудом улавливаются следы почвообразования и эмбриональных почв, до полноразвитых эпигенетических почв, педокомплексов и свит почв. Изучению разнообразия почв по степени развития и сочетания с процессами осадконакопления и денудации посвящали свои работы А.Л. Александровский, И.П. Герасимов, М.И. Глазовская, И.В. Иванов, В.О. Таргульян и другие [1, 4, 5, 7-9]. В результате обобщения многих работ исследователей можно выделить следующие группы почв.

***Разнообразие четвертичных почвенных тел.***

1. Полноразвитые (полнопрофильные) почвы формируются длительное время (более 500-1000 лет), наиболее достоверно и комплексно отражают экологические условия.

1. Эпигенетические или «нормальные» почвы – формируются в условиях наименьших скоростей рельефообразования на стабильной поверхности. Скорости почвообразования существенно превышают скорости осадконакопления или денудации. Успевает сформироваться дифференцированный на горизонты профиль почв (почвы вначале «растут» вниз за счет биотурбаций, затем – немного вверх за счет разрыхления корнями, поступления биомассы и некоторого количества эоловой пыли).

2. Сингенетические (синлитогенные) почвы – формируются длительное время в условиях повышенного осадконакопления, но и скорости почвообразования высоки. Отлагающаяся порода успевает прорабатываться почвенными процессами (почвы «растут» вверх). Почвенный профиль растянут, горизонты повышенной мощности, их трудно разделить друг от друга.

3. Денудационные почвы – формируются длительное время в условиях преобладающей роли различных денудационных процессов: дефляции, смыва. Скорости почвообразования высоки. Почвы растут вниз, так как верхняя часть профиля уничтожается эрозией. Но основные горизонты почвы успевают формироваться. Вследствие периодического

уничтожения верхней части, профиль таких почв укорочен, однако он сохраняет диагностическое сочетание горизонтов и основные признаки.

II. Слаборазвитые (синонимы: эмбриональные, пионерные, инициальные) почвы – формируются от 30-50 лет до 100-500 лет. В зависимости от длительности развития, характера материнской породы, сочетания тепла и влаги успевает образоваться один горизонт А мощностью 5-10 см за 20-50 лет, или маломощный, слабо дифференцированный профиль в условиях умеренного климата голоцена за 50-100 лет.

III. Педолиты – породы, имеющие почвенные признаки. Это – крайний случай синлитогенных почв. Пример, лессы, являющиеся нижней частью почвенного профиля, образованного *in situ*, гор. ВС или фактически материнской породой, имеющей некоторые почвенные признаки.

IV. Педореликты – признаки почв предыдущих стадий обычно в профилях полно развитых почв. Фактически – это эксгумированные почвы, испытавшие диагенетические преобразования, но находящиеся в пределах профиля почвы. Их называют поверхностными палеопочвами в том случае, если они участвуют в функционировании современных почв.

V. Почвенные отложения или педоседименты – осадочные породы, образованные за счет разрушения и переотложения горизонтов эпигенетических или синлитогенных почв. Процессы переотложения различны, чаще это – склоновые процессы: солифлюкционные, делювиальные, пролювиальные, а также аллювиальные, эоловые и другие. Педоседименты часто сохраняют некоторые признаки, позволяющие установить генезис исходных почвенных горизонтов, из которых они образованы.

VI. Ритмично построенные почвенно-седиментационные образования – педоциклиты или педоритмиты – почвенно-литогенные образования, формирующиеся в результате попеременного преобладания почвообразования над осадконакоплением и наоборот, отражающие смену условий, благоприятных и не благоприятных образованию почв. Формируются сложные почвенно-седиментационные толщи.

Ярким проявлением климатических изменений в четвертичном периоде является чередование в разрезах палеопочв и отложений: лессов, покровных суглинков и других отложений [2, 3, 10, 15, 16]. Почвы – специфические биокосные системы, записывают в своем составе, свойствах и организации основные процессы биосферно-геосферных взаимодействий, происходящие на фоне разнопериодных климатических ритмов. Однако палеопочвы фиксируют не только палеоэкологические условия их формирования, наиболее благоприятные для развития биоты, но и показывают масштабность климатического ритма: его длительность и глубину амплитуд колебаний. Эволюция палеопочв отражает разные фазы климатических ритмов [9]. В четвертичных разрезах почвы чередуются с породами: лессами, покровными, делювиальными суглинками, многие из которых образованы из разрушенных почв или обладают признаками инициального почвообразования. Такие почвоподобные образования и породы также отражают фазы климатических ритмов, но другие, чем почвы – морфолитогенные фазы.

Палеопочвы, как правило полихронны и полигенетичны. Они фиксируют не только совокупности почвообразовательных процессов, функционировавшие в оптимальную (а их могло быть несколько) и заключительную стадии межледниковья, интерстадиала или другого теплого интервала, а также запечатлевают природные процессы, действовавшие при погребении: пирогенные, криогенные, усиленного осадконакопления, сноса и переотложения, а также диагенетические процессы, преобразовавшие почвы уже после погребения.

Расшифровка почвенно-седиментационных последовательностей, развитых в транзитно-аккумулятивных и аккумулятивных ландшафтах, позволяет получить последовательные изменения ландшафтов и климата на суше. Наиболее детальные записи палеоклиматических событий дешифрировались на основании изучения в основном водных и субаквальных архивов: болотных, озерных, морских, океанических, ледовых осадков. Четвертичные палеопочвы отличаются высокой степенью разнообразия, зависящей не только

от климатических и геоморфологических условий, но от длительности развития или эволюции. Изучение четвертичных палеопочв разной степени развития, как фиксаторов и отражателей разных по продолжительности и амплитуде климатических сигналов, является актуальной задачей для палеогеографии и геологии [3, 9].

Основными климатическими ритмами позднего плейстоцена являются: 100-тысячелетний – межледниково-ледниковый, 41-, 23-, 19-тысячелетние – интерстадиально-стадиальные и 1500-2000-летние, проявившиеся в изменениях многих компонентов и процессов био-, лито-, и геосферы. Каждый из этих ритмов характеризовался климатическими фазами, как благоприятными для развития растительности и почв (педогенные), так экстремальными и переходными, когда почвообразование в той или иной степени подавлялось рельефообразующими процессами (морфолитогенные). Нами предложено подразделять четвертичные палеопочвы по степени развития на фоне различных климатических ритмов. Это первый шаг в данном направлении.

***Ранжирование четвертичных почв по степени развития и их связи с различными климатическими ритмами.***

Класс 1. Эмбриональные, пионерные, инициальные почвы. Отражают ритмы продолжительностью 90-500 лет. Длительность педогенной фазы от 30 лет до первых сотен. Профиль АС или ВС. Мощность от нескольких см до 10-20 см. Пример: почвы позднеледниковья МИС 2 [11, 14, 16].

Класс 2. Моногенетичные почвы. Отражают ритмы продолжительностью 1500-2000 лет (Шнитникова, Бонда, Дансгаарда–Эшгера). Длительность педогенной фазы от 500 лет до 1300 лет. Профиль: А-В-С. Мощность от 20 до 40-60 и более см. Примеры: голоценовые почвы пойм и балок (МИС 1) [1, 13]. Палеопочвы МИС 3 в Костенках [12].

Класс 3. Интерстадиальные 2-3-х стадийные почвы. Ритмы продолжительностью 19-23 тыс. лет. Длительность фазы активного почвообразования – от 1500 лет до 3000 лет. Мощность профиля от 40 до 80 см. Пример: Александровская палеопочва [15].

Класс 4. Мегаинтерстадиальные палеопочвы. Ритм продолжительностью 41-44 тыс. лет. Длительность фазы активного почвообразования – от 3000 лет до 7000 лет. Полигенетичные почвенно-литологические тела, образовавшиеся в мегастадиально-межстадиальный ритм. Мощность профиля от 80 до 120-140 см. Примеры – брянская, стрелецкая, кукуевская почвы [10, 15]. Их эволюция включает несколько стадий развития.

Класс 5. Межледниковые палеопочвы: рышковская или салынская [8]. Ритм продолжительностью 80-120 тыс. лет. Длительность активного почвообразования – 12-15 тыс. лет. В депрессиях формируются межледниковые педолитокомплексы, на склонах и плакорах – полигенетические, часто эродированные почвы. На плакорах мощность профиля составляет 140-180 см, в палеодепрессиях достигает 250-350 и больше см. Эволюция межледниковых педолитокомплексов включает несколько стадий развития, а также седиментационные этапы. На плакорах межледниковые палеопочвы вместе с мегаинтерстадиальными и интерстадиальными палеопочвами одного межледниково-ледникового ритма образуют свиты почв или педокомплексы, отдельные почвы которых наложены, совмещены или разделены эрозионными и криогенными границами.

Класс 6. Серии палеопочв. Ритм продолжительностью 400-450 тыс. лет. Включают 2-4 межледниковые почвы или свиты почв, формировавшиеся в интервале от одной рельефообразующей эпохи врезания до другой [2]. Педосерия – это несколько сближенных палеопочв, формировавшихся в два и более межледниково-ледниковых цикла. Суммарная мощность достигает несколько метров. Например, инжавинская, каменские и роменская почвы образуют один 400-летний ритм.

Класс 7. Формация почв, отражает ритм продолжительностью 0,8-1,0 млн. лет. Формируются в близких глобальных климатических условиях. Пример: лессово-почвенная формация среднего и позднего плейстоцена, включает почвы умеренного пояса (черноземы, лувисоли и др.), близкие к современным и лессы – педолиты или почво-породы перигляциальных обстановок. Продолжительность около 800-тысяч лет. До этого в



эоплейстоцене господствовала красноцветная формация, состоящая из красноземов, желтоземов, слитых почв преимущественно субтропического пояса, чередующая в разрезах с лессоподобными отложениями [2].

*Выполнено в рамках государственного задания ИГ РАН № 0148-2019-0006 и при поддержке РФФИ, грант № 19-29-05024мк.*

Список литературы.

[1] Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда М.: Наука, 2005. 223 с.

[2] Веклич М.Ф. Палеозтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. К.: Наукова думка. 1982. 208 с.

[3] Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 562 с.

[4] Герасимов И.П. Новые пути в геоморфологии и палеогеографии. М.: Наука, 1976. С. 198-207.

[5] Глазовская М.А. Денудационно-аккумулятивные структуры почвенного покрова как формы проявления педолитогенеза // Почвоведение, 2000, № 2, с. 134-147.

[6] Классификация и диагностика почв России // Смоленск: Ойкумена, 2004. 341 с.

[7] Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. Отв. ред. В.О. Тарагульян, С.В. Горячкин М: ЛКИ, 2008. 687 с.

8. Эволюция почв и почвенного покрова. Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. М.: ГЕОС, 2015. С. 732-753.

[9] Сычева С.А. Эволюционное почвоведение – новое направление в почвоведении // Эволюция почвенного покрова: история идей и методы, голоценовая эволюция, прогнозы. Пушино: ИФХИБПП, 2009. С. 51–53.

[10] Gerasimenko N. Upper Pleistocene Climatic Variations in Ukraine Recorded by Loess-Paleosol and Vegetational Successions // GeoLines, 2000. 11. P. 86-89.

[11] Frechen M., van Vliet-Lanoe B., van den Haute P. The Upper Pleistocene loess record at Harmignies/ Belgium – high resolution terrestrial archive of climate forcing // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. 173. P. 175-195.

[12] Sedov S.N., Khokhlova O.S., Sinitsyn A.A., Korkka M.A., Pusakov A.V., Ortega B., Rozanova M.S., Kuznetsova A.M., Kazdumh A.A. Late Pleistocene paleosol sequence as an instrument for the local paleogeographic reconstruction of the Kostenki 14 key section (Voronezh Oblast) as an example. Eurasian Soil Science. 2010. 43. P. 876-892.

[13] Sycheva S.A. Long-term pedolithogenic rhythms in the Holocene // Quaternary International 152-153 (2006) 181-191.

[14] Sycheva S.A., Bessudnov A.N., Chepalyga A.L., Sadchikova T.A., Sedov S.N., Simakova A.N., Bessudnov A.A. Divnogorie pedolito-complex of Russian plain: the final Pleistocene deposits and environments based on the Divnogorie 9 geoarchaeological site (middle reaches of the Don river) // Quaternary International, 2016, 418 (5), 49-60.

[15] Sycheva S., Frechen M., Terhorst B., Sedov S., Khokhlova O. Pedostratigraphy and chronology of the Late Pleistocene for the extra glacial area in the Central Russian Upland (reference section Aleksandrov quarry) // Catena, 194, 104689.

[16] Terhorst B., Thiel Ch., Peticzka R., Sprafke T., Frechen M., Fladerer F.A., Roetzel R., Neugebauer-Maresch Ch. Casting new light on the chronology of the loess/ paleosol sequences in Lower Austria; Eiszeitalter und Gegenwart // Quaternary Science Journal. 2011. 60. P. 270-277.

**МАТЕРИАЛ ЛЕДОВОГО И АЙСБЕРГОВОГО РАЗНОСА В ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРОЛИВА ФРАМА И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ**

**Е.Е. Талденкова<sup>1</sup>, Я.С. Овсепян<sup>2</sup>, Р.Ф. Шпильхаген<sup>3</sup>, Х.А. Баух<sup>4</sup>, Н.О. Аверкина<sup>1</sup>, С.Д. Николаев<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия, etaldenkova@mail.ru

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, yaovsepyan@yandex.ru

<sup>3</sup>Гельмгольц Центр по изучению океана в Киле (ГЕОМАР), Киль, Германия, rspielhagen@geomar.de

<sup>4</sup>Гельмгольц Центр по полярным и морским исследованиям им. Альфреда Вегенера (АВИ), Бремерхаузен, Германия, hbauch@geomar.de

**ICE- AND ICEBERG-RAFTED DEBRIS IN THE POSTGLACIAL AND HOLOCENE SEDIMENTS OF THE EASTERN FRAM STRAIT AND THE LAPTEV SEA CONTINENTAL MARGIN**

**E.E. Taldenkova<sup>1</sup>, Ya.S. Ovsepyan<sup>2</sup>, R.F. Spielhagen<sup>3</sup>, H.A. Bauch<sup>4</sup>, N.O. Averkina<sup>1</sup>, S.D. Nikolaev<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany

<sup>4</sup>Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

Содержание крупнозернистого (более 500 мкм) терригенного материала ледового и айсбергового разноса (ice- and iceberg rafted debris, IRD) в осадках арктических морей позволяет судить как о динамике ледниковых щитов, окружающих Арктический бассейн, так и о вариациях размера морского ледового покрова [1]. Под континентальной окраиной моря Лаптевых в данном исследовании мы подразумеваем внешний шельф и континентальный склон в диапазоне глубин 50-1000 м. В настоящее время в осадках моря Лаптевых повсеместно встречается материал ледового разноса разной размерности, включая и крупнозернистый [2-4]. Кроме того, в осадках присутствует и материал айсбергового разноса, который продуцируется ледниковыми шапками Северной Земли. В восточной части пролива Фрама сезонные льды присутствуют только в его северной части, и содержание крупнозернистого IRD низкое [5].

Ранее нами было изучено распределение IRD в осадках AMS<sup>14</sup>C датированных колонок из западной части моря Лаптевых [6]: с внешнего шельфа (PS51/159, глубина моря 60 м) и с верхней части континентального склона (PS51/154, глубина моря 270 м). Возраст основания колонок составляет 12.2 и 17.6 календарных тысяч лет назад (кал.тыс.л.н.), соответственно. Содержание IRD определяется нами как количество минеральных зерен во фракции более 500 мкм, подсчитанных под бинокуляром, на единицу веса исходного непромытого осадка. В дальнейшем было исследовано содержание IRD в осадках AMS<sup>14</sup>C датированных колонок с континентального склона восточной части моря Лаптевых. Колонка PS2458 – наиболее глубоко расположенная из всех изученных нами в море Лаптевых (глубина моря 938 м), а колонка PS51/118 отобрана с самой верхней части континентального склона вблизи бровки шельфа (глубина моря 122 м). Возраст основания колонок равен 17.6 и 10.8 кал. тыс. л.н., соответственно. Надо отметить, что возраст основания колонок PS51/154 и PS2458 – экстраполированный; а наиболее древние из датировок для PS51/154 – 15.4 кал. тыс. л.н. с глубины 569 см [6-7] при общей длине керна 700 см, а для PS2458 - 14.6 кал. тыс. л.н. с глубины 625 см [8] при общей длине керна 822 см. Колонка MSM5/5-723-3 с западного континентального склона Шпицбергена (глубина моря 1359 м), которая также детально

датирована AMS<sup>14</sup>C методом [5, 9, наши неопубл. данные] изучена нами в своей верхней части (0-677 см), соответствующей по возрасту последним 18.5 кал. тыс. лет.

По совокупности данных по всем исследованным колонкам из моря Лаптевых выделены 2 периода повышенного содержания IRD в осадках – начало дегляциации, примерно 16-17.6 кал. тыс. л.н., и средний-поздний голоцен, после 7.4 кал. тыс. л.н. Содержание IRD в течение большей части дегляциации невелико, незначительное увеличение отмечено только в позднем дриасе около 11.7-12.7 кал. тыс. л.н. В раннем голоцене оно минимально, что свидетельствует о наибольшем потеплении, сокращении размеров ледников Сев. Земли и смещении к северу среднесезонной границы льдов. Все пики IRD в западной части моря Лаптевых на 1-2 порядка выше одновозрастных пиков в его восточной части. Вероятно, это связано с поставками айсбергового IRD, за счет роста и выдвижения к уровню моря ледников Сев. Земли. На это указывает высокое содержание в них филлитов, характерных пород этого архипелага [6]. Айсберги, в основном, таяли в западной части моря Лаптевых или выносились на север с Трансполярным дрейфом, почти не достигая восточной континентальной окраины моря.

В восточной части пролива Фрама содержание IRD велико в течение всей дегляциации, за исключением интервала 14.2-14.4 кал. тыс. л.н., когда осадки были чрезвычайно тонкозернистыми за счет притока богатых взвесью холодных талых вод активно тающего Баренцевоморского ледника [10]. В раннем голоцене, после небольшого пика в самом его начале 11.5-11.7 кал. тыс. л.н., и далее в среднем голоцене примерно до 5-6 кал. тыс. л.н., IRD практически отсутствует, что указывает на завершение поставки айсбергов континентальными ледниками, потеплении климата, предельно сокращенном сезонном ледовом покрове и выходе атлантических вод на поверхность.

В среднем-позднем голоцене пики IRD в море Лаптевых имеют периодичность 1-1.5 тысяч лет, и приурочены к следующим временным интервалам: 7-7.4; 6.4-6.6; 5-5.8; 2.8-3.8, 1.6-2 и 0.8-1.2 кал. тыс. л.н. [11]. Максимальные по численности пики IRD в обеих частях моря отмечены около 3 кал. тыс. л.н. Помимо поставок айсбергового IRD в западной части моря, в обоих регионах рост количества IRD связан со смещением к югу сезонной границы льдов в ходе похолодания и соответствующим увеличением количества ледового IRD. Этот материал попадает в дрейфующий лед, образованный на мелководье в период осенних штормов при ледообразовании, и переносится к сезонной границе льдов [4]. Следующим летом он либо вытаскивается в пределах моря Лаптевых, либо выносится с Трансполярным дрейфом за его пределы. Соответственно, чем ближе к берегу сезонная граница льдов, тем большее количество IRD вытаскивается в пределах моря Лаптевых, что и было отмечено нами в исследованных колонках [6]. Одновременно с увеличением IRD отмечается и рост процентного содержания мелководных видов микрофоссилий (при преобладании относительно глубоководных видов), что мы также связываем с аналогичным механизмом поставки материала из прибрежных зон моря [6]. В восточной части моря Лаптевых количество IRD в осадках более мелководной колонки PS51/118 в 2-3 раза выше, чем в колонке PS2458. В западной части моря Лаптевых количество IRD, наоборот, выше на континентальном склоне, чем на внешнем шельфе, что подтверждает предположение о значительном вкладе материала айсбергового разноса с Сев. Земли в этой части моря. В восточной части пролива Фрама основное увеличение IRD наблюдается после 2 кал. тыс. л.н., что согласуется с расширением сезонного ледового покрова [5].

Список литературы:

- [1] Stein R. Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment. – Amsterdam, Elsevier, – 2008. – 592 p.
- [2] Reimnitz E., Dethleff D., Nürnberg D. Contrasts in Arctic shelf sea-ice regimes and some implications: Beaufort Sea versus Laptev Sea // *Mar. Geol.* – 1994. – Vol. 119. – P. 215-225.
- [3] Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D., Eicken H., Kassens H., Letzig T., Reimnitz, E., Thiede J. Sediments in Arctic sea ice: implications for entrainment, transport and release // *Mar. Geol.* – 1994. – Vol. 119. – P. 185-214.

- [4] Eicken H., Reimnitz E., Alexandrov V., Martin T., Kassens H., Viehoff T. Sea ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export // *Cont. Shelf Res.* – 1997.– Vol. 17.– № 2. – P. 205-233.
- [5] Müller J., Werner K., Stein R., Fahl K., Moros M., Jensen E. Holocene cooling culminates in sea ice oscillations in Fram Strait // *Quat. Sci. Rev.* – 2012.– Vol. 47. –P. 1-14.
- [6] Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J., Nikolaev S., Rostovtseva Y., Ovsepyan Y., Pogodina I., Kandiano E. History of ice-rafting and water mass evolution at the Northern Siberian continental margin (Laptev Sea) during Late Glacial and Holocene times // *Quat. Sci. Rev.* – 2010. – Vol.29. – № 27-28. – P. 3919-3935.
- [7] Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global Planet. Change.* – 2001. – Vol.31. – P. 125–139.
- [8] Spielhagen R.F., Erlenkeuser H., Siebert C. History of freshwater runoff across the Laptev Sea (Arctic) during the Last deglaciation // *Global Planet. Change.* – 2005. – Vol.48 (1–3). – P. 187–207.
- [9] Werner K., Müller J., Husum K., Spielhagen R.F., Kandiano E.S., Polyak L. Holocene sea subsurface and surface water masses in the Fram Strait e Comparisons of temperature and sea-ice reconstructions // *Quat. Sci. Rev.* – 2016. – Vol. 147. – P. 194-209.
- [10] Jessen S.P., Rasmussen T.L., Nielsen T., Solheim A. A new Late Weichselian and Holocene marine chronology for the western Svalbard slope 30,000 cal years BP // *Quat. Sci. Rev.* – 2010. – Vol. 29. – P. 1301-1312.
- [11] Аверкина Н.О., Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С., Шпильхаген Р.Ф., Баух Х.А., Николаев С.Д. История восточной континентальной окраины моря Лаптевых в голоцене: литологические и микропалеонтологические данные // *Вестник Моск. Ун-та. Сер. 5. География.* – 2021. –№ 1 – С. 43-53.

**ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ КРИОГЕНЕЗ В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ  
НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА ЧЕРНЫЙ ЯР**

**Н.А. Таратунина<sup>1,2</sup>, В.В. Рогов<sup>2,3</sup>, И.Д. Стрелецкая<sup>2</sup>, А.Н. Курчатова<sup>3,4</sup>, Т.А. Янина<sup>1,2</sup>,  
Р.Н. Курбанов<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, taratunina@igras.ru

<sup>2</sup> Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия

<sup>4</sup> Тюменский Индустриальный университет, Тюмень, Россия

**CRYOGENESIS IN THE LOWER VOLGA REGION  
(ON THE EXAMPLE OF THE CHERNY YAR SECTION)**

**N.A. Taratunina<sup>1,2</sup>, V.V. Rogov<sup>2,3</sup>, I.D. Streletskaia<sup>2</sup>, A.N. Kurchatova<sup>3,4</sup>, T.A. Yanina<sup>1,2</sup>,  
R.N. Kurbanov<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Lomovosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Institute of Earth Cryosphere Tyumen Scientific Center SB RAS, Tyumen, Russia

<sup>4</sup> Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia

В работе представлены результаты изучения разреза Черный Яр (рис. 1). Изучен криогенный горизонт разреза Черный Яр. Определено время формирования криогенного горизонта посредством датирования методом ОСЛ-датирования вмещающих и формирующих криогенную структуру отложений.

**Методы**

В 2017-2021 гг. в Нижнем Поволжье был изучен ряд разрезов, вскрывающих горизонты с криогенными структурами. В один из сезонов проведены работы на разрезе Черный Яр, расположенном в борту оврага на правом берегу р. Волга (в 1 км юго-восточнее одноименного села). В рамках полевых исследований выполнено описание разреза, зачистка стенок, детальное описание и опробование одной из структур на комплекс лабораторных анализов (гранулометрический, микроморфологический, минералогический, абсолютное датирование методом оптически стимулированной люминесценции).



Рис. 1. Общий вид разреза Черный Яр.

В рамках работы на лазерном гранулометре Mastersizer 3000 выполнен гранулометрический анализ вмещающих и формирующих криогенную структуру отложений; проведено дробное изучение минералогического состава отложений с определением степени их криогенного преобразования с использованием дифрактометра D2 Phaser; выполнено исследование микростроения и морфологии кварцевых зерен с применением растровой электронной микроскопии (ТМ 3000). Комплексный криолитологический анализ выполнен в лаборатории криотрасологии ТюмНЦ СО РАН.

Определение возраста методом люминесцентного датирования по кварцу и полевым шпатам выполнено в Северной лаборатории люминесцентного датирования (Орхусский университет, Дания) по стандартной методике [1]. Всего получено шесть датировок.

### **Результаты**

*Полевые исследования.* Строение разреза Черный Яр представлено субэвральными, речными и морскими отложениями (рис. 2а). Нижняя (вскрытая) часть разреза представлена несколькими горизонтами песков разного цвета и гранулометрического состава, слоистых, без слоистости (русловой аллювий), объединенных в один горизонт мощного (слой 11). Переход руслового аллювия в тонкодисперсные пойменные отложения (слои 8-7) представлен плотным, цементированным песком (слои 10-9). Слои 6-3 представлены различными песками (с косой слоистостью, без слоистости, насыщенные малакофауной), которые перекрыты толщей шоколадоподобных суглинков (слой 2). Завершает строение разреза современная почва (слой 1).

В разрезе вскрыт горизонт с криогенными структурами (рис. 2) – мелкими и крупными псевдоморфозами до 1,3 м по вертикали, с неровными, четкими границами. Расстояние между первыми составляет в среднем 40-50 см, между крупными – до 1,5 м. Структуры секут слои 7-8, и заполнены вышележащим песчаным материалом слоя 6. Вмещающие отложения представлены глинами с сетчатой текстурой и следами почвообразования в верхней части слоя 7.

*Гранулометрический анализ.* Выполнено определение состава для 10 образцов вмещающих и формирующих псевдоморфозу отложений. Отложения, формирующие тело псевдоморфозы, представлены преимущественно песчаной фракцией (до 80%); содержание глин составляет не более 10%. Содержание пылеватой фракции варьируется в пределах 20-35%. Вмещающие отложения в большом количестве содержат глинистую фракцию (до 40%). Основу гранулометрического состава составляет пылеватая фракция.

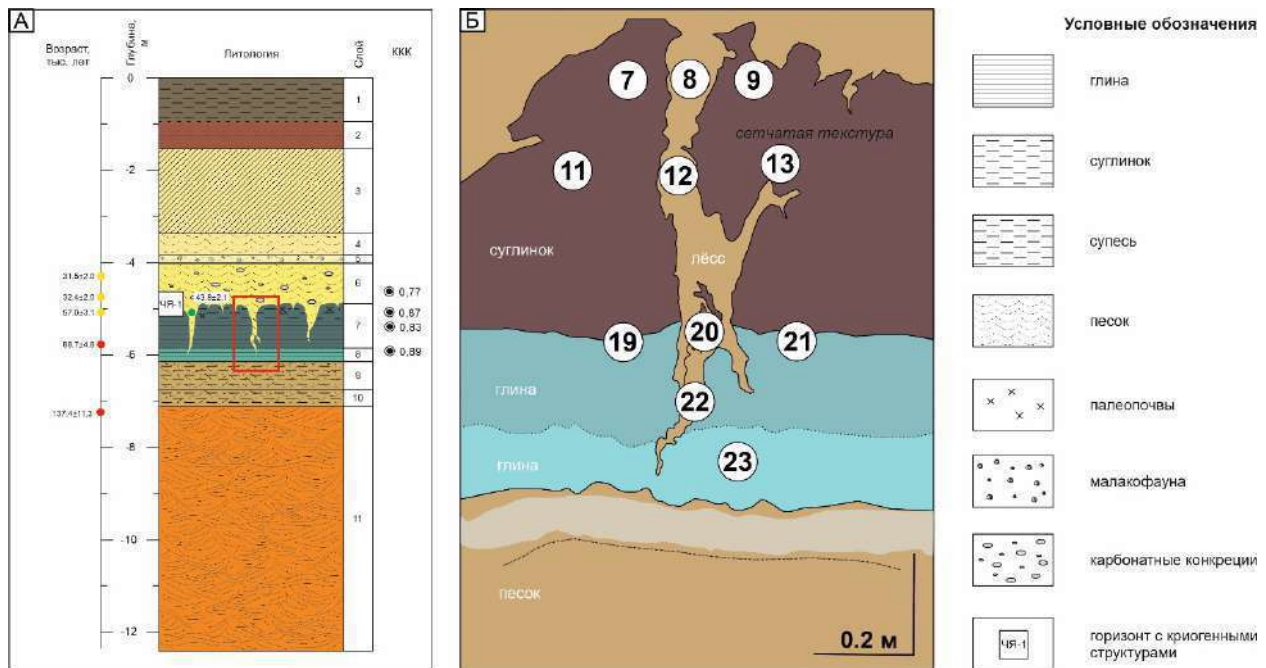


Рис. 2. А – Схема разреза Черный Яр; Б – схема опробования криогенной структуры (номера обозначены точки отбора образцов).

*Сканирующая электронная микроскопия.* Верхняя часть вмещающих отложений (слой 7) в большом количестве содержит остатки растений; в этом же слое присутствуют поры до 0,4 мм в диаметре, стенки которых уплотнены (рис. 3а). Кварцевые зерна имеют различную морфологию: встречаются как угловатые частицы со сколами (рис. 3б), бороздами (рис. 3в), гладкими свежими поверхностями (рис. 3б-в), так и окатанные зерна изометричной формы (рис. 3г). На зернах вмещающих отложений – повторно осажженный кремний, следы травления. Встречены агрегаты кальцита.

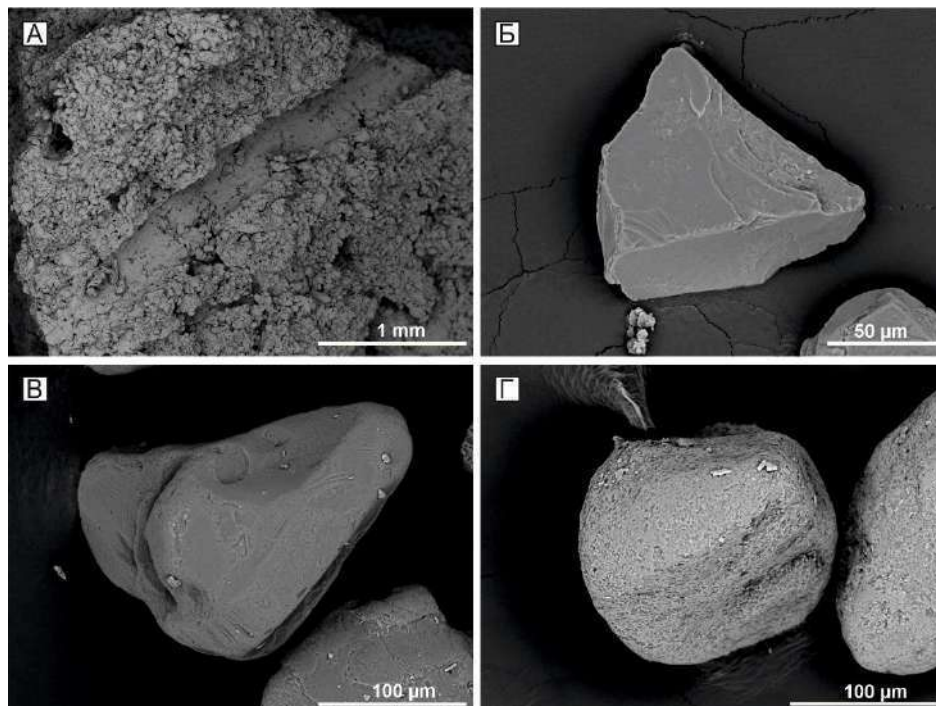


Рис. 3. Морфология кварцевых зерен и агрегатов вмещающих псевдоморфозу отложений (слой 7): А – поры в микростроении; Б – зерно с раковистыми сколами; В – зерно со сглаженными углами и параллельными бороздами (белые стрелки); Г – зерно изометричной формы.

*Минералогический анализ.* Расчет ККК для отложений разреза Черный Яр показывает значения менее единицы: для заполнителя псевдоморфозы он составляет 0,77; для вмещающих отложений выше – от 0,83 до 0,89 (рис.2).

*Абсолютное датирование.* Выполнено определение возраста шести образцов. Результаты представлены на рис 2. Три из них позволяют определить время формирования структуры: из верхней части слоя 7 получена дата  $57,0 \pm 3,1$  тыс.л. Заполнитель верхней части жилы датируется  $43,8 \pm 2,2$  тыс.л. Из горизонта над жилой (слой 6) получена дата  $32,4 \pm 2,0$  тыс.л. Возраст голубых глин слоя 8 определен в  $88,7 \pm 4,8$  тыс. л.; а по верхней части аллювия нижней части разреза (слой 11) получена дата  $\sim 137$  тыс.л.

### **Выводы**

Выполненный комплексный криолитологический анализ позволяет заключить, что выделенные структуры имеют криогенное происхождение: кварцевые частицы несут признаки криогенной переработки (угловатый облик, сколы на поверхности), но также сохранили признаки предыдущих обстановок (изометричную и окатанную форму, сглаженные грани, мелкоямчатый рельеф); невысокие значения ККК вмещающих отложений предполагают быстрый переход от мелководного бассейна к засушливым условиям, с небольшим количеством циклов промерзания-протаивания. Однако высокая влажность в пойменных или лагунных условиях, промерзание-протаивание отложений привели к формированию вертикальных и горизонтальных шпиров льда. Это отражено в виде сетчатой текстуры вмещающих глинистых отложений. Далее, с повышением уровня Каспия и продвижением вод хвалынской трансгрессии произошло протаивание отложений, деградация льдистых тел. Поскольку нижняя (глинистая) часть вмещающих отложений имеет более плотное строение, трансформация шла интенсивнее в верхней, преобразованной почвенными процессами, части, что и объясняет ее более широкое строение.

По результатам ОСЛ-датирования в промежутке 100-50 тыс.л. на данной территории существовал бассейн эстуарного типа; в это время произошло накопление отложений горизонтов 7-9. Верхняя часть слоя 7 с признаками почвообразования свидетельствует об осушении бассейна в завершающую стадию формирования этого горизонта ( $\sim 55$  тыс.л.н.). По осушенной дневной поверхности получили развитие палеопочвенные процессы, а также криогенез. Выше залегают песчаные отложения, по которым получены даты  $\sim 31$  тыс.л., а в верхней части псевдоморфозы отложения датируются  $43,8 \pm 2,2$  тыс. л.н. (вмещающие). Таким образом, заполнение уже существующей псевдоморфозы происходило  $\sim 45-40$  тыс. л.н.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-55-56046).*

### **Список литературы:**

[1] Murray, A.S. & Wintle, A.G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol // Radiation Measurements. 2000: No. 32 (1). P. 57-73.

**РАЗВИТИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В НИЗОВЬЕ Р. ВАРЗУГА В ГОЛОЦЕНЕ  
ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

**С.Н. Тимирева<sup>1</sup>, Ю.М. Кононов<sup>1</sup>, И.С. Зюганова<sup>1</sup>, Л.В. Филимонова<sup>2</sup>,  
Ф.А. Романенко<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, stimireva@mail.ru

<sup>2</sup>Карельский научный центр РАН, Петрозаводск, Россия, filimonovaluda@mail.ru

<sup>3</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия, faromanenko@mail.ru

**ENVIRONMENT DEVELOPMENT IN THE LOWER PART OF THE VARZUGA RIVER  
IN THE HOLOCENE INFERRED FROM THE PEAT DEPOSITS STUDY**

**S.N. Timireva<sup>1</sup>, Yu.M. Kononov<sup>1</sup>, I.S. Zyuganova<sup>1</sup>, L.V. Filimonova<sup>2</sup>,  
F.A. Romanenko<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Karelian Research Centre, Petrozavodsk, Russia

<sup>3</sup>Moscow State University, Moscow, Russia

Торфяные отложения относятся к группе палеогеографических архивов, содержащих обширную и надежную информацию о состоянии природной среды и климата в прошлом. Многолетние исследования болот Кольского полуострова позволили получить многочисленные ландшафтно-климатические палеореконструкции голоцена данного района. Также были выявлены существенные отличия по физиономическим и стратиграфическим характеристикам болот южной части Кольского полуострова.

В настоящей работе представлены новые данные, полученные по результатам комплексных экспедиций последних двух лет. Район исследований расположен в пределах Терского района Мурманской области, который вытянут вдоль южного побережья Белого моря приблизительно от Порьей губы на западе до мыса Святой нос на востоке. Орографическое строение района относительно однородное и представляет собой слабохолмистую на севере и северо-западе и пологоволнистую на востоке равнину с большим количеством болот и заболоченных участков. Климат Терского района относится к субарктическому, но заметно теплей и мягче, чем на этих же широтах в восточных регионах Евразии. Среднегодовая температура составляет примерно 0°C. Среднегодовое количество осадков – 500-600 мм [1]. Наиболее холодным месяцем года всего района является февраль (среднемесячная температура – 11,48°C), наиболее теплым – июль (+14,31°C) [2].

Исследованный нами участок расположен в пределах болота Кузоменский мох, на правом берегу р. Варзуга (абс. отметки - 26 м н.у.м.), где было пробурено несколько скважин и выполнено две расчистки. Под толщей торфа мощностью 2,0-2,5 м залегают песчаные отложения. Анализ морфоскопии песчаных кварцевых зерен размером 0,5–1,0 мм из этих отложений, выполненный по методике ИГ РАН [7] показал, что зерна разнообразны по характеру поверхности и окатанности. Выделяется большая группа зерен ледникового и водноледникового происхождения с глянцевой поверхностью, со следами активного механического воздействия в виде сколов, выбоин, трещин, раковистых поверхностей. Вторая группа зерен связана с эоловым переносом. Кварцевые зерна этой группы имеют округлую форму, их поверхность покрыта небольшими ямками, образовавшимися в результате столкновения частиц в воздушной среде. Зерна имеют матовую или полуматовую поверхность. Следует отметить, что следы эоловой обработки отмечаются на многих исследованных зернах, но проявляются они только на выпуклых частях зерен, т.е. этот процесс не был продолжительным. Видимо, песчаные зерна переносились на небольшие расстояния. Окатанность зерен составляет 57,5%, а степень матовости – 35%. Анализ морфоскопии песчаных зерен из отложений, подстилающих торфяную толщу, указывает на ледниковое и водно-ледниковое происхождения зерен, которые впоследствии были вовлечены в воздушный перенос, в результате на их поверхности образовались эоловые текстуры. Таким образом, этапу заболачивания на данной территории предшествовали, по всей вероятности, эоловые процессы.



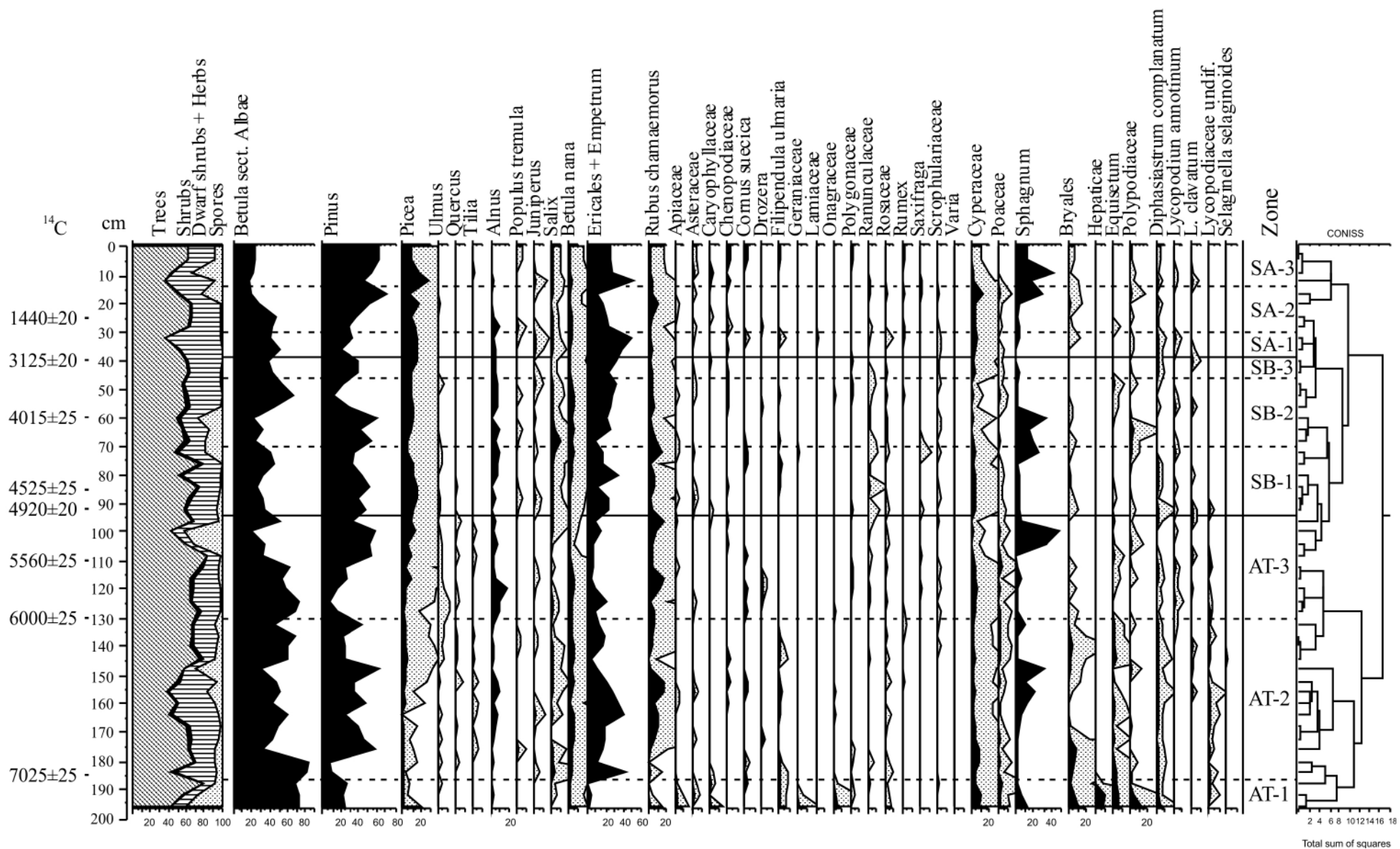


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма. Болото Кузоменский мох.

Анализ торфа был выполнен для скважины, пробуренной в 2020 г. Из керна скважины были отобраны образцы на спорово-пыльцевой анализ (через каждые 4 см), ботанический анализ (через каждые 5 см) и потери при прокаливании 550° (ППП 550°) для оценки содержания органического вещества также через каждые 5 см. Образцы на карпологический анализ, требующий большего объема породы, отбирались в поле из расчисток, расположенных вблизи скважины, сплошной колонкой. Мощность каждого образца составила 10 см. Лабораторная обработка образцов на палеоботанические исследования производилась по стандартным методикам [3, 5, 4]. При варке образцов на палинологический анализ применялся ацетолиз, кроме того, в образцы были добавлены таблетки спор *Lycopodium exot.* для определения концентрации пыльцы. Для построения диаграммы, показывающей процентные соотношения пыльцы и спор различных групп растений, использован пакет программ TILIA [6].

Нижняя часть изученных отложений (гл. 185 – 195 см) представляет собой горизонт оторфованного песка. Содержание как растительных макроостатков, так и пыльцы в этом интервале невелико. Значения ППП 550° низкие и составляют от 1,5% до 11%.

Образование болота Кузоменский мох приурочено к началу атлантического периода. Смена песчаных отложений торфом отражается в резком возрастании значений ППП 550° до 99%. Согласно данным ботанического анализа, нижняя часть изученной залежи, в которой чередуются прослой переходного и верхового торфа отражает чередование мезо- и олиготрофных условий. На начальных этапах формирования залежи в составе болотных растительных сообществ преобладали пушица и осоки, заметную роль играли кустарники (карликовая берёза, ива). Карпологические остатки в нижней части торфа представлены орешками осок (*Carex rostrata*, *C. lasiocarpa*, *C. cespitosa*) и семенами подбела (*Andromeda polyfolia*).

Верхняя часть толщи с глубины 140 см представлена верховым торфом, что указывает на стабильные олиготрофные условия. Основными растениями-торфообразователями становятся пушица и сфагновые мхи. Состав торфа на глубине 35 – 50 см указывает на произрастание сосны непосредственно на болоте. Данные карпологического анализа свидетельствуют о том, что в состав болотных сообществ входили следующие виды кустарничков: подбел (*Andromeda polyfolia*), болотный мирт (*Chamaedaphne calyculata*) и шикша (*Empetrum nigrum*).

Результаты спорово-пыльцевого анализа позволили реконструировать изменения окружающей лесной растительности, уточнить состав болотных сообществ, а также сделать некоторые предположения о влиянии хозяйственной деятельности человека на растительный покров. По палинологическим данным, во время начала формирования торфяной залежи на окружающей территории произрастали березняки крупнотравные (*Betula pubescens*, *Angelica sylvestris*, *Filipendula ulmaris*, *Geranium sylvaticum*, *Geum rivale*, Polypodiaceae), в меньшей степени – сосновые кустарничково-плауново-моховые редкостойные леса (рис. 1). Ольха могла входить в состав этих лесов, а также образовывать ольховники в благоприятных для нее местообитаниях. Существенную роль в болотных сообществах играли пушица, осоки, хвощ, а также мхи: сфагновые, зеленые и печоночники. В интервале 7025±25 л.н. (7823-7933 кал. л.н.), по-видимому, произошло некоторое осушение болота, вызвавшее распространение в более сухих местообитаниях кустарничково- и кустарничково-моховых сообществ (*Betula nana*, *Salix*, *Ericales*, *Rubus chamaemorus*, *Bryales*, *Sphagnum*).

В середине атлантического периода отмечено увеличение роли сосновых лесов на территории исследования. Распространение их, возможно, сдерживалось пожарами, о чем свидетельствуют встречаемость в исследованных образцах пыльцы *Pinus*, тело которых забито пеплом, а также пыльцы *Chamaenerion angustifolium* и *Calluna vulgaris*. Наибольшее снижение концентрации (содержания) пыльцы *Pinus* на фоне увеличения количества пыльцы *Betula sect. Albae* и *Alnus* отмечено в отложениях торфа, сформировавшихся в интервале с 6000±25 л.н. (6777-6903 кал. л.н.) до 5560±25 л.н. (6300–6396 кал. л.н.) Пыльца

широколиственных пород в отложениях атлантического времени встречалась спорадически, в незначительном количестве, и, скорее всего, была заносной. Постоянная встречаемость пыльцы ели (*Picea*) отмечена со второй половины атлантического периода, но, скорее всего, она заносная. Существенное увеличение ее содержания  $5560 \pm 25$  л.н. (6300–6396 кал. л.н.), свидетельствует об участии ели в составе лесов. Возрастание доли еловых лесов в растительном покрове произошло в суббореале,  $4525 \pm 25$  л.н. (5051–5192 кал. л.н.), а затем после  $3125 \pm 20$  л.н. (3326–3394 кал. л.н.).

Начиная с атлантического периода до современности, на территории исследования встречались также ольховники, ольхово-березовые и ивовые сообщества. Они предпочитали наиболее влажные местообитания, особенно близ водоемов и болот, осина – более плодородные почвы. На гарях формировались постпирогенные березняки, которые в дальнейшем сменялись березово-сосновыми разреженными лесами с обедненным кустарничково-травяным покровом. Береза карликовая (*Betula nana*), ивы (*Salix*), верескоцветные (*Ericales*), водяника (*Empetrum*) и морошка (*Rubus chamaemorus*) входили в состав как суходольных, так и болотных растительных сообществ. Их распространение на болоте Кузоменский мох отмечено со времени  $7025 \pm 25$  л.н. (7823–7933 кал. л.н.).

Уменьшение концентрации пыльцы древесных растений в исследованных торфяных отложениях болота Кузоменский мох наблюдается с середины субатлантического периода. Это косвенно свидетельствует о сокращении площади лесов в результате достаточно активной деятельности человека. Ельники, занимавшие территории с более богатыми почвами, вырубали или выжигали под пашни. Сосну использовали как строительный материал, на дрова и получения древесного угля.

Лесная растительность исследуемого участка, представленная в основном соснами, характеризуется значительной нарушенностью вследствие вырубок и пожаров естественного и антропогенного происхождения. Это, а также ряд других факторов (выпас, неблагоприятный для возобновления древесной растительности климат, эрозионные процессы, перевевание песков ветрами) привели к образованию песчаных пустошей на значительной территории в районе д. Кузомень и устья р. Варзуга.

Радиоуглеродное датирование проведено в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» ИГ РАН и в Центре изотопных исследований Университета Джорджии (США).

*Исследования выполнены при поддержке проекта РФФИ № 20-05-00082 А.*

#### Литература:

- [1] Атлас Мурманской области. – М: Картографическая фабрика, – 1971. – № 2. – 33 с.
- [2] Булыгина О. Н., Разуваев В. Н., Коршунова Н. Н., Швец Н. В. Описание массива данных месячных сумм осадков на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015620394. <http://meteo.ru/data/158-total-precipitation>
- [3] Гричук В.П. Методика обработки осадочных пород, бедных органическими остатками, для целей пылевого анализа // Проблемы физической географии, – 1940. – 8. – С. 53 – 58.
- [4] Домбровская А.В., Коренева М.М., Тюремнов С.Н. Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе / ред. Тюремнов С.Н. – М., Госэнергоиздат, – 1959. – 228 с.
- [5] Никитин В.П. Палеокарпологический метод. – Томск, Изд-во Томского ун-та, – 1969. – 89 с.
- [6] Grimm E.C. TGView Version 2.0.2. – Springfield: Illinois State Museum, Research and Collections Center, – 2004.
- [7] Velichko, A., Timireva, S. Morphoscopy and morphometry of quartz grains from loess and buried soil layers. *GeoJournal*, – 1995. – № 36. – P. 143-149.

**РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНЫХ ОБСТАНОВОК СЕВЕРНОГО ПРИАЗОВЬЯ  
В КОНЦЕ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ПО ДАННЫМ ИЗ ОПОРНОГО  
РАЗРЕЗА БЕГЛИЦА**

**В.В. Титов<sup>1</sup>, А.С. Тесаков<sup>2</sup>, В.С. Байгушева<sup>3</sup>, Г.В. Нестерук<sup>1</sup>, В.В. Польшин<sup>1</sup>,  
А.Н. Симакова<sup>2</sup>, П.Д. Фролов<sup>2,4</sup>, Т.А. Янина<sup>5</sup>, К. Пенкман<sup>6</sup>**

<sup>1</sup> Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия, vvtitov@yandex.ru;  
galanesv@yandex.ru; vlad0220vlad@mail.ru

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия, tesak@ginras.ru; simak2001@mail.ru,  
pavlentiy987@mail.ru

<sup>3</sup> Азовский историко-археологический и палеонтологический музей-заповедник, Азов,  
Россия

<sup>4</sup> Лаборатория макроэкологии и биогеографии беспозвоночных, СПбГУ, Санкт-Петербург

<sup>5</sup> Московский государственный университет, Географический факультет, Москва, Россия,  
didacna@mail.ru

<sup>6</sup> Химический факультет Университета Йорка, Йорк, Великобритания,  
kirsty.penkman@york.ac.uk

**THE RECONSTRUCTION OF ENVIRONMENTAL CONDITIONS OF THE NORTHERN  
SEA OF AZOV REGION AT THE END OF THE MIDDLE NEOPLEISTOCENE BASED  
ON THE BEGLITSA KEY SECTION**

**V.V. Titov<sup>1</sup>, A.S. Tesakov<sup>2</sup>, V.S. Baigusheva<sup>3</sup>, G.V. Nesteruk<sup>1</sup>, V.V. Polshin<sup>1</sup>, A.N. Simakova<sup>2</sup>,  
P.D. Frolov<sup>2,4</sup>, T.A. Yanina<sup>5</sup>, K. Penkman<sup>6</sup>**

<sup>1</sup> Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russia

<sup>2</sup> Geological Institute RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Azov Historical, Archaeological and Paleontological Museum-Reserve, Azov, Russia

<sup>4</sup> Laboratory of Macroecology and Biogeography of Invertebrates, St. Petersburg State University,  
St. Petersburg, Russia

<sup>5</sup> Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

<sup>6</sup> Department of Chemistry, University of York, York, UK

На территории Приазовья отложения и фаунистические ассоциации среднего неоплейстоцена редки, а палеоэкологические и фаунистические данные весьма фрагментарны. В связи с этим важным является опорный разрез плейстоценовых отложений в районе пос. Беглиця. Разрез находится в 25 км к западу от Таганрога на северном побережье Таганрогского залива Азовского моря (Неклиновский район, Ростовская область), в береговом обрыве, протяженностью около 3 км, вскрывающем отложения т.н. беглицкой террасы (II терраса по [7]). В последние годы в центре внимания исследователей находилась верхняя субаэральная часть разреза, представленная лёссово-почвенной серией [17]. Отсюда описаны мезинский педокомплекс (салынская и крутицкая палеопочвы), брянская и трубчевская верхнеплейстоценовые палеопочвы [3, 4]. Есть предположение о наличии в разрезе каменной погребенной почвы [3, 6, 13, 15].

В основании 16-18 метрового разреза вскрывается суглинисто-песчаная толща (видимая мощность до 2 м), которая, благодаря наличию прослоев алевроитов и включений раковин пресноводных моллюсков, ранее интерпретировалась как лагунно-лиманная толща или лиманно-морские и аллювиально-делювиальные отложения [3, 9, 19]. Исследования последних лет показали более сложное строение этой толщи и её фациальную изменчивость по простиранию. Керн из скважины, пробуренной в береговой зоне в основании разреза, позволил определить полную мощность этих отложений и получить дополнительные биостратиграфические и палеоэкологические данные. Абсолютные и относительные датировки дают возможность оценить период её формирования.

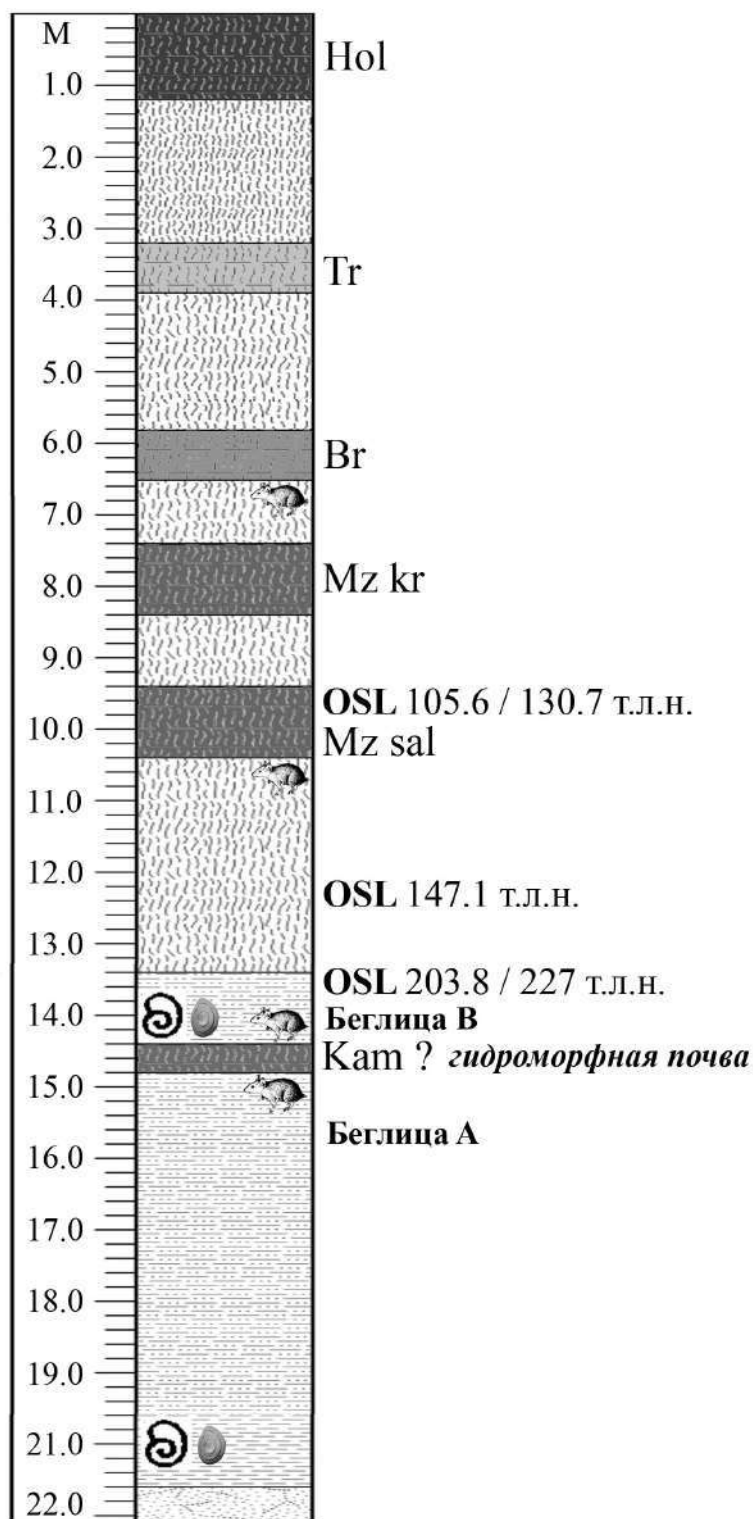


Рис. 1. Схема разреза средне- и позднеплейстоценовых отложений Беглиця (северо-восточное Приазовье; Ростовская область, Неклиновский р-он) с уровнями палеопочв, находок остатков млекопитающих, раковин моллюсков, оперкулюмов *Bithynia* и OSL датировок.

Проведённые в 2018 г. изучение нижней части разреза, в том числе и с применением бурения, позволили получить полное представление о строении и особенностях образования нижней толщи. Общая восстановленная мощность изучаемых осадков – около 5,0-5,4 м (рис. 1). Основная её часть представлена желтовато-коричневым пылеватым суглинком с преобладанием алевритовой фракции (0,001-0,05 мм – 98,5 %), с включением карбонатов,

марганцовистыми конкрециями и примазками окислов железа. Местами отчётливо проявляется горизонтальная и косая слоистость. Из средней части этого горизонта, вскрывающегося на уровне пляжа, вымываются разрозненные костные остатки крупных и мелких млекопитающих, а также раковины *Viviparus* sp., *Pisidium* sp. и *Dreissena polymorpha* (этот морфотип близок к современному *Dreissena polymorpha arnouldi* (Bourguignat in Locard, 1893), который по данным Е.В. Бабак [2] был распространён в чаудинских и древнеэвксинских отложениях Чёрного моря; тождественность этой формы с типовым материалом Локара требует проверки) (ассоциация **Беглица А**). Нижние 0,5 м толщи состоят из коричневого с зеленоватым оттенком тяжелого суглинка, в котором около 72 % приходится на частицы 0,005-0,001 мм. В этом горизонте (из керна скважины, с глубины 5,0 м) содержатся раковины брюхоногих моллюсков: *Viviparus* sp., *Lithoglyphus naticoides*, *Cincinna piscinalis*, *Gyraulus* cf. *acronicus* и крышечки *Bithynia* sp., а из двустворчатых: *Anodonta* sp., *Sphaerium (Rivicoliana) rivicola*, *Pisidium amnicum*, *Pisidium* cf. *clessini*, *Corbicula* sp. (juv.) и обломки представителей подсемейства Unioninae. По наличию теплолюбивых родов *Lithoglyphus* и *Corbicula* можно утверждать, что накопление этой толщи происходило в один из тёплых периодов среднего плейстоцена (MIS 11-7), поскольку представители рода *Corbicula* появляются в этом регионе во время лихвинского межледниковья (MIS 11) и исчезают в Европе на уровне одинцовского/горкинского/каменского межледниковья (MIS 7).

Подстилают толщу жёлтые мелкозернистые пески со следами ожелезнения, предположительно раннеэоценового возраста. В этих отложениях найден один обломок *Viviparus* sp. (из керна скважины с глубины 6,5 м).

В верхней части пресноводной толщи отчётливо прослеживается более тёмный прослой древней **гидроморфной почвы**, сформированной на подстилающих суглинках. Коричневый суглинок мощностью 40-50 см содержит карбонатные стяжения диаметром до 1 см и корнеходы, прокрашенные гумусом. Многочисленные марганцовистые конкреции и примазки окислов железа указывают на процессы как поверхностного, так и грунтового увлажнения. Гипсометрический уровень залегания этой гидроморфной почвы изменяется по простиранию. В районе разреза, расположенном в 4,35 км к ВЮВ от устья Миусского лимана, который изучался сотрудниками Института географии РАН в 2010-2012 гг. [3, 4], этот слой выходит практически на уровне пляжа; на юго-восток он погружается под уровень пляжа, и поднимается в направлении на северо-запад. Нами он выявлен на уровне 1,8 м над уровнем пляжа в 200 м на запад от разреза ИГ РАН. Как в самом слое древней почвы, так и непосредственно под ней, местами отмечаются скопления пресноводных моллюсков *Planorbis planorbis* и *Anisus* sp. Непосредственно под ней обнаружены кости грызунов, в том числе и нижняя челюсть полевки экономки *Microtus oeconomus* с m1 и m2.

Перекрывается гидроморфная почва слоем мелкозернистого серо-жёлтого неслоистого песка. Этот горизонт переходит выше в слоистую толщу суглинков и алевритов, в которой на уровне 1,5-2,0 м под уровнем салынской почвы мезинского педокомплекса известна [17] фауна мелких млекопитающих (ассоциация **Беглица В**). На этом же уровне собрана фауна моллюсков (определения П.Д. Фролова и Т.А. Яниной [9]: *Codiella leachii*, *Bithynia* sp. (operculum), *Cincinna macrostoma*, *Laevicaspia lincta* (= *Euxinipyrgula* cf. *lindholmiana*; систематика понто-каспийских представителей подсемейства Pyrgulinae, в последнее время, подвергается значительному пересмотру, в частности, род *Euxinipyrgula* был сведён в синонимику к *Laevicaspia*, а все его виды, включая виды подрода *Caspiella* к виду *Laevicaspia lincta* (см. [1, 5, 8, 14, 20]), *Anisus strauchianus* и наземные *Vallonia pulchella*, *Vallonia* cf. *costata*, Agriolimacidae gen. (? *Deroceas* sp.), и двустворчатые Unionidae indet. (обломки), *Dreissena polymorpha*, *Didacna* cf. *pallasi*, *Didacna* cf. *borisphenica*, *Monodacna caspia*, *Monodacna subcolorata*.

**Палинологическая характеристика** исследуемой толщи указывает на довольно высокую долю пыльцы сосны *Pinus* (более 80 %) почти по всей части этого разреза, что значительно превышает долю *Pinus* в современной почве. По всему разрезу единично встречены зерна *Picea*, *Abies*. Присутствуют немногочисленные зерна *Betula*, *Ulmus*, *Fagus*,

*Juglans*. В одном из образцов в нижней трети разреза гидроморфной толщи отмечено резкое снижение доли пыльцы сосны при увеличении количества таковых пихты *Abies*, что указывает на возможный кратковременный период потепления. В нижней части колонки, представленной зеленоватыми глинами, выявлено снижение доли пыльцы деревьев и кустарников при некотором увеличении доли пихты и трав на водоразделах, одновременно с большим количеством пресноводных водорослей *Botryococcus braunii*, *Pediastrum* sp. и *Spirogyra* sp. В нижних горизонтах гидроморфной почвы отмечены споры почвенных грибов.

Верхняя **возрастная граница** суглинисто-песчаной толщи определена OSL методом, который для слоя слоистых песков и суглинков, расположенным над гидроморфной почвой, показал датировку  $203,8 \pm 18,0$  тыс. л.н. [12] или  $227 \pm 20,8$  [16]. С этого же уровня получен комплекс микротириофауны (**Беглица В**), представленный *Spermophilus* aff. *pygmaeus*, *Spalax* sp., *Lagurus lagurus*, *Eolagurus luteus*, *Arvicola chosaricus*, *Microtus arvalis*, *Microtus gregalis*, *Microtus oeconomus* [17, 19]. Эволюционный уровень водяной полевки *Arvicola* (индекс SDQ: 97-98) и общий состав фауны позволяет датировать эту фауну и вмещающие отложение концом среднего неоплейстоцена (хазарский териокомплекс), коррелировать с региональной зоной по грызунам MQR2. Этот уровень сопоставляется с московской стадией днепровской ледниковой эпохи и кислородно-изотопной стадией 6. Такая корреляция не противоречит OSL датировкам и эволюционной стадии водяной полевки *Arvicola chosaricus*.

В составе малакофауны определены два вида дидакн *Didacna* cf. *pallasi*, *Didacna* cf. *borisphenica*. Они дают важную биостратиграфическую и палеоэкологическую информацию. Первый из них был характерен для Каспийского моря в период раннехазарской трансгрессии и достиг древнеэвксинского озера Черноморского бассейна через Манычский пролив. Второй вид был обычным для древнеэвксинского бассейна. С наступлением межледниковой узунларской морской трансгрессии эти солоноватоводные виды были вытеснены в опресненные прибрежные/устьевые зоны, где они продолжили существовать до начала позднего неоплейстоцена (карангатской трансгрессии [10]). Угнетенный облик раковин моллюсков свидетельствует о неблагоприятных условиях обитания, в этом случае о значительном опреснении. Непосредственно под гидроморфной почвой, подстилающей суглинисто-песчаную толщу с грызунами (**Беглица В**), обнаружена нижняя челюсть *Microtus oeconomus* с m1 и m2. Полевка-экономка – широко распространенный палеарктический вид, стратиграфическое распространение которого в Приазовье охватывает интервал времени от низов раннего неоплейстоцена до современности. Морфология зубов этих полевок консервативна и слабо меняется на протяжении плейстоцена.

Из толщи слоистых песков и суглинков ниже гидроморфной почвы происходят находки *Castor fiber*, *Lagurus lagurus*, *Ursus* (*Spelearctos*) *savini rossicus*, *Mammuthus* cf. *intermedius*, *Equus* cf. *caballus latipes*, *Megaloceros* sp., *Cervus* sp., *Bison* sp. (**Беглица А**) [11]. Данная ассоциация характерна для хазарского фаунистического комплекса, стратиграфические границы которого определяются концом среднего неоплейстоцена – началом позднего неоплейстоцена (MIS 8-5).

Результаты относительного **аминокислотного датирования** по крышечкам *Bithynia* из верхней части рассматриваемой толщи (**Беглица В**) и подстилающей гидроморфной толщи (**Беглица А**) с комплексом моллюсков, в котором содержится *Corbicula* sp., показывают на их очень близкий возраст [18]. Из этого можно сделать вывод о достаточно коротком отрезке времени формирования всей более чем пятиметровой толщи. Учитывая палинологические данные, можно предположить, что её формирование началось во время одинцовского/горкинского/каменского межледниковья (MIS 7) и шло на протяжении значительной части периода московского оледенения (MIS 6).

**Палеоэкологическая характеристика** гидроморфной толщи беглицкого разреза, основанная на палинологических результатах, свидетельствует о достаточно прохладных и относительно влажных условиях и широком распространении сосновых лесов на плакорах. Только нижняя пачка зеленоватых глин формировалась в несколько более тёплых и аридных условиях.

Малакофауна из верхов лиманной толщи состоит из форм солоноватоводных, пресноводных и наземных моллюсков. Можно предположить, что вмещающие отложения накапливались в зоне перехода река–море (эстуарий, лиман). Пресноводная фауна довольно стагнофильная, что соотносится с обитанием в спокойно текущей равнинной реке, включая меандры и старицы. Экологический диапазон наземных моллюсков *Vallonia pulchella* и *Vallonia* cf. *costata* включает умеренно влажные лесные, кустарниковые, луговые и реже остепнённые местообитания (среди травы, мха, под корой упавших деревьев). Экологический облик микротериофауны указывает на доминирование на берегах древнего лимана открытых степных пространств и околородных луговых стадий.

Фауна пресноводных моллюсков, полученная непосредственно из гидроморфной почвы (*Planorbis planorbis*, *Anisus* sp.), свидетельствует о том, что она формировалась непосредственно рядом (при участии) с мелководным водоёмом со слабым течением и застойными условиями с обилием водной растительности. Остатки полёвки-экономки, найденной в этом слое, которая в современной фауне экологически связана с околородными биотопами, также подтверждает это. Фауна пресноводных моллюсков, происходящая из нижней части слоя, подстилающего гидроморфную почву, указывает на то, что она формировалась в реофильных условиях, однако при наличии участков со слабым течением (вероятно, вблизи берега).

Полученные новые данные о строении и характеристиках лиманно-лагунной толщи беглицкого разреза, в общем (за исключением возрастных рамок событий нижней толщи), согласуются с ранее полученными результатами палеогеоморфологических реконструкций, установивших наличие двух уровней в строении беглицкой террасы [6]. Начало её формирования, вероятно, пришлось на тёплую фазу MIS 7 (одинцовского/горкинского/каменского межледникового), которая соотносится с ашейской трансгрессией Азово-Черноморского бассейна. В это время на изучаемой территории существовал мелководный опреснённый хорошо прогреваемый приустьевой залив (лиман) со слабым течением. Судя по значительному количеству микроскопических зелёных водорослей *Botryococcus braunii*, *Pediastrum* sp. и нитчатых харофитовых *Spirogyra* sp. в водоёме периодически возникали процессы «цветения», были характерны обрастания и скопления тины. С началом холодной фазы московского/днепровского оледенения (MIS 6) и спадом трансгрессии в этом районе происходило формирование дельты и обмеление отдельных участков бывшей акватории. В последующем на осушённых участках начала формироваться периодически затапливаемая гидроморфная (каменная?) почва. В дальнейшем начались процессы лёссонакопления и формирование субаэральной части разреза.

*Работа выполнена в рамках проектов РНФ 20-17-00196 (сотрудники ЮНЦ РАН, буровые работы, литологические исследования, макротериология), РНФ 21-44-04401 (малакология) и РФФИ № 17-55-10013 КО\_а (сотрудники ГИН РАН, аминостратиграфия, палинология, микротериология)*

#### Список литературы

- [1] Анистратенко В.В., Халиман И.А., Анистратенко О.Ю. Моллюски Азовского моря. – Киев, Наукова думка, 2011. – 173 с.
- [2] Бабак Е.В. Плиоценовые четвертичные дрейссениды (*Dreissenidae*, *Bivalvia*) Эвксинского бассейна. – Москва, Наука. – 1983. – 105 с.
- [3] Величко А.А., Борисова О.К., Кононов Ю.М., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Морозова Т.Д., Панин П.Г., Семенов В.В., Тесаков А.С., Тимирева С.Н., Титов В.В., Фролов П.Д. Реконструкция событий позднего плейстоцена в перигляциальной зоне юга Восточно-Европейской равнины // Доклады Академии Наук. – 2017. – Т. 475. – №4. – С. 448-452.
- [4] Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М., Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 445. – № 4. – С. 464-467.



- [5] Кантор Ю.И., Сысоев А.В. Морские и солоноватоводные брюхоногие моллюски России и сопредельных стран: иллюстрированный каталог. – Москва, Т-во научн. изд. КМК. – 2006. – 271 с.
- [6] Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Захаров А.Л. Развитие рельефа плакоров северо-восточного Приазовья в неоплейстоцене // Известия РАН. Сер. географ. – 2015. – №4. – С. 80-94.
- [7] Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья // Тр. ГИН АН СССР. – 1972. – Вып. 215. – 106 с.
- [8] Ситникова Т.Я., Старобогатов Я.И. Новый род семейства Purgulidae (Gastropoda, Pectinibranchia) из пресных вод Азово-Черноморского бассейна (в связи с вопросом о понто-каспийских видах в Азово-Черноморском бассейне) // Зоологический журнал. – 1999. – Т. 78. – № 2. – С. 158-163.
- [9] Тесаков А.С., Титов В.В., В.С. Байгушева, А.А. Величко, С.Н. Тимирёва, А.Н. Симакова, О.К. Борисов, Т.Д. Морозова, В.В. Семёнов, Е.В. Сыромятникова, В.А. Шишков, Ю.М. Кононов, Е.А. Константинов, Р.Н. Курбанов, С.В. Куршаков, П.Д. Фролов. VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. Путеводитель полевых экскурсий. Ростов-на-Дону, Изд-во ЮНЦ РАН. – 2013. – 48 с.
- [10] Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. – Москва, Географический факультет МГУ. – 2012. – 264 с.
- [11] Baigusheva V.S., Titov V.V. Late Middle—Early Late Pleistocene Mammoths from the Lower Don River Region (Russia) // Quaternary. – 2021. – Vol. 4. – Is. 1. – art. 5.
- [12] Chen J., Yang T., Matishov G.G., Velichko A.A., Zeng B., He Y., P. Shi, Fan Zh., Titov V.V., Borisova O.K., Timireva S.N., Konstantinov E.A., Kononov Yu.M., Kurbanov R.N., Panin P.G., Chubarov I.G. A luminescence dating study of loess deposits from the Beglitsa section in the Sea of Azov, Russia // Quaternary International. – 2018. – V. 478. – P. 27-37.
- [13] Konstantinov E.A., Velichko A.A., Kurbanov R.N., Zakharov A.L. Middle to Late Pleistocene topography evolution of the North-Eastern Azov region // Quaternary International. – 2018. – Vol. 465, Pt. A. – P. 72-84
- [14] Neubauer T.A., van de Velde S., Yanina T., Wesselingh F.P. A late Pleistocene gastropod fauna from the northern Caspian Sea with implications for Pontocaspian gastropod taxonomy // ZooKeys. – 2018, No. 770. – P. 43-103.
- [15] Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D., Kononov Yu.M., Velichko A.A. Morphology and micromorphology of the loess-paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS 1–MIS 17) // Catena. – 2018. – Vol. 168. – P. 79-101.
- [16] Sychev N. Paleogeography of the Northeast pre-Azovian area during MIS 7. In: Abstr. of PRIDE-RCMNS conference. Tbilisi, Georgian National Museum. – 2018. – P. 65.
- [17] Tesakov A.S., Dodonov A.E., Titov V.V., Trubikhin V.M. Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia // Quaternary International. – 2007. – No. 160. – P. 57–69.
- [18] Tesakov A.S., Frolov P., Titov V., Dickinson M., Meijer T., Parfitt S.A., Preece R.C., Penkman K.E.H. Aminostratigraphical test of the East European Mammal Zonation for the Late Pliocene and Quaternary // Quaternary Science Reviews. – 2020. – Vol. 245. – 106434
- [19] Tesakov A.S., Titov V.V., Leonova N.B., Velichko A.A., Simakova A.N., Zastrozhnov A.S., P.D. Frolov. Quaternary Stratigraphy and paleontology of the southern Russia: connections between Europe, Africa, and Asia. 2010 annual meeting INQUA-SEQS, Rostov-on-Don, Russia, June 21-26, 2010. Programme and guidebook of excursions. Rostov-on-Don, SSC RAS Publishers. – 2010. – 48 p.
- [20] Wesselingh F.P., Neubauer T.A., Anistratenko V.V., Vinarski M.V., Yanina T., ter Poorten J.J., Kijashko P., Albrecht C., Anistratenko O.Yu., D’Hont A., Frolov P., Gándara A.M., Gittenberger A., Gogaladze A., Karpinsky M., Lattuada M., Popa L., Sands A.F., van de Velde S., Vandendorpe J., Wilke T. Mollusc species from the Pontocaspian region – an expert opinion list // ZooKeys. – 2019. – No. 827. – P. 31–124.

## СТРАТИГРАФИЯ ТОРФЯНИКОВ В ХАСЫРЕЯХ ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Я.В. Тихонравова<sup>1</sup>, А.О. Кузнецова<sup>2</sup>, Е.А. Слагода<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия,  
tikh-jana@yandex.ru

<sup>2</sup> Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия, mouse132008@gmail.com

## STRATIGRAPHY OF PEATLAND IN DRAINED LAKES ON THE PUR-TAZ INTERFLUVE (NORTHERN WEST SIBERIA) DURING THE HOLOCENE

Ya.V. Tikhonravova<sup>1</sup>, A.O. Kuznetsova<sup>2</sup>, E.A. Slagoda<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

<sup>2</sup> Earth Cryosphere Institute Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia

В период 2016-2019 гг. на Севере Западной Сибири в междуречье Пур-Тазовского междуречья в подзоне южной тундры проводились исследования полигональных торфяников в двух расчистках В7 и В8. Расчистка В7 (абс. отм. 5.5 м) расположена на перемычке между двумя озерами в непосредственной близости от п. Газ-Сале. Расчистка В8 (абс. отм. 7,0-8,0 м) расположена в 1,7 км от В7. Изученные торфяники мощностью 1-2 м и более содержат полигонально-жильные льды, термокарстово-полостные льды и крупные шпирь льда [1].

Определение флористического состава растительных остатков в торфе было выполнено микроскопическим методом в Институте криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН. Видовую принадлежность остатков определили при помощи атласов-определителей [2-5] и собственной коллекции микропрепаратов современных растений Субарктики и Арктики на основании госта 28245-89 [6]. Степень разложения торфяных проб установили методом центрифугирования. Радиоуглеродный анализ выполнен жидкостно-сцинтилляционным методом на спектрометре-радиометре Quantulus в Институте мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (Томск), к.т.н. Симоновой Галиной Владимировной. Калибровка радиоуглеродного возраста в календарный осуществлена в программе OxCal 3.

Торфяник расчистки В7 охватывает интервал времени от бореального до суббореального периодов голоцена; В8 – от атлантического до субатлантического периодов (рис. 1, 2). В расчистке В7 также были вскрыты подстилающие доголоценовые отложения. Доголоценовые отложения представлены, в основном, алевритистыми и сильноалевритистыми песками, перемятыми в нижней части, с пятнами закисного железа. Строение отложений указывает на их протаивание, проседание и вторичное промерзание. Непосредственно под торфом, сильнольдистые оторфованные сильноалевритистые пески содержат разложенные нитевидные корешки трав *in situ* и намытые растительные остатки, что указывает на мелководную, возможно, осушаемую озерную обстановку их накопления. Криотекстуры алевритовых и сильноалевритовых песков снизу вверх по разрезу сменяются от массивной до неполносетчатой и сетчатой, что свидетельствует об эпигенетическом промерзании отложений. Эти отложения, вероятно, являются таберальным комплексом, выделяемым под отложениями термокарстовых озер. Наличие таберального комплекса доказывает принадлежность торфяника к осушенным озёрным котловинам в стадии зарастания – хасыреям. Таким образом, торфяники накапливались в осушаемой озерной котловине в течении голоцена.

На контакте с минеральными грунтами торф расчистки В7 содержит в своем основании автохтонный древесный горизонт, включающий корни и остатки *Salix sp.* и, вероятно, *Larix sp.* Радиоуглеродная датировка этого горизонта относится к бореальному периоду голоцена (рис. 1). В вышележащих слоях древесный горизонт не обнаружен. Остатки древесины, по-видимому, были захоронены в торфе на заболоченном берегу осушаемой озерной котловины, о чем свидетельствует также залегание стволов на границе с минеральными грунтами. Граница торфа с нижележащим песком подчеркнута крупными линзами сегрегационного льда, связанными с обводненностью торфа в период осадконакопления и перехода его в мерзлое состояние. О влажных условиях и многократном промерзании-протаивании и сингенетического промерзания торфяника в бореальном периоде также свидетельствуют высокая степень разложения (рис. 1).

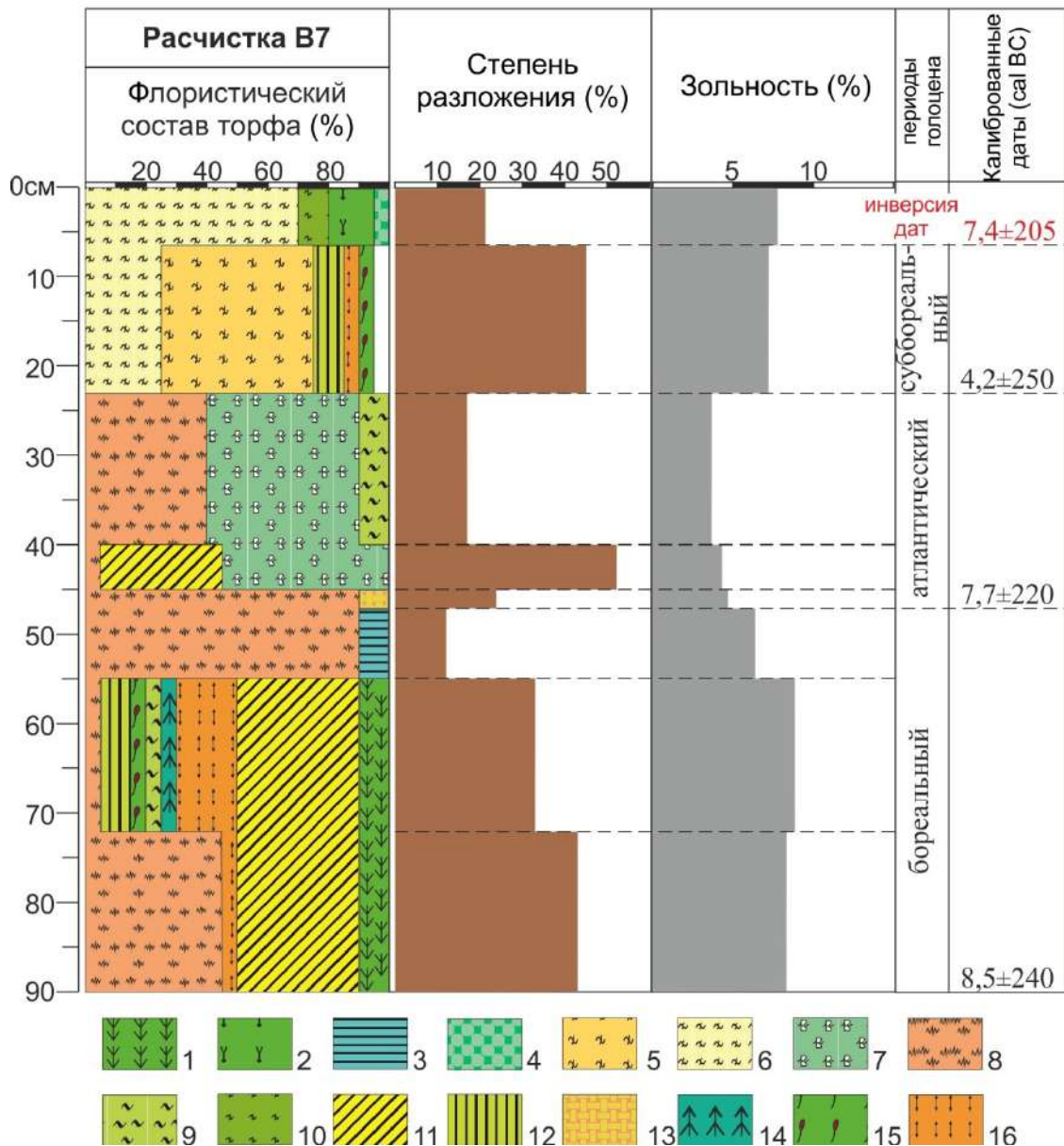


Рис. 1. Флористический состав, свойства и возраст торфа расчистки В7: 1) *Hypnales sp.*; 2) *Dicranum sp. L.*; 3) *Drepanocladus aduncus*; 4) *Marchantiophyta*; 5) *Sphagnum jensenii*; 6) *Sphagnum angustifolium*; 7) *Sphagnum balticum*; 8) *Sphagnum magellanicum*; 9) *Sphagnum contortum*; 10) *Sphagnum fimbriatum*; 11) *Carex rotundata Wahlenb.*; 12) *Carex pauciflora*; 13) *Juncus filiformis*; 14) *Equisetum palustre L.*; 15) *Sanguisorba tenuiflora*; 16) *Betula nana L.*

В атлантический период голоцена происходит изменение торфонакопления: с переходного на верховой тип, на что указывает постепенное уменьшение зольности (рис. 1). В торфянике В8 нижние слои также включают остатки древесины – *Salix sp.*, произраставшие в атлантическом периоде голоцена. Подобные «древесные» горизонты в основании торфяников широко распространены на Севере Западной Сибири [8] и характерны в настоящее время для более южных территорий. По-видимому, в осушенных озерных котловинах, защищенных от ветра, в бореальном и атлантическом периодах формировалось редколесье. Присутствие в «древесном» горизонте остатков *Salix sp.*, а во вмещающем торфе *Equisetum palustre*, *Carex rotundata*, *Vaccinium uliginosum* указывают на наиболее тёплые и сухие условия произрастания в период накопления залежи в атлантическом периоде голоцена, по сравнению с настоящим временем [7]. Для современного биомы свойственны кустарники и кустарнички. Захоронение древесных остатков, по-видимому, было вызвано затоплением, на что также указывает высокая степень разложения.

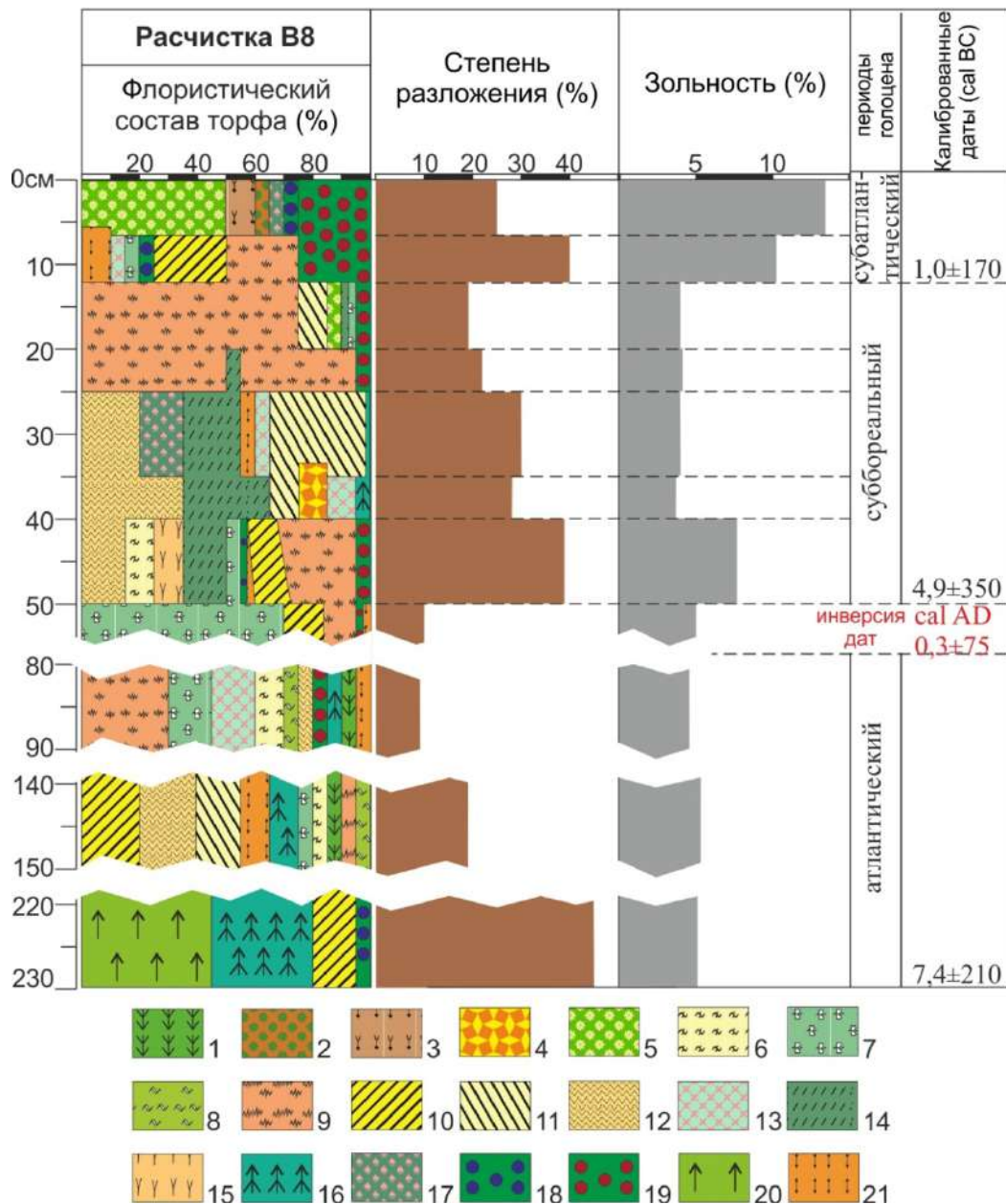


Рис. 2. Флористический состав, свойства и возраст торфа расчистки В8: 1) *Hypnales sp.*; 2) *Polytrichum strictum* Brid. 3) *Dicranum elongatum* Schleich. ex Schwägr.; 4) *Sphagnum fuscum*; 5) *Sphagnum compactum*; 6) *Sphagnum angustifolium*; 7) *Sphagnum balticum*; 8) *Sphagnum wanstorffii*; 9) *Sphagnum magellanicum*; 10) *Carex rotundata* Wahlenb.; 11) *Carex globularis* L.; 12) *Eriophorum medium* (Trin.) Anderss.; 13) *Comarum palustre* L.; 14) *Warnstorffia fluitans*; 15) *Meesia triquetra*; 16) *Equisetum palustre* L.; 17) *Andromeda polifolia* L.; 18) *Vaccinium uliginosum* L.; 19) *Vaccinium vitis-idaea* L.; 20) *Salix sp.*; 21) *Betula nana* L.

Ближе к середине атлантического периода условия торфообразования сменились на более сухие, на что указывают преобладание остатков *Carex sp.*, наличие *Betula nana* и понижение степени разложения (рис. 2). Последующее доминирование *Sphagnum sp.*, послышное уменьшение остатков кустарничков *Betula nana*, *Vaccinium sp.* и *Ledum palustre* в торфе свидетельствует о более влажных условиях произрастания во второй половине атлантического – начале суббореального периодов голоцена.

В суббореальном и субатлантическом периодах голоцена происходило постепенное изменение условий на более сухие, на что указывает увеличение остатков травянистых растений *Carex rotundata* Wahlenb., *Eriophorum medium* и кустарничков *Betula nana*, *Vaccinium vitis-idaea*.

Синхронно накоплению древесного и торфяного горизонтов формировались мощные сингенетические полигонально-жильные льды на протяжении всего голоцена и настоящего времени [1].

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (№ 18-55-11005 АФ\_т).*

Список литературы:

- [1] Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Бутаков В.И., Лупачёв А.В., Кузнецова А.О., Симонова Г.В. Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья // Лёд и Снег. – 2020. – Том 60. – № 2. – С. 225-238.
- [2] Домбровская А.В., Коренева М.М., Тюрменов С.Н. Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе. – Ленинград, Госэнергоиздат, – 1959. – 228 с.
- [3] Егорова Т.В. Осоки (Carex L.) России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР). – Санкт-Петербург.: С.-Петерб. гос. хим.-фармацевт. акад. ; Сент-Луис: Миссур. ботан. сад, – 1999. – 772 с.
- [4] Игнатов М.С., Игнатова Е.А. Флора мхов средней части Европейской России. Т. 1, Sphagnaceae-Hedwigiaceae. Москва, КМК, – 2003. – 608 с.
- [5] Игнатов М.С., Игнатова Е.А. Флора мхов средней части Европейской России. Т. 2. Fontinalaceae–Amblystegiaceae. Москва, КМК, – 2004. – С. 609–944.
- [6] ГОСТ № 28245-89. Торф. Методы определения ботанического состава и степени разложения. Москва, Стандартинформ, – 2006.
- [7] Кузнецова А.О., Тихонравова Я.В., Афонин А.С. Реконструкция изменения природных условий голоцена по определению флористического состава торфа южной тундры Западной Сибири // Материалы Всероссийской конференции молодых учёных «Экология, факты, гипотезы, модели», – 2019. – С. 54-58.
- [8] Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Мощные полигональные торфяники в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири // Криосфера Земли. – 2016. – Том 20. – № 4. – С. 3-15.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЙ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ КУБАНЬ

О.А. Токарева<sup>1</sup>, М.П. Лебедева<sup>2</sup>, С.Н. Тимирева<sup>1</sup>, Ю.М. Кононов<sup>1</sup>, Н.А. Таратунина<sup>1,3</sup>,  
О.А. Мещерякова<sup>4</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, tokareva@igras.ru

<sup>2</sup>Почвенный институт имени В.В. Докучаева, Москва, Россия

<sup>3</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия

<sup>4</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

## NEW DATA ON THE STRUCTURE OF THE LOSS-PALEOSOL SERIES OF THE MIDDLE KUBAN RIVER VALLEY

O.A. Tokareva<sup>1</sup>, M.P. Lebedeva<sup>2</sup>, S.N. Timireva<sup>1</sup>, Yu.M. Kononov<sup>1</sup>, N.A. Taratunina<sup>1,3</sup>,  
O.A. Meshcheryakova<sup>4</sup>, R.N. Kurbanov<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

Лессово-почвенные серии (ЛПС) являются важнейшим палеогеографическим архивом, содержащим информацию о ландшафтно-климатических изменениях природной среды ледниковых и межледниковых эпох. ЛПС широко распространены в Евразии и их изучение имеет большое значение для палеоклиматических реконструкций. Наши исследования проводились на юге Восточно-Европейской равнины, в долине реки Кубань. В указанном районе лёссово-почвенные отложения изучаются уже не одно десятилетие [4], особенно известен разрез у станции Темижбекская [3, 5]. Район исследования находится в транзитном

положении между Сибирскими, Среднеазиатскими лёссами и лёссами Восточной и Западной Европы, однако, до сих пор слабо изучен современными методами.

В настоящее время одной из актуальных задач является уточнение стратиграфического положения лессово-почвенных горизонтов разреза и их корреляция с существующей хроностратиграфической схемой Восточно-Европейской равнины [1]. Кроме того, остается ряд нерешенных вопросов: количество погребенных палеопочв, абсолютный возраст отдельных горизонтов, влияние эволюции реки Кубань на смену источников сноса и скоростей осадконакопления в отдельные периоды плейстоцена.

Для решения этих вопросов нами проведены полевые работы в центральной части долины, где на правом берегу р. Кубань между станицами Тбилисская и Казанская (N 45°22'54.055" E 40°19'34.961"), в верхней части естественного обнажения был заложен 25-метровый разрез. Полевое изучение разреза Кропоткинский включало: литологическая характеристика отложений, стратиграфическое расчленение разреза, описание палеопочв, детальный отбор образцов на комплекс анализов (магнитную восприимчивость, гранулометрию и потери при прокаливании, микроморфологию, ОСЛ и палеомагнитное датирование, морфоскопию песчаных кварцевых зерен и т.д.). Люминесцентное датирование выполнено для трех образцов из ПК1, ПК2 и разделяющего их горизонта лёсса параллельным датированием по кварцу и полевым шпатам. Цвет отложений и почв определяли с помощью «MunsellSoil Color Charts». Образцы для литологических исследований отбирались непрерывно из каждого 2-х сантиметрового слоя.

На данный момент получены первые результаты об общем строении толщи этого разреза. Верхняя толща представлена субаэральными отложениями, состоящей из четырех интервалов, которым соответствуют различные по структуре палеопочвы и разделяющие их лессовые горизонты (рис. 1). В основании разреза залегают мощная толща аллювиальных песков. Строение субаэральной части разреза сверху вниз в общем виде выглядит следующим образом. Верхняя часть представлена современным антропогенно нарушенным черноземом типичным, подстилаемый светло-палевым лёссовидным суглинком, который затронут в верхней части современными процессами почвообразования.

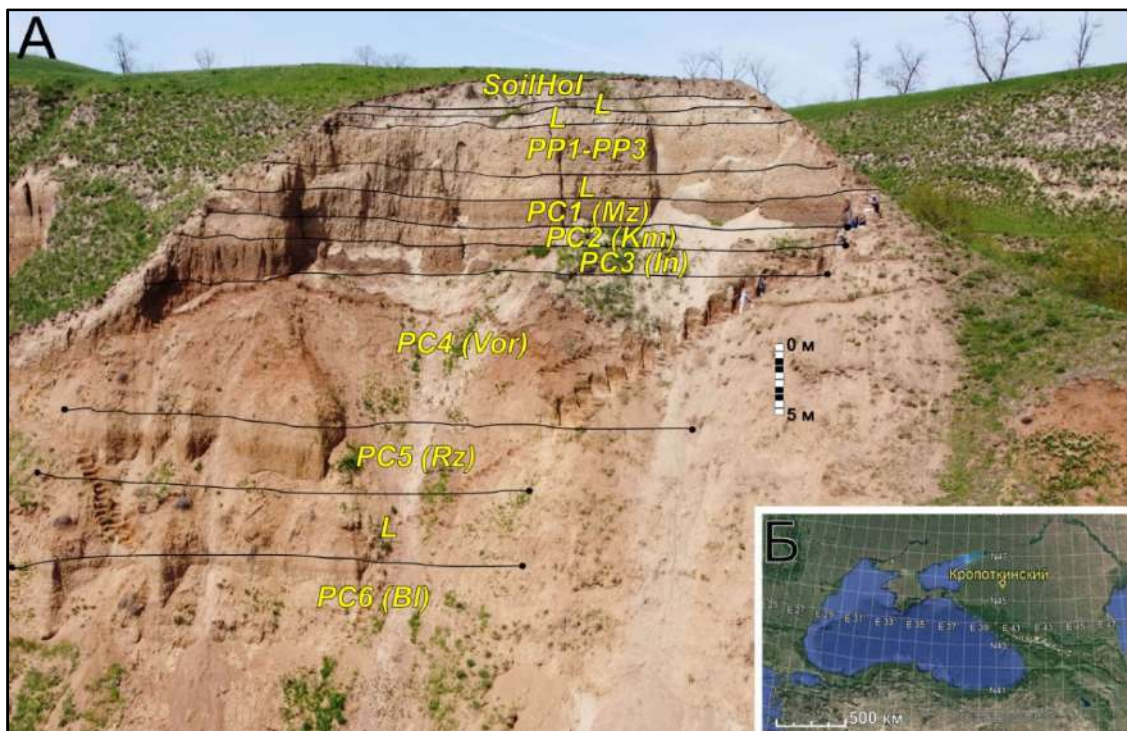


Рис. 1. Общий вид разреза Кропоткинский в центральной части долины реки Кубань (А) и месторасположение разреза (Б).

Верхний интервал субаэральной толщи, сформировавшийся в последний ледниковый цикл, отличается большой мощностью лёссовых отложений и наличием трех слабо развитых палеопочв. Палеопочвы (ПК1-ПК3) представлены гумусовым горизонтом А, карбонатным ВСА с мелкими новообразованиями гипса и кротовинами, а также гипсовым ВСВ с мелкими карбонатными прослоями, который сменяется неоднородным по цвету и грансоставу лёссом с карбонатными и гумусовыми кутанами.

Во втором интервале, отмечается три хорошо развитых педокомплекса (ПК), чередующиеся с тонкими горизонтами лёссов. Палеопочвы имеют коричневый оттенок, обогащены карбонатами скоплениями гипса. ПК1 темно-коричневого цвета, состоит из горизонтов АСаС с уплощенно-призматической структурой и гипсово-карбонатного АВ, отличающегося большим количеством карбонатных скоплений, крупных гипсовых роз, ласточкиных хвостов и биотубул. Четко выражены две палеопочвы, разделенные горизонтом переботанного лёсса. Общий облик педокомплекса и характеристики позволяют предварительно коррелировать его с мезенским педокомплексом Восточного Приазовья [2]. Из ПК1 была получена датировка по полевым шпатам  $110 \pm 12$  тыс. лет, ПК2 серо-коричневый, отличается насыщенностью белоглазками и карбонатным мицелием, мощными зонами гумусирования, а также наличием в нижней части слоя горизонтальных прослоев из карбонатных конкреций, чередующиеся с суглинистым материалом, что позволяет коррелировать его с каменским педокомплексом. Результаты датирования образцов из ПК2 и перекрывающего лёсса показали полное насыщение как зерен кварца так и зерен полевых шпатов. ПК3 темно-коричневого цвета имеет значительную мощность, представлен двумя горизонтами: верхний – неоднородный с большим количеством карбонатных трубочек, кутан и сростками гипса по порам, нижний – тяжелосуглинистый, с небольшим количеством карбонатного мицелия и гипсовых стяжений. Отдельные трещины заполнены рыжим и темным гумусовым материалом. ПК3, по-видимому, может быть соотнесен с инжавинским педокомплексом.

Третий интервал представлен мощным ПК4, состоящим из 3 палеопочв, характерного красного оттенка. Палеопочвы представлены горизонтами Асаi, АВСаiС, с мощными карбонатными горизонтами в основании, в которых развиты крупные карбонатные структурные конкреции. Характерная особенность палеопочв этого интервала – наличие сликинсайдов, повышенная глинистость, плитчатая структура. Яркий облик педокомплекса позволяет коррелировать его с воронским педокомплексом.

Четвертый интервал представлен двумя хорошо развитыми ПК5 и ПК6 коричневого цвета, разделенные мощными лёссовыми горизонтами (2-3 м), также затронутыми процессами почвообразования. Первый из них насыщен карбонатным мицелием и мелкими Мп конкрециями к низу слоя, и сменяется лёссом, содержащим педотубулы и Мп конкреции. Положение в разрезе и общий облик ПК5 позволяет соотнести его с ржаксинским педокомплексом. ПК6 отличается плотной кубовидной структурой, большим количеством Мп конкреций и карбонатных заполнений и его можно соотнести с балашовским комплексом. Ниже залегает мощный слой аллювиальных отложений.

Таким образом, в разрезе выделяется мощная субаэральная толща, состоящая из 6 педокомплексов, сформировавшихся в периоды потеплений и разделяющих их лёссовых горизонтов, накопившихся в холодные (ледниковые) периоды. Чередование палеопочв и лёссов в разрезе отражает изменения климата за последние 800 тыс. лет. Данный разрез является весьма перспективным для палеогеографических реконструкций и уточнения хроностратиграфической схемы лёссовой области юга Восточно-Европейской равнины. В дальнейшей работе для уточнения хроностратиграфического расчленения разреза будет проведен комплекс современных лабораторных анализов.

*Исследование выполнено при поддержке РНФ, проект 19-77-10077.*

Список литературы:

- [1] Величко А.А., Морозова Т.Д. (2015). Основные черты почвообразования в плейстоцене на Восточно-Европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация Глава 10 // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. М.: ГЕОС. С. 321 – 337.
- [2] Величко А. А., Борисова О. К., Захаров А. Л., Кононов Ю. М., Константинов Е. А., Курбанов Р. Н., Морозова Т. Д., Панин П. Г., Тимирева С. Н. Смена ландшафтных обстановок на юге Русской равнины в позднем плейстоцене по результатам исследования лёссово-почвенной серии Приазовья // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2017. – №1. – С.74–83.
- [3] Додонов А.Е., Тесаков А.С., Титов В.В., Трубихин В.М., Иноземцев С.А., Симакова А.Н. Новые данные по био-, климато- и магнитостратиграфии плейстоцена Азово-Кубинского региона. // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Материалы международного симпозиума. Ростов-на-Дону/Азов. 26-29 сентября 2006 г. — Ростов-на-Дону, 2006. — С. 62–68.
- [4] Лебедева Н.А. Континентальные антропогенные отложения Азово-Кубанского прогиба и соотношение их с морскими толщами // Труды Геологического института АН СССР. – 1963. – №84 – 108 с.
- [5] Шоркунов И.Г. Сложный педогенез раннего плейстоцена на примере исследования полигенетического профиля в береговом обнажении «Темижбекский» реки Кубани // тез. докладов XVIII международной конференции студентов и аспирантов по фундаментальным наукам «Ломоносов-2011», секция «Почвоведение». Москва. Факультет Почвоведения МГУ. – 2011. – С. 44-45.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УЧАСТКА ГЛАВНОГО УЗЛА РАЗВЕТВЛЕНИЯ ДЕЛЬТЫ КУБАНИ

Н.А. Тюнин<sup>1</sup>,

<sup>1</sup> Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
nictun@mail.ru

## THE EVOLUTION OF THE HEAD OF DELTA'S AREA OF THE KUBAN RIVER

N.A. Tyunin<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Кубань и ее рукава дренируют Прикубанскую низменность (0-10 м БС) на западе Предкавказья, формируя обширную дельту (около 5 тыс. км<sup>2</sup>). Территория дельты относится к Западно-Кубанскому тектоническому прогибу, где наблюдается постепенное (до 2-4 мм/год) погружение территории, скомпенсированное осадконакоплением. Дельтовые осадки представляют собой озерно-аллювиально-морскую толщу позднеледниково-голоценовых суглинков и песков (мощностью до 15-20 м), подстилаемых красновато-коричневыми поздневалдайскими лёссовидными суглинками.

В административном плане дельта Кубани находится на западе Краснодарского края. Здесь проживают около 290 тыс. человек. В прибрежной части основными занятиями являются рыболовство, разведение рыбы в искусственных прудах и озерах, туризм. Во внутренней части практикуется плодовоовощное садоводство и рисоводство.

Главный узел разветвления, где единое русло Кубани расходится на два равных по водности рукава (левую Кубань и правую Протоку), находится в вершине дельты, у хутора Тиховский, в 60 км от берега Азовского моря. В 2007 г. здесь был построен гидроузел, регулирующий распределение воды между двумя рукавами, из рукавов, в свою очередь, до половины воды забирается на рисовые поля и в рыбные пруды посредством нескольких систем рукотворных каналов [1].

Летом 2016 г. НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена (географический факультет МГУ) была проведена экспедиция в дельту Кубани (участники В.А. Дикарев, Д.В. Семиколенных, Н.А. Тюнин). Одной из задач экспедиции было бурение



ударно-канатным методом скважины в районе главного узла разветвления и отбор ее керна с целями дальнейшего изучения, и реконструкции позднеледниково-голоценовой истории развития данного участка. Н.А. Тюнин провел гранулометрический анализ образцов (гранулометр ЛАСКА).

Скважина ТІКН-1 (45°11'16.7" с.ш.; 38°13'34.7" в.д.) глубиной 18 м была пробурена на высокой пойме (2,5 м над урезом) правого берега реки Кубань, в 650 м выше по течению от узла разветвления. Вскрытая толща разделяется на 3 слоя (таб. 1):

Таблица 1. Строение геологического разреза скважины ТІКН-1 [2]

№ слоя	Слой	Мощность (м)	Глубина отбора от устья (м)	Содержание физической глины, <10 мкм (%)	Медианный диаметр (мкм)	Коэффициент сортировки (по Траску)
1	Пойменная почва	0,2	0,0-0,2	-	-	-
2	Средние суглинки – легкие глины серые и бежевые	13,3	0,2-13,5	37-66	7,8-12,3	1,53-1,54
3	Средне – тяжелые суглинки серо- и черно-коричневые с рыжеватыми прослоями в кровле	4,5	13,5-18,0	36-48	10,3-12,4	1,53-1,54

Слой 1 – современная маломощная почва. Слои 2 и 3 схожи по своим гранулометрическим показателям (см. таб. 1). Они формировались в спокойных гидродинамических условиях. Преимущественно суглинистый характер осадков, средняя сортированность частиц и геоморфологическое положение указывают на пойменный генезис данных толщ.

К сожалению, материала для радиоуглеродного датирования оказалось недостаточно, поэтому возраст можно установить только по стратиграфическому положению. Слой 2, скорее всего сформировался в позднем голоцене. Рыжеватые прослои в кровле слоя 3 указывают на стратиграфический перерыв. Более темная окраска по сравнению со слоем 2 отражает более интенсивное накопление органических веществ. Причиной тому мог быть более теплый и влажный климат, который реконструируется для атлантического оптимума (средний голоцен). С другой стороны, слой 3 можно отнести к более раннему новозвксинскому этапу (конец позднеледниковья), на что косвенно указывают ожелезненные прослои (возможно, более продолжительный перерыв в осадконакоплении) и общая коричневая окраска (продукт переработки поздневалдайских лёссовидных суглинков).

*Благодарности.* Автор выражает благодарность участникам полевой экспедиции и заведующей НИЛ новейших отложений д.г.н., проф. Т.А. Яниной.

*Выполнено при поддержке гранта РФФИ №20-35-90067.*

Список литературы:

[1] Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани / ред. Михайлов В.Н., Магрицкий Д.В., Иванов А.А. и др. М.: ГЕОС, 2010. 728 с

[2] Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: АН СССР, 1958. 192 с.

**МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДЫ МОЩНОГО РЕЧНОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ  
ВОЛГИ В ПОЗДНЕВАЛДАЙСКУЮ ЭПОХУ****В. Ю. Украинцев<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, [ukraintsev@igras.ru](mailto:ukraintsev@igras.ru)<sup>2</sup> Институт водных проблем РАН, Москва, Россия**MORPHOLOGICAL TRACES OF HIGH RIVER RUNOFF IN THE VOLGA RIVER  
BASIN (EAST EUROPEAN PLAIN) DURING THE LATE GLACIAL PERIOD****V. Yu. Ukraintsev<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia<sup>2</sup> Water Problems Institute RAS, Moscow, Russia

Большие палеоруслу (макроизлучины, если речь идёт о меандрировавших реках), которые порой в несколько раз крупнее их современных аналогов, встречаются во многих речных долинах по всему миру. Их увеличенный размер обусловлен главным образом повышенными расходами воды в русле [5]. Большие палеоруслу довольно хорошо выражены на аэро- и космоснимках, а также цифровых моделях рельефа (ЦМР) и топографических картах. Их свежий облик также говорит о том, что они сформировались сравнительно недавно — после максимума последнего оледенения. Соответственно, по тем или иным причинам в это время в реках мог наблюдаться увеличенный расход воды, что отражает, по всей видимости, климатические изменения, которые, несомненно, происходили в это время [11]. Чаще большие палеоруслу встречаются в перигляциальной зоне последнего оледенения, максимум которого произошел в Северном полушарии примерно 20 тысяч лет назад. На Восточно-Европейской равнине, затронутой последним оледенением, крупнейшим речным бассейном является волжский. Этот бассейн изучен в палеопотамологическом плане недостаточно детально [10] и неравномерно. Водосбор Волги также имеет особое значение в связи с тем, что с его историей увязывается целый ряд нерешенных палеогеографических проблем. Одна из таких проблем – позднечетвертичная история Каспийского моря, для понимания и объяснения которой ключевое значение имеют изменения стока Волги.

Бассейн Волги расположен в центральной части Восточно-Европейской равнины, несколько сдвинут в южную ее половину. Это крупнейший речной бассейн Европы, а также один из крупнейших в России. В описании бассейна Волги неизбежно упоминание частей бассейна (верхняя, средняя, нижняя Волга), поэтому следует разъяснить, что автор под этим понимает. В литературе тема обоснования границ между подбассейнами обычно избегается, в специализированных справочниках границы разные. В этом исследовании подбассейны самой Волги разделены устьями Оки и Камы, получающиеся 5 участков (верхняя, средняя, нижняя Волга, а также Ока с Камой, имеющие большие по площади бассейны) относительно соразмерны друг другу.

Поскольку данное исследование затрагивает вопросы эволюции ландшафтов Восточно-Европейской равнины в поздневалдайскую эпоху, важно отметить основные вехи, отразившиеся в истории развития этой территории. Известно, что максимум последнего оледенения произошел здесь примерно 21 тыс. лет назад [1]. В это время покровное оледенение занимало всю северо-западную часть бассейна Волги вплоть до середины Рыбинского водохранилища, хотя ледниковый сток был незначительным [6]. Также оледенением были покрыты верховья Волги в пределах Валдайской гряды [2]. Частично, в крайней северо-западной части (до озера Белого), ледник покрывал территорию вплоть до 17 тыс. лет назад, после чего отступил и более в бассейн Волги не возвращался [8]. Примерно в это же время начинается ранневалдайская трансгрессия на юге, длившаяся вплоть до позднего дриаса и покрывавшая водами Каспия бассейн Волги вплоть до Балакова (Саратовская область). В это же время, по литературным данным, продолжалась эпоха высокого речного стока, сопровождавшаяся формированием больших палеорусел [11]. Следующие стадии трансгрессии моря происходили уже на стыке плейстоцена и голоцена и непосредственно в голоцене [9]. В температурном отношении стоит отметить, что

территория испытывала постепенное потепление в раннем дриасе с оптимумом в бёллинг–аллерёде, и похолодание — в позднем дриасе, вплоть до конца плейстоцена. В течение всей поздневалдайской эпохи бассейн Волги был почти полностью перекрыт многолетней мерзлотой [3].

Исследование опиралось в первую очередь на использование данных дистанционного зондирования, а именно спутниковых снимков и цифровых моделей рельефа (ЦМР). В первую очередь использовались детальные снимки (с разрешением вплоть до метров) корпораций ESRI и Yandex, в меньшей степени — Bing и Google, а также ЦМР ALOS 3D от Японского аэрокосмического агентства с разрешением 30 метров. Применялись геоинформационные системы SAS Planet, где производился поиск макроизлучин, а также Arcstar 10.3, где выполнялись обзор ЦМР и создание рисунков, а также систематизировались данные. Получение итоговых значений количества участков, их анализ и построение диаграмм происходило в программной среде Microsoft Office Excel.

Поиск крупных палеорусел проводился с использованием ЦМР, где сразу видно ширину днища долины, а также размер речного бассейна. Классификация больших палеорусел была заимствована из работы [4]. Все типы получили свое цифровое обозначение: унаследованные (1), старицы (2), меандровые цирки (3), прямолинейные (4), системы крупных грив (5) и разветвленные (6). Следы высокого стока отмечались гидрологически-обособленными участками (одна точка на карте — один участок), в каждом из которых должно быть несколько (не менее трех-четырех) больших палеорусел, иногда разных типов. Все участки были систематизированы в соответствии с принятой классификацией. Чтобы избежать ошибок, выделялись только участки, где макроизлучины имеют четкую флювиальную форму и не менее чем полутора-двукратно больший (по сравнению с современным аналогом) размер. В неоднозначных случаях шаг потенциальных макроизлучин сравнивался с шириной современного русла: шаг современных излучин превышает ширину русла в среднем в 5,7 раз [7]; для макроизлучины шаг должен быть больше современной ширины не менее чем в 9–10 раз. Также отбрасывались участки с врезанными макроизлучинами (врезанными принимались те, у которых амплитуда высот между руслом и шпорой излучины превышает 8–10 метров) или следы высокого стока на междуречьях (распространенных в пределах границы последнего оледенения).

Относительные значения распределения больших палеорусел по природным зонам были получены путем приведения абсолютного количества к площади, которую занимает одна природная зона в бассейне Волги. Для этого границы современных природных зон бассейна Волги были оцифрованы, что позволило получить площадь природных зон. Последние были искусственно уравнены, как если бы все природные зоны в бассейне Волги занимали одинаковые площади. Количество участков при этом были пересчитаны с приведением к искусственной площади и просуммированы. Абсолютное значение новой суммы принималось за 100%, а пересчитанное количество участков определенного типа в природных зонах с одинаковыми площадями — за относительное значение (вес, занимаемый в одной природной зоне).

Автору удалось выявить более 1700 участков в бассейне Волги, где распространены следы высокого стока, представленные в основном большими палеоруслами типа 1, реже — типов 2, и 3, меньше всего — типов 4, 5 и 6. Встречаемость растёт от разветвленных (6) больших палеорусел (редки) до унаследованных (1), которые встречаются чаще всего. Результаты были обобщены на схеме, где представлено количество тех или иных типов больших палеорусел в каждом подбассейне. Также были построены графики, где показано распределение больших палеорусел по природным зонам в абсолютном и относительном выражении.

Самое большое количество крупных палеорусел можно обнаружить в южной части бассейна Волги, причем прослеживается корреляция между широтой и частотой встречаемости больших палеорусел. На диаграммах ясно видно, что встречаемость увеличивается от средней тайги до степи, а затем, в полупустыне, их количество снова

падает. Это может быть объяснено несколькими причинами — во-первых, смещением гидрологических условий в позднеледниковье: вероятно, в то время область, имеющая наивысший речной сток, располагалась южнее из-за трансформации климата в позднем валдае, а также многолетнего промерзания грунтов, в том числе на широтах нынешней степи (что косвенно подтверждается картой 2 из работы [1]); к югу и северу показатели речного стока падали. Во-вторых, в северной части бассейна реки текут в зоне распространения плейстоценовых оледенений, они обычно имеют относительно узкие долины и поймы и часто размывают плотные моренные суглинки. Это затормаживает горизонтальные русловые деформации и ограничивает сохранность геоморфологических следов деятельности древних рек. В южной половине бассейна реки обычно имеют хорошо разработанные древние долины с широкими поймами, в пределах которых могли как формироваться, так и сохраняться следы миграции речных русел за большой промежуток времени.

От географического положения реки зависит распространение отдельных типов больших палеорусел. Унаследованные макроизлучины распространены во всех зонах. Меандровые цирки занимают второе место по встречаемости в лесной зоне, к югу они уступают макроизлучинам-старицам. Предполагается, что в лесной зоне из-за более узких пойм чаще происходило размывание бортов долин и формирование цирков, в то время как на юге ширина пойм не ограничивала меандрирование. Тип палеорусел 4 также чаще встречается в лесной зоне, что, по всей видимости, говорит о более низком росте стока (по сравнению со степями) во время позднеледниковья (то есть часто рост стока не доводил до трансформации типа русловых процессов из прямолинейного в меандрирующий, либо меандрирование не было устойчивым). Частая встречаемость макроизлучин типа 5 в лесной зоне, вероятно, говорит о том, что голоценовый сток рек, который там был выше (чем на юге), способствовал формированию более широкого пояса меандрирования и частичному уничтожению стариц, но сохранению следов крупных грав. Разветвленные палеоруслу чаще всего встречаются в пределах границы последнего оледенения и распространения хвалынской трансгрессии, что может говорить о том, что они сформировались под действием талых ледниковых вод и устьевых процессов. Обобщая, можно говорить о том, что морфология палеорусел отражает ландшафтно-климатическую неоднородность северных и южных половин бассейна во время позднеледниковья, когда крупные палеоруслу формировались.

Порой, при рассмотрении участков, заметны различия в возрасте излучин — по их форме и ландшафтным особенностям (по наличию и оттенкам растительности заметна степень заполненности стариц пойменным аллювием), а также по степени близости к современному руслу и расположению в том или ином поясе меандрирования, которые также визуальны разделимы. На реках с большим количеством найденных участков (например, на реке Самаре) нередко можно заметить изменение типов больших палеорусел при движении вверх по долине — в верховьях рек, где поймы узки, преобладает тип 1; ниже по течению появляются типы 2 и 3 (при этом тип 1 может сохраняться или исчезать) и, наконец, на среднем и нижнем течении появляются типы 4 и 5.

С точки зрения оценки возраста начала формирования больших палеорусел наиболее надежны типы 2, 4 и 5, имеющие наиболее выраженный микрорельеф, указывающий на формирование макроизлучин в относительно недавнем прошлом (в отличие от других типов, которые могли начать формироваться и раньше). Эти типы крупных палеорусел встречаются чаще всего на юге и, несколько реже, в центре бассейна Волги. Крупные гравистые системы иногда можно увидеть в пределах современного пояса меандрирования (чаще в северной части бассейна), где они возникают при благоприятных условиях роста современных излучин. Врезанные макроизлучины типа 1 и 3, расположенные далеко от современного русла, в отличие от упомянутых типов обычно не несут в себе выраженных геоморфологических следов блуждания реки, из-за чего могут иметь больший возраст начала их формирования.

Список литературы:

- [1] Величко А. А., Фаустова М. А., Писарева В. В., Карпухина Н. В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лед и Снег. – 2017. – Т. 57. – №. 3. – С. 391-416. DOI: 10.15356/2076-6734-2017-3-391-416
- [2] Маккавеев А. Н., Фаустова М. А., Карпухина Н. В. Максимальная граница Скандинавского ледникового покрова в валдайскую (вислинскую) эпоху и особенности рельефа его периферической зоны // Геоморфология. – 2020. – №. 3. – С. 3-19 DOI: 10.31857/S0435428120030098
- [3] Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария // Атлас-монография / Под ред. Величко А.А. – Москва. – 2009. – 120 с.
- [4] Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В. Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона. // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2013. – №. 1. – С. 118-129. DOI: 10.15356/0373-2444-2013-1-118-129
- [5] Панин А.В., Сидорчук А.Ю. Макроизлучины («большие меандры»): проблемы происхождения и интерпретации // Вестник МГУ. Сер. 5. Геогр. 2006. №6. С.14-22.
- [6] Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю. Вклад талых ледниковых вод в формирование стока Волги в последнюю ледниковую эпоху // Водные ресурсы. 2021, том 48, № 6, с. 656–663. DOI: 10.31857/S0321059621060146
- [7] Сидорчук А. Ю., Панин А. В., Борисова О. К. Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Водные ресурсы. – 2008. – Т. 35. – №. 4. – С. 406-416.
- [8] Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov, A., Chuyko M. Glaciomorphological map of the Russian Federation // Quaternary International. – 2016. – Vol. 420. – pp. 4-14. DOI: 10.1016/j.quaint.2015.09.024
- [9] Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T. First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // Boreas. 2021. Vol. 50 (1). Pp. 134-146. DOI: 10.1111/bor.12478
- [10] Sidorchuk A. Y., Panin A. V., Borisova O. K. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period // Geomorphology. – 2009. – Т. 113. – №. 3-4. – С. 137-157. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.03.007
- [11] Vandenberghe J., Sidorchuk A. Large palaeomeanders in Europe: Distribution, formation process, age, environments and significance // Palaeohydrology. – Springer, Cham, 2020. – P. 169-186. DOI: 10.1007/978-3-030-23315-0\_9

**СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИН ПРОРЫВА ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ**

**А.О. Уткина, А.В. Панин**

Институт географии РАН, Москва, Россия, utkina@igras.ru

**WATER GAPS IN THE UPPER VOLGA VALLEY : GEOMORPHOLOGICAL ASPECTS AND DEVELOPMENT HISTORY**

**A.O. Utkina, A.V. Panin**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Одним из ключевых вопросов палеогеографии верхней Волги является формирование долин прорыва, т.к. с их образованием связаны перестройки речной сети. Долины прорыва представляют собой суженные участки долины с глубоко врезанным руслом, высокими коренными берегами, отсутствием террасовых уровней. Механизм их образования связан с резким «перепиливанием» местного водораздела водным потоком. Молодой морфологический облик таких долин позволил исследователям [1,2,3] сделать вывод о недавнем присоединении долины верхней Волги к остальной речной системе. Согласно их мнению, верхняя часть бассейна р. Волги (от ее истока на Валдайской возвышенности до места впадения р. Унжи) присоединилась к среднему и нижнему течению реки в конце позднего плейстоцена (14-15 тыс. л.н.) в результате формирования долины прорыва у г. Плёса (Ивановская обл.). Еще одна долина прорыва верхней Волги находится у г. Тутаева (Ярославская обл.), ее формирование датируется [1] около 15 тыс. л.н. Касательно механизма образования долин прорыва Д.Д. Квасовым [1] была выдвинута гипотеза формирования этих

участков в результате спуска ледниково-подпрудных озер в последнюю ледниковую эпоху. Согласно этой гипотезе, на месте бассейна верхней Волги в валдайское время существовала система озер, образованная в результате подпруживания ледником рек, текущих на север. В течение валдайского времени по мере отступления ледника их площадь постепенно сокращалась. Согласно Квасову [1], водами этих озер были перепилены водоразделы у гг. Плёса и Тутаева, в результате чего и были образованы долины прорыва.

В задачи нашего исследования входило определение возраста и механизма формирования долин прорыва верхней Волги. Полученные нами результаты позволяют во многом уточнить сведения о функционировании долины Волги в конце плейстоцена.

Для решения данных задач прежде всего необходимо изучить строение долин прорыва. Долина прорыва у г. Плёса характеризуется крутыми коренными берегами, высота бровок у русла примерно одинаковая и составляет 125-130 м, русло врезано до отметки 70 м абс. (дно русла) при современном урезе Горьковского водохранилища 84 м (высота подпора порядка 8 м). Следов древних долин на профиле не наблюдается, в целом врез имеет характеристики свежего и резкого: очень крутые борта, прорезание всей толщи отложений на данном участке. Согласно предыдущим исследованиям [4], в долине прорыва какие-либо аллювиальные отложения, встречающиеся выше по долине Волги, отсутствуют. Однако в ходе полевых исследований нам удалось опровергнуть это утверждение. В крутом левом борту долины Волги напротив г. Плёса, в свежей промоине (рытвине глубиной 1,8-2,2 м) была вскрыта толща песков общей мощностью 15 м. Разрезом вскрыто песчаное тело, прислоненное к коренному склону долины. Эта форма рельефа характеризуется выровненной вершинной поверхностью (высота ок. 20 м над урезом), которая сменяется склоном крутизной 30-40° (перегиб – на высоте ок. 12 м над урезом), спускающимся к урезу. Таким образом, форма образует «ступеньку» на склоне долины и по морфологии представляет собой террасовый уровень. Высокая мощность вскрытого аллювия (20 м – уровень террасы, 5,5 м – видимая нижняя граница аллювия) говорит о направленной аккумуляции. В разрезе отобрано 6 образцов на люминесцентное датирование (ОСЛ). Полученные датировки укладываются в диапазон 130-140 тыс. л.н. В совокупности полученные характеристики отложений и их возраст, а также положение изученной поверхности в долине и ее рельеф позволяют нам утверждать, что она представляет собой террасовый уровень. Таким образом, мы можем опровергнуть ранее высказанное утверждение об отсутствии террасовых уровней в долине прорыва у Плёса, и, кроме того, определить время, в которое долина уже должна была существовать. Датировка 130-140 тыс. л.н. относится к позднемосковскому времени – следовательно, мы можем установить, что в данное время долина Волги здесь уже существовала и в ней происходила аккумуляция.

В ходе полевых исследований также было проведено исследование строения долины прорыва у г. Тутаева. На правом берегу Волги был заложен буровой профиль у деревни Отмищево, в месте впадения в Волгу ее небольшого правого притока – речки Долгополки. Речка Долгополка впадает слева в р. Волгу в 4 км выше г. Тутаева. В ходе полевого исследования была обнаружена первая надпойменная терраса реки Волги. Уступ террасы выражен четко в месте впадения в Волгу р. Долгополки (ее правый берег). Уступ обрывистый, высота около 8 м над урезом (абсолютная высота уступа – 91 м). Выше по течению Волги уступ постепенно нивелируется. Выше, к междуречью, терраса полого поднимается без выраженных перегибов. Из стенки разреза были отобраны образцы на ОСЛ-датирование, результаты которого показали, что формирование террасы продолжалось с раннего голоцена (ок. 10 тыс. л.н.) до даты около 1 тыс. л.н. Другие скважины, заложенные выше по склону Волги, не позволили обнаружить достоверных аллювиальных или озерных отложений. Верхняя часть склона долины здесь перекрыта делювием, в средней части склона над мореной выделяется горизонт флювиогляциальных отложений.

Таким образом, полевые исследования позволяют опровергнуть предыдущие сведения и установить наличие в долинах прорыва террас. В долине прорыва у г. Плёса обнаружен террасовый уровень высотой 99 м абс, формирование которого происходило 130-150 тыс.

л.н., в позднемосковское время. В долине прорыва у г. Тутаева была обнаружена терраса на уровне 91 м, формирование которой произошло в голоцене. Таким образом, согласно полученным нами данным о геолого-геоморфологическом строении долин прорыва, их формирование должно было произойти в позднемосковское время, о чем убедительнее всего свидетельствует наличие позднемосковской террасы в долине прорыва у г. Плёса.

Т.к. формирование долин прорыва произошло в позднемосковское время, уже только один этот факт позволяет нам опровергнуть гипотезу Д.Д. Квасова [1] о формировании долин прорыва путем перепиливания водораздела водами валдайских ледниково-подпрудных озер. Кроме того, нами была выполнена верификация возможности формирования такой системы озер с помощью компьютерного моделирования в ГИС-системах. Один из важных факторов, которые могли бы повлиять на формирование ледниково-подпрудных озер – это эффект гляциоизостазии. Существование ледниковых щитов вызывало помимо значительного воздействия на изменение климата и характер экзогенных процессов прогибания литосферы амплитудой в несколько сот метров, которые сменялись при таянии ледников близкими по величине поднятиями в эпохи позднеледниковой и межледниковой. Такие движения литосферы носят название гляциоизостатических. Одним из важнейших факторов гляциоизостатического воздействия на развитие рельефа являлось формирование прогибаний литосферы под нагрузкой ледниковых щитов, которое распространялось за пределы их краев, образуя флексуру, наклоненную к ледниковому щиту. В дистальном направлении от ледника в пределах перигляциальной зоны она завершалась валообразным поднятием (приледниковым компенсационным валом – ПКВ, *glacial forebulge*). Одним из возможных механизмов возникновения подпрудных приледниковых озер, реконструированных Квасовым [1], является перекося бассейна Волги под воздействием гляциоизостазии в сторону ледника. Т.е. часть Волги, оказавшаяся на осевой части приледникового вала, оказалась бы гипсометрически выше, чем ее исток. Такое изменение профиля Волги позволило бы сформироваться подпрудным озерам, южный берег которых был бы ограничен приледниковым валом, а северный – ледником. Приняв во внимание величины и характер региональных гляциоизостатических деформаций, смоделированных при помощи свободно распространяемого ПО SELEN<sup>4</sup> [5], в ГИС-программе ArcGIS нами была реконструирована «палеотопография» бассейна верхней Волги на три ключевые даты: 21 тыс. л.н., 17,5 тыс. л.н. и 15 тыс. л.н. На эти же даты Д.Д. Квасовым [1] были построены схемы системы приледниковых озер бассейна верхней Волги. Для получения наглядной иллюстрации изменений топографии в бассейне Волги под влиянием эффекта гляциоизостазии были построены продольные профили по руслу Волги для каждой из дат и для современной Волги. Полученные профили представлены на рис. 1. По ним не наблюдается достаточно сильное влияние гляциоизостазии для полного или хотя бы частичного перекося продольного профиля Волги в сторону ледника, что указывает на минимальную вероятность формирования системы озер. Кроме того, в ходе полевых исследований нами не были обнаружены озерные отложения в долине верхней Волги. Однако по данной модели реконструируется постепенное последовательное понижение поверхности приледникового вала, ось которого проходит между гг. Плёсом и Костромой. Соответственно, рост уклона Волги из-за проседания приледникового вала мог стать причиной послеледниковой врезания.

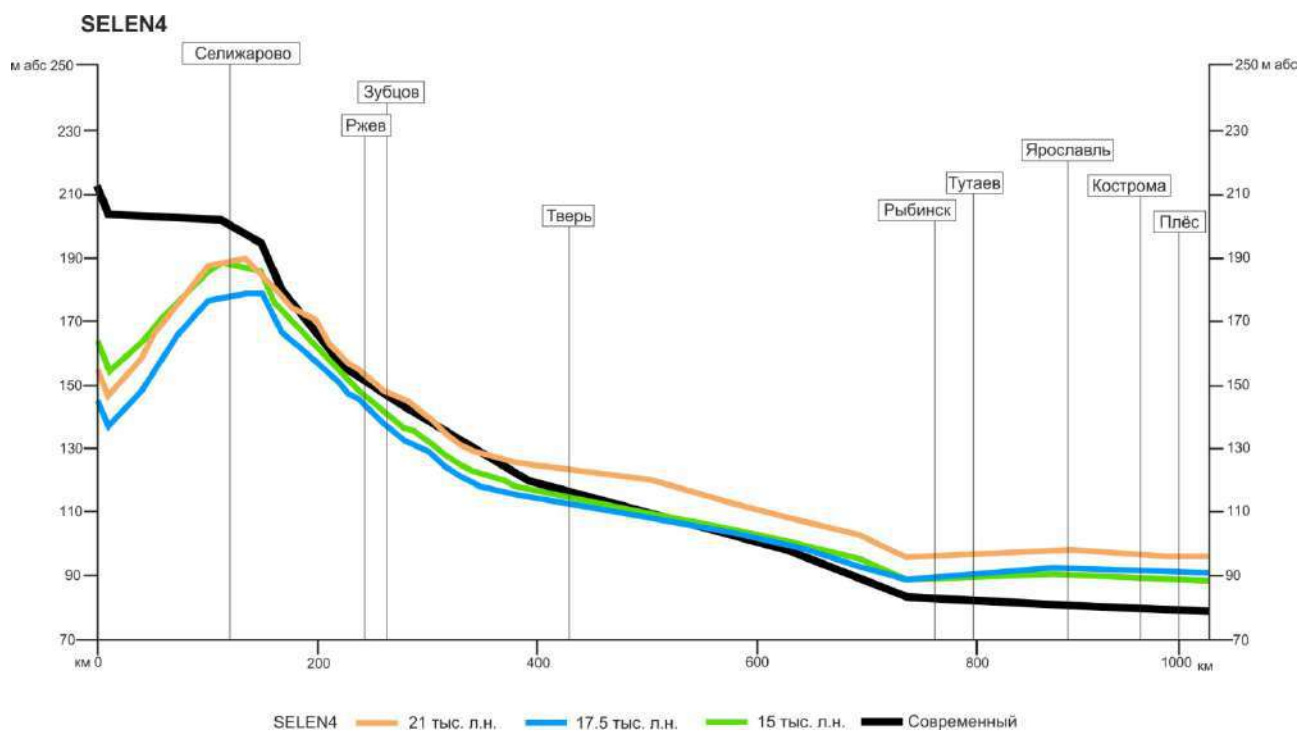


Рис. 1. Продольные профили верхней Волги: современный и реконструированные с учетом гляциоизостазии.

Исключив возможность формирования приледниковых озер в бассейне верхней Волги, наиболее вероятным механизмом формирования долин прорыва можно назвать эрозию потоков талых ледниковых вод, вытекавших из-под находившегося рядом края московского ледника. Таким образом, тот факт, что долины прорыва верхней Волги у г. Тутаева и г. Плеса сформировались в позднемосковскую эпоху, позволяет нам утверждать, что долина верхней Волги в ее современной конфигурации была сформирована и вошла в состав речной системы Волги уже в конце среднего плейстоцена. Эффект гляциоизостазии проявился в том, что проседание приледникового вала в ходе поздневалдайской дегляциации вызвало врезание реки, что подтверждается присутствием голоценовой террасы.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект №17-17-01289).*

Список литературы:

- [1] Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. СПб: Наука, 1975. 278 с.
- [2] Мирчинк Г.Ф. Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи. // Труды Комиссии по изуч. четвертич. Периода АН СССР, 1935. Т. 4. Вып. 2. 298 с.
- [3] Шукина Е.Н. Террасы Верхней Волги и их соотношение с ледниковыми отложениями Горьковско-Ивановского края. // Бюллетень Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933. Т. 11, №3. С. 195-224.
- [4] Большакова П.А. Геологическое строение и гидрогеологические условия территории листа 0-37-XXIV. /Отчет Расловской ГПП о комплексной геолого-гидрогеологической съемке м-ба 1:200000 в 1960-63 гг./, 1963.
- [5] Spada, G., & Melini, D. (2019). SELEN<sup>4</sup> (SELEN version 4.0): a Fortran program for solving the gravitationally and topographically self-consistent sea-level equation in glacial isostatic adjustment modeling. *Geoscientific Model Development*, 12(12), 5055–5075. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-5055-2019>



**ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ И ЗАБОЛАЧИВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ  
РОССИЙСКО-ФИНЛЯНДСКОГО ПАРКА «ДРУЖБА» В ГОЛОЦЕНЕ****Л.В. Филимонова**

Институт биологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, filimonovaluda@mail.ru

**VEGETATION DYNAMICS AND PALUDIFICATION PROCESS AT THE AREA OF  
RUSSIAN-FINNISH FRIENDSHIP PARK DURING THE HOLOCENE****L.V. Filimonova**

Institute of Biology Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, Russia

Получены палеогеографические данные для заповедника «Костомукшский» [1], который расположен на северо-западе Карелии (рис. 1), входит в состав российско-финляндского парка «Дружба» и Зеленого пояса Фенноскандии и представляет собой эталон хорошо сохранившихся коренных северотаежных сосновых лесов. С целью получения реконструкции истории их становления в послеледниковое время выполнены стратиграфические, радиоуглеродные и палеоботанические (определение пыльцы, спор, макроостатков растений, водорослей *Pediastrum*) исследования озерно-болотных отложений двух разрезов болота Межсельговое (64.578611 N, 30.369444 E). Спорово-пыльцевые диаграммы (СПД) и датировки по  $^{14}\text{C}$  приведены на рисунках 2 и 3. Для выявления общих тенденций и локальных особенностей развития суходольной растительности, а также заболачивания территории проведено сопоставление и обобщение новых и ранее полученных автором статьи данных по разрезам болот Isosuo (64.566667 N, 29.85 E, 250 м н.у.м.) и Härkösuo (64.2 N, 30.433333 E, 235 м н.у.м.) [2] из финской части парка «Дружба» (рис. 1). Реконструкции динамики растительности выполнены со времени дегляциации района исследований в пребореале до современности на фоне изменения природной среды, а также с учетом геоморфологии территории и антропогенного воздействия [1]. Они опираются на 20 датировок по  $^{14}\text{C}$ . В статье наряду с радиоуглеродным указан калиброванный возраст датированных отложений и палеогеографических событий, рассчитанный с использованием программы OxCal (<https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>) на основе калибровочной кривой IntCal20 [3].

Установлено, что дегляциация территории российско-финляндского парка «Дружба» началась примерно 9700 л.н. / 11 160 кал.л.н. и закончилась не позднее 9500±70 л.н. / 10 830±160 кал.л.н. Таяние и деградация ледникового покрова были обусловлены глобальным потеплением климата в начале пребореального периода с максимумом приблизительно 10 000 л.н. / 11600 кал.л.н. По мере отступления ледника здесь распространились перигляциально-степные полынно-марево-разнотравные, тундровые (ерниково- и кустарничко-зеленомошные, ивовые и осоково-злаковые), а также лесотундровые березовые (с *Betula pubescens* и *Betula czerepanovii*) сообщества. Доля первых близ мест исследований была невысокой, а к концу периода уменьшились и площади, занимаемые тундровой растительностью. Наибольшее распространение в это время уже имели березовые редколесья. О несомкнутости растительного покрова свидетельствуют минеральный состав отложений в исследованных разрезах, низкая насыщенность их микрофоссилиями, присутствие пыльцы можжевельника, эфедры и довольно большого количества спор различных плаунов (рис. 2, 3).

В пребореальное время началось заторфовывание некоторых обводненных депрессий, что подтверждает радиоуглеродная датировка 9500±70 л.н. / 10830±160 кал.л.н. базального слоя торфа с примесью песка из разреза Isosuo [2]. Мелководья палеоводоемов также начали зарастать водно-болотной растительностью, но этот процесс сдерживался их глубоководностью, поступлением холодных талых вод и еще довольно суровыми климатическими условиями. Об этом свидетельствует присутствие в отложениях палеоводоема Межсельговое водорослей *Pediastrum integrum* var. *integrum* и *P. kawraiskyi*, характерных для холодных и глубоководных водоемов.

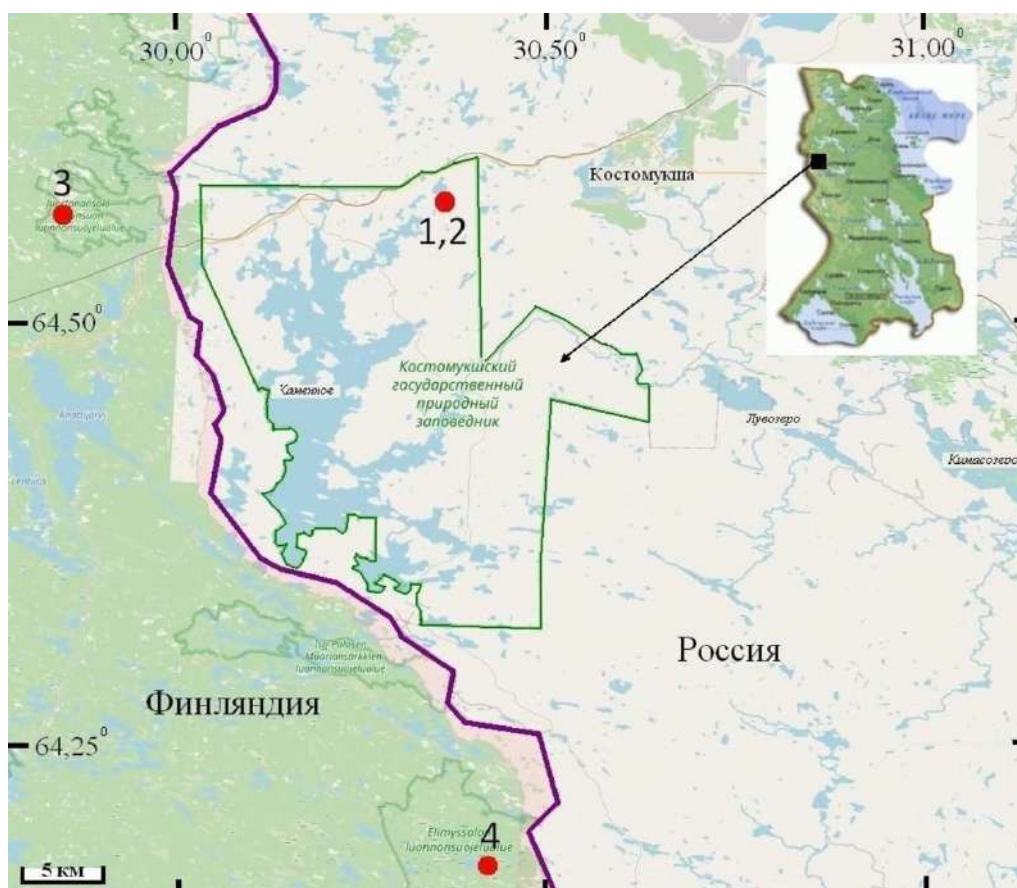


Рис. 1. Картограмма района исследований. Кружками и цифрами обозначены разрезы, для которых имеются спорово-пыльцевые диаграммы. Обозначения: 1 – Межсельговое-1, 2 – Межсельговое-2, 3 – Isosuo, 4 – Härkösuo.

В бореале березовые редколесья сменились березовыми и сосново-березовыми редкостойными лесами, которые на протяжении большей его части были еще широко представлены близ болот Межсельговое, Härkösuo (9110±80 л.н. / 10 300±100 кал.л.н.) и Isosuo (8370±60 л.н. / 9370±80 кал.л.н.). Возрастание участия сосны в составе лесов близ болота Härkösuo датировано возрастом 8750±50 л.н. / 9750±120 кал.л.н., у болота Isosuo – 8370±60 л.н. / 9370±80 кал.л.н. Максимального распространения сосновые леса достигли в конце бореала, в интервале от 8240±60 л.н. / 9220±100 кал.л.н. [2] до 8090±200 л.н. / 9000±260 кал.л.н. (рис. 2). О редкостойности лесов в бореальное время свидетельствует присутствие в их составе, согласно данным палинологического анализа (рис. 2, 3), можжевельника и значительного количества разнообразных плаунов.

Распространение северотаежных лесов в бореале на территории исследований проходило на фоне существенного потепления климата и дефицита влажности. Благоприятный климат и снижение уровня грунтовых вод в результате продолжающегося гляциоизостатического подъема Балтийского щита способствовали распространению сосны (*Pinus sylvestris*), что нашло отражение во всех СПД из района исследований, в том числе полученных на болоте Межсельговое (рис. 2, 3), а также создало условия для болотообразования. Так, согласно данным [2] началось заторфовывание тектонической депрессии, приведшее к образованию болота Härkösuo, причем сразу с отложения мезотрофного торфа, базальный слой которого датирован возрастом 9110±80 л.н. / 10 300±100 кал.л.н. Значительное снижение уровня воды в палеоводоеме Межсельговое привело к его обмелению. Это, на фоне существенного потепления климата улучшило его прогрев и вызвало распространение планктона, бентоса и гидрофитов, что способствовало отложению сапропеля. В прибрежной части, вероятно, уже сформировались болотные палеосообщества, и шло торфонакопление.

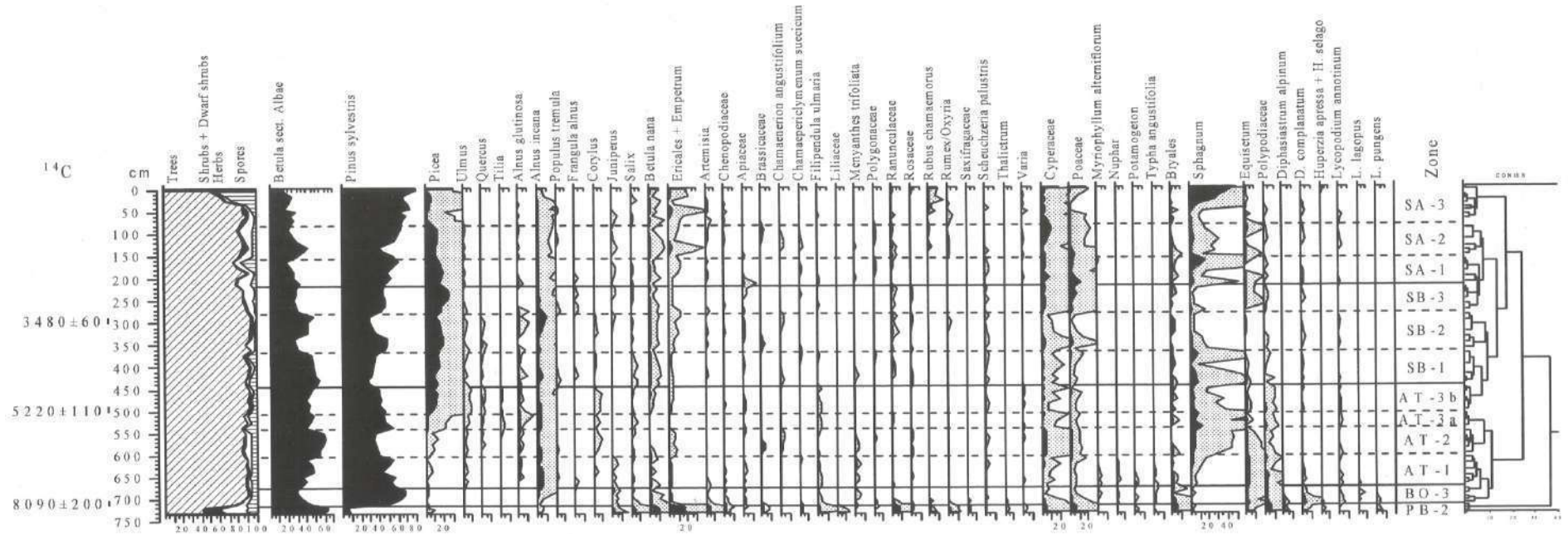


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза озерно-болотных отложений разреза Межсельговое-1.

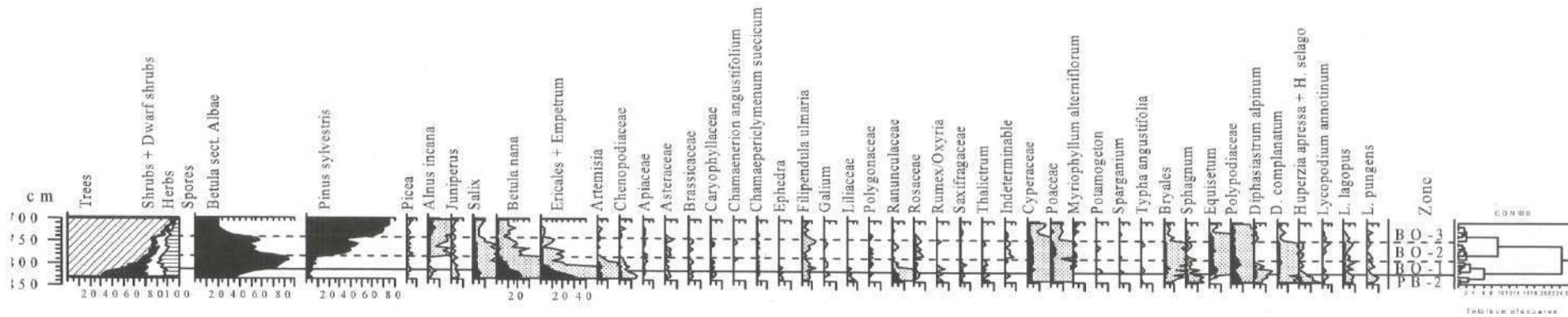


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза озерных отложений разреза Межсельговое-2.

Согласно палинологическим и радиоуглеродным данным на протяжении всего атлантического периода в регионе исследований по-прежнему преобладали сосновые и березово-сосновые леса. Потепление и увеличение влажности климата способствовало тому, что они приобрели среднетаежный облик, создало условия для расселения ольхи клейкой, возможно, вяза. Распространение ели на территории российско-финляндского парка «Дружба» происходило на протяжении последней трети атлантического периода. Согласно данным, присутствие ее пыльцы в отложениях разреза Härkösuo, возраст которых  $6000 \pm 70$  л.н. /  $6850 \pm 100$  кал.л.н, было незначительным (0.3%) и связано, скорее всего, с ветровым переносом. Примерно 5700 л.н. / 6470 кал. л.н. содержание пыльцы составило 1.7%, что подтверждает участие ели в растительном покрове, а  $5440 \pm 40$  л.н. /  $6240 \pm 50$  кал.л.н. достигло 7% [2] и свидетельствует о существенном ее вкладе в состав лесов. На территории заповедника «Костомукшский» оно отмечено со времени  $5220 \pm 110$  л.н. /  $6000 \pm 140$  кал. л.н. (рис. 2).

В атлантическом периоде шло активное зарастание обмелевших водоемов, в том числе Межсельговое, евтрофными травяными, травяно-сфагновыми и травяно-гипсиновыми сообществами и переход их на тельматическую стадию развития. Примерно с 6000 л.н. / 6850 кал. л.н. в центральной части исследованного болота отмечено формирование низких кочек со *Sphagnum centrale*, а со времени 5700 л.н. / 6470 кал. л.н. – гряд со *Sphagnum magellanicum*, на которых селились *Betula nana* и *Ericales*. В мочажинах *Carex lasiocarpa*, *Sphagnum teres* и *S. sec. Subsecunda* были вытеснены шейхцериевыми сообществами с *Carex limosa* и *Eriophorum vaginatum*. На болотах Isosuo и Härkösuo широкое распространение имели евтрофные и мезотрофные фитоценозы, в состав которых входили различные осоки и мхи, а также вахта и хвощ. В последней трети атлантикума на первом из них отмечено появление мезотрофно-олиготрофных осоково-шейхцерииво-сфагновых (*Sphagnum* sect. *Subsecunda*) сообществ, на втором – формирование кочковато-топяных комплексов со *Sphagnum fuscum* на кочках [2].

Суббореальный период начался с резкого похолодания и уменьшения влажности климата до минимальных значений 4500 л.н. / 5150 кал. л.н. После 4200 л.н. / 4760 кал. л.н. температуры вновь превысили современный уровень и колебались, но при меньших значениях, чем в атлантическое время. На протяжении суббореала в районе исследований продолжается распространение ели, о чем свидетельствуют увеличение содержания ее пыльцы в отложениях этого времени и значительное количество датировок по  $^{14}\text{C}$ . Для территории финской части парка «Дружба» получены датировки:  $4420 \pm 50$  л.н. /  $5050 \pm 120$  кал. л.н.,  $4400 \pm 70$  л.н. /  $5040 \pm 130$  кал. л.н. и  $3290 \pm 70$  л.н. /  $3520 \pm 80$  кал.л.н. [2]. Согласно данным после  $3480 \pm 60$  л.н. /  $3750 \pm 80$  кал. л.н. в лесах, окружающих болото Межсельговое, доля хвойных пород, особенно сосны, уменьшилась, а березы и ольхи, пионеров зарастания, возросла. То, что эти локальные изменения имели пожарное происхождение, подтверждают изменения в соотношении пыльцы основных древесных пород (рис. 2), а также присутствие пыльцы *Chamaenerion angustifolium*, *Caluna vulgaris* и угольных частичек. Последующее увеличение в последней трети суббореала содержания пыльцы *Pinus sylvestris* и *Picea* (рис. 2) отражает постпирогенное восстановление хвойных лесов, а максимум последней во всех трех СПД, полученных для парка «Дружба», – наибольшее распространение здесь еловых лесов. В это время они согосподствовали с сосняками, и, возможно, даже преобладали в пределах отдельных небольших территорий.

В суббореале на болоте Isosuo по-прежнему были характерны мезотрофно-олиготрофные шейхцерииво-осоковые и шейхцерииво-осоково-сфагновые сообщества, на Härkösuo – кочковато-топяные комплексы со *Sphagnum fuscum* на кочках [2], Межсельговое – грядово-мочажинные комплексы со *Sphagnum magellanicum*, *Betula nana* и *Ericales*.

Глобальное похолодание в начале субатлантического периода (SA) вызвало выпадение из растительного покрова района исследований и южнее расположенных территорий неморальных видов, изреживание сосновых и еловых лесов, в результате чего они приобрели северотаежный облик. Согласно палинологическим данным, в SA-1 ельники еще играли значительную роль в окружении болот Межсельговое (рис. 2) и Isosuo, что подтверждает датировка  $2030 \pm 60$  л.н. /  $1980 \pm 90$  кал. л.н., полученная для второго из них. Близ болота Härkösuo

участие еловых и сосновых лесов резко уменьшилось, а постпирогенных ольхово-березовых сообществ возросло. Несколько позже появление последних отмечено близ болота Межсельговое (рис. 2). В SA-2 доля еловых лесов снижается, что нашло отражение в СПД, в том числе разреза Межсельговое-1 (рис. 2), и подтверждено датировкой из разреза Härkösuo (1650±60 л.н. / 1530±80 кал.л.н.); сосновые леса становятся доминирующими. Еще большее уменьшение участия ели в составе лесов отмечено в последние 800 (700) лет. Подтверждающие это датировки 830±30 л.н. / 730±30 кал. л.н., 450±60 л.н. / 470±70 кал. л.н. и 55±10 л.н. / 120±80 кал. л.н. получены для СПД Härkösuo и Isosuo [2].

В субатлантике на исследованном участке болота Härkösuo отмечено увеличение трофности из-за большего поступления богатых грунтовых вод и формирование мезотрофно-евтрофных осоково-сфагновых (*Sphagnum warnstorffii*) сообществ. На болоте Isosuo подъем уровня болотно-грунтовых вод способствовал распространению гипергидрофильных сфагнов (*Sphagnum balticum*, *S. lindbergi*, *S. papillosum*), характерных для обводненных мочажин. В месте отбора разреза Мошкарное-1 зафиксировано «наступление» мочажины на гряды в SA-1. Однако последующая экспансия *Sphagnum magellanicum*, а со времени 800 л.н. / 700 кал. л.н. доминирование *S. fuscum* свидетельствуют об обеднении болотно-грунтовых вод, снижении их уровня и переходе центральной части болота на атмосферный тип питания.

В конце субатлантического периода на фоне преимущественного распространения коренных сосновых северотаежных лесов на территории исследований характерно появление вторичных лесов, образовавшихся в результате агрокультурного освоения территории. Здесь проводили выборочные рубки, расчищали участки под сенокосы и поля, прокладывали дороги. Вырубали и выжигали, прежде всего, еловые и сосново-еловые леса, произрастающие на равнинных территориях с наиболее богатыми почвами. Сосняки, растущие на бедных, каменистых грунтах, малодоступных скалах, вершинах, а также склонах гряд и холмов страдали от этого, естественно, в меньшей степени. Пионеры зарастания береза и ольха среди первых заселяли вырубку, гари, брошенные сельскохозяйственные земли. В настоящее время сосняки занимают почти 84%, ельники – менее 16%, мелколиственные леса – 0.5% лесопокрытой площади заповедника «Костомукшский». Из-за приграничного расположения, а затем перехода территории исследования в статус государственного природного заповедника леса здесь не испытали существенного антропогенного воздействия. Кроме того, лесные массивы, особенно сосняки, пострадавшие от природных пожаров (молний), возникавших периодически на протяжении голоцена, пройдя постпирогенные стадии, уже практически восстановились.

В результате проведенных исследований установлено, что дегляциация северо-запада Карелии и появление здесь ели произошли несколько раньше, чем считалось. Смены растительных сообществ на первых этапах формирования растительного покрова происходили значительно быстрее, чем в среднетаежной ее подзоне. В результате сопоставления данных, полученных для российско-финляндского парка «Дружба» и литературных палеогеографических данных с окружающих территорий выявлены региональные и локальные особенности развития суходольной и водно-болотной растительности. Получены климато-хронологическая схема динамики суходольной растительности с пребореала до настоящего времени для района палеогеографических исследований [1], а также комплекс датированных СПД ( $20^{14}\text{C}$ ) для современной территории распространения северотаежных сосновых лесов, который может быть использован в качестве эталона при корреляции с СПД других регионов с целью реконструкции пространственно-временной динамики растительности.

#### Список литературы:

- [1] Филимонова Л.В. Динамика растительности в заповеднике «Костомукшский» (Россия) и на окружающей территории на фоне изменения природной среды в голоцене // Nature Conservation Research. Заповедная наука. – 2021. – № 6(Suppl.1). – С. 98–115. DOI: 10.24189/ncr.2021.019
- [2] Kuznetsov O., Heikkilä R., Mäkilä M., Filimonova L. Holocene vegetation dynamics and carbon accumulation of two mires in Friendship Park, eastern Finland // Mires from pole to pole. J. The Finnish environment. – 2012. – Vol. 38. – P. 91–112.
- [3] Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. – 2020. – Vol. 62(4). – P. 725–757. DOI: 10.1017/RDC.2020.41

**ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЙ НА ЧУХЛОМСКОМ ОЗЕРЕ (КОСТРОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)  
К.Г. Филиппова<sup>1</sup>, Е.А. Константинов<sup>1</sup>, А.Л. Захаров<sup>1</sup>, А.А. Медведев<sup>1</sup>, Н.В. Сычев<sup>1</sup>,  
Н.В. Кузьменкова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, xenia.filippova@igras.ru

<sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Химический факультет, Кафедра радиохимии, Москва, Россия

**PRELIMINARY RESULTS OF THE PALEOLIMNOLOGICAL STUDY  
OF THE CHUKHLOMSKOE LAKE (KOSTROM A REGION)  
K.G. Filippova<sup>1</sup>, E.A. Konstantinov<sup>1</sup>, A.L. Zakharov<sup>1</sup>, A.A. Medvedev<sup>1</sup>, N.V. Sychev<sup>1</sup>,  
N.V. Kuzmenkova<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Lomonosov MSU, Chemistry Department, Radiochemistry Division, Moscow, Russia

*Актуальность исследования.* Озерные котловины, представляя собой природные седиментационные ловушки, являются важным объектом для изучения истории развития ландшафтов и климата. Изучение колонок донных отложений озер с помощью большого набора литологических, геохимических и палеонтологических аналитических методик позволяет выполнять детальные палеогеографические реконструкции.

Чухломское озеро расположено в северной части Костромской области, на возвышенной Галичско-Чухломской гряде (водораздел рек Костромы и Унжи). Оно является одним из крупнейших и наиболее древних озер центра Восточно-Европейской равнины наряду с озерами Плещеевым, Неро и Галичским. Их расположение южнее границы последнего валдайского оледенения [8], дает основание предполагать, что возраст озерных осадков может превышать 130 тысяч лет. И это подтверждается данными бурения в котловинах всех вышеуказанных озер, кроме Чухломского. Для осадков котловины Чухломского озера до сих пор нет достоверных данных о возрасте и составе, что делает его наименее изученным в палеогеографическом отношении.

История изучения Чухломского озера включает несколько этапов: 1) в 20-30-х годах XX века озеро изучалось с целью разведки сапропелевых отложений, но результаты опубликованы лишь в небольших описательных статьях [17, 18]. В Краеведческом музее г. Чухломы находится батиметрическая карта озера масштаба 1:25000, составленная в 1927-28 гг. Г.Г. Чалеевым. В конце 30-х годов в районе озера побывал палеогеограф К.К. Марков с коллегами. Ими описаны единичные находки торфа, и снова нет детальных реконструкций истории формирования озера [6, 11]. Большой вклад в сохранение и обобщение материалов по изучению озера первой половины XX века внес директор Чухломского Краеведческого музея Г.И. Лебедев [10]. В середине XX века Чухломское озеро упоминается в работах В.П. Гричука [5] и Д.Д. Квасова [9], а также материалах отчета геологической съемки масштаба 1:200000 [12]. Начиная с 80-х годов работы, в основном, посвящены экологии водоема и рыбохозяйственным проблемам [2, 16]. Современных исследований немного, и посвящены они, главным образом, экологии водоема [14, 15].

Нами не обнаружено данных по строению донных осадков, их стратиграфии и возрасту. Нет оценки темпов осадконакопления в позднем плейстоцене и голоцене, а также колебаний уровня водоема. Последнее представляет дополнительный интерес при изучении археологических памятников эпохи неолита, реже палеолита, расположенных на берегах озера. Помимо того, в окрестностях озера находится большое количество памятников средневековой архитектуры [1].

*Объект и методика исследования.* Чухломское озеро расположено на возвышенности, имеет небольшой водосбор и компактный размер – его площадь составляет около 48,7 км<sup>2</sup> при максимальной длине с СЗ на ЮВ 8,8 км и максимальной ширине с ЮЗ на СВ 7,6 км. Крупные притоки отсутствуют. По скорости внешнего водообмена озеро относится к средне- и слабопроточным, в нем преобладают автохтонные процессы. Вынос твердого стока, биогенов и загрязняющих веществ затруднен. Озеро является высокотрофным. В настоящее

время берега озера заболачиваются, площадь водной поверхности сокращается, ухудшаются условия обитания промысловых видов рыб, в осеннее и зимнее время часто наблюдается замор рыбы. Происходит процесс активной эвтрофикации водоема [15]. В 1963 г. на реке Вексе, вытекающей из озера, была построена шандорная переливная плотина (высота верхнего бьефа 150,04 м, нижнего – 148,38 м).

Геоморфологическое положение озера и морфометрические характеристики его котловины создают предпосылки для стабильного и непрерывного осадконакопления, что очень важно для палеорекоконструкций природных обстановок, поскольку потеря информации из такого палеоархива минимизирована.

Полевые работы для сбора данных были проведены в феврале и июле 2021 г. Во время зимней экспедиции нами были выполнены рекогносцировочные промеры глубины со льда с помощью лота для верификации имеющейся карты 1927-28 гг. и выбора перспективных участков для бурения донных отложений. Оказалось, что распределение глубин на архивной карте не полностью совпадает с реальной батиметрией водоема, вероятно, из-за ошибки плановой привязки точек промеров в 1920-е годы.

Путем ручного бурения со льда при помощи поршневого бура Ливингстона получены две колонки отложений в разных по глубине частях озера. Первая колонка Chu7A длиной 9 метров заложена на глубине 2,6 м; вторая колонка Chu13A длиной 7 метров – на глубине 4,5 м. На участке Chu13A при помощи заморозки дополнительно выполнен отбор верхней слабоконсолидированной части осадка по методике Е.А. Константинова [20]. Исследование верхней части осадка нацелено на определение современных темпов осадконакопления путем исследования распределения по разрезу короткоживущих радиоизотопов  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$ . Замороженный керн этой части осадка мощностью 0,6 м см был распилен на образцы с шагом по 2,5 см. Анализ выполняется на кафедре радиохимии Химического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

Во время летней экспедиции в июле 2021 г. проведена батиметрическая съемка по всей акватории озера с помощью моторной лодки и двух эхолотов – DeeperPro+ и Lowrance HDS 9. Получено более 50 тысяч точек измерения глубины. Закартирована структура поверхностного слоя осадков. Построена первая надежная модель донного рельефа Чухломского озера.

На склонах озерной котловины выполнено два буровых профиля: первый – на высоком северном берегу озера в районе Свято-Покровского Авраамиево-Городецкого монастыря и деревни Аринино, второй – на правом борту вытекающей из озера реки Вексы. По двум профилям пробурено 14 скважин ручным буром Eijkelkamp глубиной от 1,4 до 3,6 м и один шурф глубиной 1,76 м. Описано литологическое строение отложений, отобраны образцы на радиоуглеродное датирование (15 из скважин и 2 – из шурфа). В шурфе описана палеопочва и предположительно культурный слой, произведен сплошной отбор 18 образцов каждые 10 см. Высоты и плановое положение горных выработок фиксировались ГНСС ровером EFT M4.

С помощью БПЛА DJI Phantom 4 Pro выполнена съемка берегов Чухломского озера, на основании которой будет построена ЦММ отдельных участков берега.

Керн Chu13A из глубоководной части озера проанализирован в Лаборатории палеоархивов природной среды Института Географии РАН. Отобраны образцы на диатомовый и спорово-пыльцевой анализы для характеристики палеоэкологических и палеоклиматических условий. Эти параметры на настоящий момент находятся в обработке.

Анализ гранулометрического состава отложений колонки Chu13A (136 образцов с шагом 5 см) выполнен на лазерном дифрактометре Malvern Mastersizer 3000. Потери при прокаливании (LOI) измерены согласно методике, предложенной Heiri et. al. [19]. Удельная массовая магнитная восприимчивость (МВ) измерена с помощью прибора ZH Instruments SM 150 L на низкой частоте (500 Hz).

*Результаты.* Батиметрическая съемка позволила проанализировать рельеф дна Чухломского озера. Составленная нами карта существенно уточняет представления о

морфологии озерной котловины. Исторически у отдельных частей озера сложились местные названия (т.н. глуби), например – Чухломская, Южная, Елочная, Озерко, Ровные воды, Святицкая (напротив устья реки Святицы) и другие (по названиям рек) (карта 1927-28 гг.). Результаты нашей съемки показали, что наиболее глубоководная зона имеет вид двух ложбин, расходящихся от центра озера в сторону г. Чухломы (на юго-восток) – Южная и Чухломская глуби. Максимальная глубина в этой зоне (и для всего озера) достигает 5,44 м. Средняя глубина озера составляет 2,38 м (медианная – 2,26 м, модальная – 2,24 м). Глубины 2,1-2,3 м при этом занимают 37% площади, а глубины 1,9-2,6 м – 66,33%. По гистограмме распределения глубин видно, что существует две ступени – 2,0-2,4 м и 1,5-1,8 м. Бурение отложений было произведено как в глубоководной части (Chu13A заложена на глубине 4,5 м в Южной глуби), так и на поверхности, принадлежащей фоновым глубинам (Chu7A на глубине 2,6 м в Святицкой глуби).

Донные отложения представлены озерными осадками. Сверху залегает органический ил (сапропель) буро-оливкового цвета мощностью от 2 до 5 м. Ниже залегает неслоистый серый минеральный ил (суглинок) которые продолжается до забоя в обеих скважинах.

Лабораторно-аналитическими методами полностью исследована колонка Chu13A. Кривые изменения вещественного состава позволяют выделить этапы изменений в условиях осадконакопления. С глубины 6,4 м вверх по разрезу начинается увеличение содержания органического вещества (LOI 550), затем происходит небольшой спад, и снова резкий рост с глубины 5,4-5,5 м. Магнитная восприимчивость падает с увеличением в осадке количества органики. В содержании карбонатов ярко выделяется пик на глубине 5,4-5,7 м, которому предшествует этап увеличения крупности наносов на глубине 5,9-6,1 м. Отбор образцов на радиоуглеродное датирование методом AMS по общему углероду (TOC) произведен на глубинах 4,7; 5,3; 5,55; 6,0; 6,7; 8,1; 9,85 и 11,4 м. Датирование производится в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института Географии РАН и Центре изотопных исследований Университета Джорджии (США). Результаты датирования ожидаются.

Ручное бурение отложений на бортах котловины показало следующее строение. На высоком северо-восточном берегу Чухломского озера, на вершинной поверхности междуречья (Н абс. 178-179 м) под почвенно-растительным слоем и верхним слоем легкого суглинка, гумусированного, вскрываются слои предположительно водно-ледникового и ледникового генезиса – опесчаненные прослой местами слоистые, суглинки с линзами песка, плотные суглинки с обломками пород. Ниже по склону междуречья (Н абс. 155,9 м) в шурфе ARIN-2ш глубиной 1,76 м под почвенно-растительным слоем последовательно вскрываются слои суглинков: легкого серо-светло-коричневого, коричневого с более тяжелым механическим составом (содержащего включения обломков пород и угольков – вероятно, палеопочва и культурный слой на глубине 0,9-1,5 м) и ниже рыжеватого-коричневого уплотненного. Отложения не карбонатные (отсутствует реакция с HCl).

Изучено строение поверхностных отложений в пределах поймы Чухломского озера. Так, вблизи тылового шва поймы, заросшей хвощем (Н абс. 150 м), в скважине глубиной 2 м под очень рыхлым почвенно-растительным слоем вскрывается оторфованный суглинок, ниже переходящий в торф (на глубине 0,87-0,97 м), который подстилается средним серым неслоистым суглинком с коричневыми пятнами до глубины 1,43 м, а еще ниже последовательно сменяющимися слоями песка с прослоями суглинка, супеси и суглинка серого с включениями хорошо окатанного гравия (до забоя).

На поверхности плоской заболоченной поймы строение изучено до глубины 2,5 м. Здесь под сплавиной (до глубины 1-1,4 м) залегает грубодетритовый сапропель с песком и гравием, под которым на глубине 1,58-1,7 м лежит прослой торфа высокой степени разложения, опесчаненного. Торф подстилается гравийно-галечным материалом с песчаным заполнителем. С глубины 1,9 м и до забоя (2,5 м) происходит переслаивание серой супеси и суглинка серого среднего с включениями детрита и древесины. В самой нижней части разреза появляются прослой песка с мелким гравием.



В долине реки Вексы, вытекающей из озера, нами вскрыто строение элементов долины. На низкой пойме (скважина VKS-1, Н абс. 163,65 м) под переслаиванием суглинков разной степени тяжести и оторфованности с глубины 1,2-1,45 м начинается переход через супесь к песку, который на глубине 2,05-2,16 м имеет вид базального аллювия. Этот слой подстилается суглинками серым и рыжевато-серым тяжелым с включениями обломков (вероятно, моренные отложения, забой 2,5 м). В других скважинах на пойме и террасоувальных поверхностях присутствуют слои, похожие на озерные отложения (в скважине VKS-2 (Н абс. 163,5 м) нижние слои 3,37-3,8 м (забой), представленные оглиненным песком и буровато-темно-серым суглинком, реагируют с HCl). В прибрежной части междуречного пространства (скважина VKS-6) в строении отложений наблюдается сначала увеличение плотности и массивности суглинка (от пылеватого на глубине 0,1-0,45 м до плотного массивного на глубине 3,10 м). Ниже появляются включения дресвы, прослой оторфованного серого суглинка (3,30-3,55 м), который подстилается легким песчаным суглинком с прослоями песка.

Образцы отложений из скважин и шурфа на настоящий момент ожидают лабораторной обработки.

*Интерпретация и предварительные выводы.* Получена первая корректная карта глубин озера. Анализ топографической модели показывает, что в озере резко доминирует поверхность с глубинами 1,9-2,6 м. Также выделяется мелководная ступень с глубинами 1,5-1,8 м. Максимальные глубины приурочены к двум ложбинам, расходящимся от центра озера в направлении южного берега. Ложбины имеют морфологические признаки флювиальных форм: плавные изгибы и выдержанная ширина. Вместе с тем, эти формы замкнутые – т.е. они прерываются, что невозможно для нормальных русловых форм. Однако такие формы иногда встречаются в краевых зонах древних ледниковых покровов, а их происхождение связывают с подледниковым стоком [13]. Другой вариант образования подобных форм – это покрытый карст [4].

При малой площади водосбора и медленном поступлении материала, приносимого реками, озеро является потенциально хорошим архивом для исследования отложений верхнего плейстоцена. В рельефе дна нет признаков переуглубления (ложбины) в северной части озера, где из него вытекает река Векса. В строении бортов котловины Чухломского озера нет признаков подъема уровня выше современного на протяжении верхнего плейстоцена и голоцена.

Анализ распределения органического вещества, карбонатов и гранулометрического состава по глубине в колонке Chu13A позволяет провести корреляцию с датированными колонками озерных отложений центра Восточно-Европейской равнины – озера Белая Струга и Селигер [7, 21]. Так, нижний пик органического вещества на глубине 6,4-5,55 м соответствует позднеледниковому потеплению беллинга-аллереда, начавшемуся 14,5 тыс. л. н. А верхний резкий рост органического вещества, отмеченный на глубинах 4,5-5,5 м, соответствует началу голоцена. Таким образом, голоценовые отложения в нашей колонке имеют мощность, предположительно, 1 м, что означает, что подстилающие отложения относятся к позднеплейстоценовому водоему. По нашим предварительным расчетам, экстраполируя средний темп аккумуляции в интервале начало беллинга-начало голоцена, основание колонки на глубине 11,5 м может иметь возраст около 30 тыс. л. н.

Резкий пик содержания карбонатов в конце позднеледниковья (интервал 5,45-5,69 м) и предшествующий ему пик содержания песчаной фракции маркируют региональные закономерности осадконакопления для озер центра Русской равнины [3, 21].

Ожидаемые результаты диатомового и палинологического анализов, датировки и лабораторное исследование вещественного состава отложений бортов озерной котловины позволят уточнить и детализировать палеореконструкцию истории развития Чухломского озера в позднем плейстоцене и голоцене.

*Работа выполнена в рамках Мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021) «Палеоэкологические реконструкции как ключ к пониманию прошлых, текущих и будущих изменений климата и окружающей среды в России».*

Список литературы:

- [1] Археологическая карта России. Костромская область//под ред. Краснова Ю.А. – Москва: Издательская фирма «Восточная литература» РАН, 1999. – 368 с.
- [2] Баранов И.В., Терешин А.Б. Гидрохимический режим Галичского и Чухломского озер (Костромская обл.) по результатам исследований 1979 г.//Сборник научных трудов ГОСНИОРХ. – Ленинград: ГОСНИОРХ, 1981. – Вып. 164. – С. 58-67.
- [3] Величко А.А., Кременецкий К.В., Негенданк Й., Минграм Й., Борисова О.К., Грибченко Ю.Н., Зеликсон Э.М., Климанов В.А., Новенко Е.Ю., Пирумова Л.Г., Писарева В.В., Разумовский Л.В., Тимирева С.Н. Позднечетвертичная палеогеография северо-востока Европы (по данным комплексного изучения осадков Галичского озера)//Известия АН. Серия географическая. – 2001. – №3. – С. 42-54.
- [4] Гвоздецкий Н. А. Карстовые ландшафты. – Москва: Изд-во МГУ, 1988. – 112 с.
- [5] Гричук В.П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время//Труды Института Географии РАН. – Москва: 1950. – Вып. 46. – С. 5-202.
- [6] Жузе А.П. Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа//Труды Верхневолжской экспедиции. – Ленинград: 1939. – Вып. 4. – 85 с.
- [7] Карпухина Н.В., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Деркач А.А., Матлахова Е.Ю. Механизм образования, возраст и эволюция озерных котловин центральной части Псковской низменности//Геоморфология. – 2018. – №2. – С.32-47. DOI 10.7868/S0435428118020037.
- [8] Карта четвертичных отложений: О-38-VII // Геологическая карта СССР. Карта четвертичных отложений. Серия Мезенская, масштаб: 1:200000. // Ред.: Бороздина З.И. – Москва: Всесоюзный аэрогеологический трест Министерства геологии СССР, 1972.
- [9] Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. – Ленинград: Наука, 1975. – 278 с.
- [10] Лебедев Г.И. Чухломское озеро и его исследователи. – Чухлома: 1959. – 200 с.
- [11] Марков К.К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги//Труды Верхневолжской экспедиции. – Ленинград: 1940. – Вып. I. – 62 с.
- [12] Отчет Судайской гидрогеологической партии о комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000, проведенной в 1963-1965 гг.: Геологическое строение, гидрогеологические условия и полезные ископаемые территории листа О-38-VII. – Москва: 1965.
- [13] Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. – Таллинн: Валгус, 1971. – 228 с.
- [14] Сиротина М.В., Воронцова Е.Л. Структура зимнего зоопланктона Чухломского озера//Национальная ассоциация ученых (НАУ). – 2016. – №2(18). – С. 87-90.
- [15] Тимофеева Л.А., Южно А.В. Гидрологические факторы функционирования экосистем озер Галичское и Чухломское// Озера Евразии: проблемы и пути их решения. Материалы II Международной конференции. – Казань: Академия наук Республики Татарстан. – 2019. – С. 337-342.
- [16] Чередниченко Б.Ф. Перспективы развития рыбоводства на Галичском и Чухломском озерах//в кн. Природа Костромской области и ее охрана. – Ярославль: Верх.-Волж. кн. изд-во, 1987. – 80 с.
- [17] Чернов А. Материалы к изучению Чухломского озера (из работ Биологической станции Костромского научного общества)// Известия Костромского научного общества по изучению местного края. – Кострома: 1930. – Вып. 2-3. – С. 19-30.
- [18] Штурм Л.Д. Предварительный отчет о зимней экспедиции в Галичский, Чухломской и Семеновский районы в 1931 г.// Известия Сапропелевого комитета. – Ленинград: Изд-во АН СССР, 1932. – Вып. 6. – С. 71-78.
- [19] Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results// Journal of Paleolimnology. – 2001. – 25. – Pp. 101–110. DOI 10.1023/A:1008119611481.
- [20] Konstantinov E.A. A New Technology of Coring for Bottom Soft Sediments//Oceanology. – 2019. – Vol. 59. – Pp. 791–796. DOI 10.1134/S0001437019050084.
- [21] Konstantinov E.A., Panin A.V., Karpukhina N.V., Bricheva S.S., Borisova O.K., Naryshkina N.N., Gurinov A.L., Zakharov A.L. The Riverine Past of Lake Seliger// Water Resources. – 2021. – 48. – Pp. 635–645. DOI 10.1134/S0097807821050110.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОСКОПИИ ПЕСЧАНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЁН ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ СЕРИИ РАЗРЕЗА АЛЧАК-СЕДЛОВИНА (РЕСПУБЛИКА КРЫМ)****М.В. Хмелева<sup>1</sup>, П.Г. Панин<sup>1</sup>, А.Л. Чепалыга<sup>1</sup>, Н.В. Карпухина<sup>1</sup>, А.В. Бухонов<sup>2</sup>**<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, khmeleva@igras.ru<sup>2</sup>Институт физико-химических биологических проблем почвоведения РАН, Россия, Пушкино, buhonovav@mail.ru**SAND QUARTZ GRAIN STUDY RESULTS OF THE LOESS-PALEOSOL SEQUENCE OF THE ALCHAK-SEDLOVINA SECTION (REPUBLIC OF CRIMEA)****M.V. Khmeleva<sup>1</sup>, P.G. Panin<sup>1</sup>, A.L. Chepalyga<sup>1</sup>, N.V. Karpukhina<sup>1</sup>, A.V. Bukhonov<sup>2</sup>**<sup>1</sup>Institute of Geography, RAS, Moscow, Russia<sup>2</sup>Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, RAS, Pushchino, Russia

Опорный разрез Алчак-Седловина изучен в Республике Крым сотрудниками ИГ РАН и ФИЦ ПНЦБИ РАН в 2020 г. В разрезе вскрывается лёссово-почвенная серия (ЛПС), которая покрывает горную часть южного побережья Крыма. В районе исследования ранее палеопочвенные исследования не проводились. Цель этой работы: реконструировать условия и процессы почвообразования, участвовавшие в формировании палеопочв исследуемой ЛПС.

При полевом обследовании вдоль разреза каждые 4 см проводили измерение магнитной восприимчивости (МВ) прибором ПИМВ, с этой же частотой были отобраны образцы на физико-химические анализы. Для интерпретации почвенных процессов, а также выявления особенностей седиментации ЛПС, в каждом палеопочвенном горизонте отбирались образцы на микроморфологический анализ и морфоскопию кварцевых зерен. В рамках этой статьи обсуждаются результаты морфологического строения разреза и морфоскопии кварцевых зерен.

Морфоскопия песчаных кварцевых зерен проводилась по методике ИГ РАН [6]. Предварительно выделенные и отмытые кварцевые зерна диаметром 0,5-1 мм из горизонтов почв исследовались под бинокулярным микроскопом при увеличениях х40-х50. В процессе анализа фиксировали особенности рельефа и тип поверхности кварцевого зерна, его степень окатанности (Q) и степень матовости (Сm) [8]. Класс окатанности оценивался по визуальной шкале [5] с использованием трафарета [4]. Для более детальной характеристики поверхности, отдельные кварцевые зерна дополнительно изучались на сканирующем электронном микроскопе JEOLJSM-6610LV [7].

Разрез Алчак-Седловина (рис. 1А) представлен современной коричневой почвой и тремя палеопочвенными профилями, относящимся, предположительно, к раннеплейстоценовому Воронскому педокомплексу [2]. Подстилающей породой для ЛПС в разрезе служат субаэральные и морские отложения Перчемской морской террасы [6]. Разрез сложен преимущественно алевритовой и глинистой фракцией с невысоким (до 20%) содержанием песчаной фракции. Мощность разреза составляет ~6 м.

Профиль современной коричневой почвы представлен двумя гор. АВк и ВСк [3]. Ниже залегает автоморфная палеопочва PS1-AS, состоящая из гор. Вк и ВСк. Почва выделяется в ЛПС буровато-палевым цветом, карбонатными конкрециями, обилием глинисто-гумусовых кутан по ходам корней. Так же, в этом горизонте присутствуют включения неокатанного гравия до 2-х см в диаметре.

Палеопочва PS2-AS гидроморфная, имеет комковато-ореховатую структуру, буровато-сизый цвет. Ее профиль представлен тремя гор. Ак, ВСк и Сгk. В гор. Ак редкие включения гравия, обнаружена линза диаметром 5Х5 см, заполненная скоплением улиток *Helicella striata* (Z.). Гор. ВСк трещиноватый с прослоями мелкого слабо-окатанного гравия. Гор. Сгk отличается от вышележащих горизонтов более крупными и частыми карбонатными конкрециями, включениями гальки и глинистыми кутанами по граням агрегатов.

Профиль нижележащей автоморфной палеопочвы PS3-AS следующий: АВк-Вк-ВСк, имеет комковатую структуру, слабо-пористый, слабо ожелезнен. Встречаются

новообразования мелкого кристаллического гипса, включения мелкого гравия и гальки до 1 см в диаметре. Палеопочва PS3-AS залегает на галечниковом слое, состоящем из смеси суглинка, гравия и гальки.

Для всех палеопочв произведен анализ морфоскопии кварцевых зерен, который позволяет лучше судить об условиях формирования отложений, в которых были сформированы почвенные профили, а также попытаться оценить потенциальные признаки процессов почвообразования. Всего было проанализировано 10 образцов (рис.1Б). Современный почвенный горизонт охарактеризован 1 образцом, остальные палеопочвы - по 3 образца.

В современной почве, а также палеопочвах PS1-AS и PS3-AS преобладают зерна первого класса окатанности, а в PS2-AS – первого и второго. Коэффициент окатанности по разрезу не отличается изменчивостью и варьируется 30-45 %. Во всех почвах преобладают зерна, имеющие четверть-матовую и глянцевую поверхность. Коэффициент матовости составляет от 29 до 45 %. Данные результаты указывают на то, что время формирования ЛПС дополнительно происходил привнос материала из близко расположенного источника сноса. Ввиду того, что разрез расположен в горах, соответственно, именно они служили источником сноса.

Важно отметить, что во всех образцах встречены частицы кварца с бороздками на поверхности. Особый интерес обращают на себя частицы, имеющие две параллельных бороздки, что свидетельствует о водной обработке данных частиц. Наибольшее количество таких частиц было идентифицировано в современной почве и палеопочве PS2-AS. В палеопочвах PS1-AS и PS3-AS количество аналогичных частиц немного меньше. Можно полагать, что основным агентом для транспортировки вещества со склонов гор являлись водные потоки. Так, вблизи разреза отмечается наличие русла пересыхающей реки. Кроме того, во всех палеопочвах в небольшом количестве отмечается присутствие частиц с плоскими и серповидными ямками, указывающие на эоловую обработку материала. Ввиду того, что в разрезе преобладают частицы с четверть-матовой поверхности можно полагать, что ветер также являлся дополнительным агентом для переноса материала.

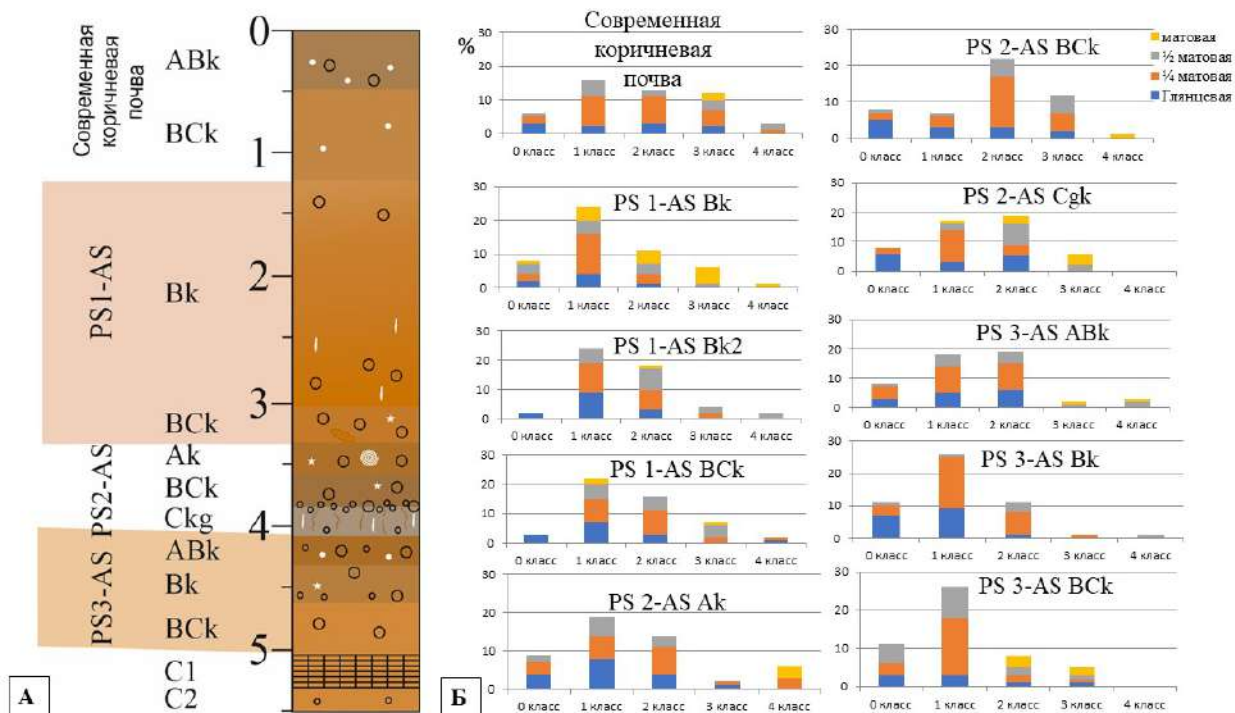


Рис. 1. А–Лёссово-почвенная серия разреза Алчак-Седловина, Б - результаты морфоскопии песчаных кварцевых зерен.

В образцах было обнаружено присутствие частиц, несущих на своей поверхности раковистые сколы. Растрескивание частиц могло быть обусловлено процессами сезонного промерзания поверхности.

Особый интерес представляют признаки диагенетического преобразования вещества. На поверхности зерен отмечаются зоны травления, V-ямки, пленки кремнезема. Отмечаются так же новообразованные гипсовые кристаллы и обильные карбонатные пленки, что указывает на аридизацию. Все эти признаки являются результатом процессов почвообразования.

Таким образом, результаты морфоскопического анализа разреза Алчак-Седловина свидетельствуют о том, что основным агентом для формирования ЛПС являлся эоловый перенос, это отражает преобладающие гранулометрические фракции и сильную окисленность всего разреза и кварцевых зерен [1]. Результаты анализа поверхности кварцевых зерен позволяют судить о дополнительных агентах, участвующих в транспортировке материала. Источником песчано-гравийного материала служили флювиальные и склоновые процессы, а также в незначительной степени эоловые. Ввиду того, что в разрезе отсутствуют значительные различия, можно полагать, что на протяжении осадконакопления в окрестностях седловины Алчак дополнительный источник сноса материала был один – это горный массив. Немаловажную роль постседиментационного преобразования играют мерзлотные процессы и процессы диагенетического преобразования кварцевых зерен при участии почвенных растворов, которые хорошо выражены в палеопочвах.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и ГФЕН Китая в рамках научного проекта №20-55-53003 и по теме государственного задания ИГ РАН № 0127-2019-0008 и №0148-2019-0005.*

Список литературы:

- [1] Веклич М.Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран // Наукова Думка.-Киев. -1968
- [2] Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные черты почвообразования в плейстоцене на Восточно-Европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация // Под ред. В.Н. Кудярова, И.В. Иванова. Эволюция почв и почвенного покрова. Москва: ГЕОС. - 2015. - С. 321-337.
- [3] Егоров В.В., Фридланд В.М., Иванова Е.Н. Розов Н.Н., Носин В.А., Фриев Т.А. Классификация и диагностика почв СССР // Москва: Колос. -1977.-224 с.
- [4] Рухин Л.Б. Основы литологии // Л.:Недра.- 1969.
- [5] Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников //Сов. геология.-1946. -Том 10.
- [6] Чепалыга А.Л. Новая концепция черноморских террас Юго-Восточного Крыма // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода.-2015.-№74. - С.5-22.
- [7] Krinsley D.H., Doornkamp J.C. Atlas of Quartz Sand Surface Textures // Cambridge, Cambridge University Press. -1973.
- [8] Velichko A., Timireva S. Morphoscopy and morphometry of quartz grains from loess and buried soil layers // GeoJournal.-1995.- Vol. 36(2/3). - P. 143–149.

## ПОЗДНЕЛЕДНИКОВАЯ ПУСТЫНЯ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ? МОРФОСКОПИЯ И ПСЕВДОМОРФОЗЫ ПО ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫМ ЛЬДАМ

Д.В. Шаратов<sup>1</sup>, В.С. Шейнкман<sup>2</sup>, С.Н. Седов<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Тюменский Государственный Университет, Тюмень, Россия, d.sharapov@utmn.ru

<sup>2</sup> Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия, vlad.sheinkman@mail.ru

<sup>3</sup> Национальный автономный университет Мексики, Мехико, Мексика,  
serg\_sedov@yahoo.com

## NORTHWEST SIBERIA AS A MIS 2 DESERT? QUARTZ MORPHOSCOPY AND POLYGONAL ICE WEDGE PSEUDOMORPHS

D.V. Sharapov<sup>1</sup>, V.S. Sheinkman<sup>2</sup>, S.N. Sedov<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Tyumen State University, Tyumen, Russia

<sup>2</sup> Earth Cryosphere Institute, Tyumen, Russia

<sup>3</sup> Instituto de Geología, Mexico City, Mexico

Ранее превалировала идея о покровном оледенении севера Западной Сибири в течение МИС-2 (27.8-11.7 т.л.н.). В частности Архипов и др. [3] были убеждены в том что Баренцево-Карский ледник распространялся вплоть до севера Сибирских Увалов. В данный момент, эта идея опровергается большинством исследователей [6, 17, 19]. На смену ей в 2000-х годах Величко и др. [4, 23] выдвинули идею о существовании на севере Западной Сибири криоаридной песчаной пустыни в позднеледниковье, но недавние исследования нашей группы заставили усомниться в ее существовании.

**Материалы и методы.** Анализу подверглись материалы из 3-х разрезов находящихся в Нижне-Надымском, Средне-Надымском, Верхне-Тазовском (Сибирские Увалы) районах (Илл. 1). Все три разреза содержали псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам (ППЖЛ) – структуры, которые сформировались при заполнении трещин связанных с полигонально-жильными льдами (ПЖЛ) после их таяния. В каждом разрезе мы проинспектировали по 2 образца: материал заполнения ПЖЛ и материал вмещающей толщи. В общем, было проанализировано 7 образцов (в районе Сибирских Увалов из вмещающей толщи было взято 2 образца).

Хроностратиграфическая ситуация такова, что образцы взятые из ППЖЛ отражают палеогеографическую ситуацию второй половины МИС 2 (~17–11.7 т.л.н.), тогда как образцы из вмещающих толщ отражают условия первой половины МИС 2 (~27.8–17 т.л.н.). Это утверждение подкрепляется 2-мя радиоуглеродными датами органического материала, который содержался в заполнениях ПЖЛ в разрезах Пангоды и Раздув (13450–13596 cal BP и 13006–13132 cal BP, соответственно), а также датами из других схожих разрезов на севере Западной Сибири, содержащих ППЖЛ [17].

В дополнение к общему морфологическому анализу отложений был произведен морфоскопический анализ кварцевых зерен содержащихся в каждом образце. Состоял этот анализ из двух этапов. Первый проводился на бинокулярном микроскопе (увеличение x16-x50). Из каждого образца извлекалась выборка из 50-ти зерен размером 0.5-1 мм. Для каждого образца вычислялись индексы окатанности и матовости по Величко и Тимиревой [22] (процесс вычисления подробно описан в ряде публикаций [4, 22, 23]). Затем эти значения сопоставлялись с результатами ранее проведенных исследований [4, 5, 8, 20, 21], опиравшихся на вышеуказанную методику.

Второй этап осуществлялся с помощью Сканирующего Электронного Микроскопа (СЭМ) JSM-6510LV. Из каждого образца извлекалась выборка из 20-ти зерен того же размера. Они фотографировались с увеличением x200-x3000. Поверхности зерен инспектировались на предмет присутствия микротекстур, характерных для тех или иных условий накопления и транспортировки осадков. Несмотря на то, что существует порядка 30-ти элементов микроморфологии способных указать на генезис отложений [9, 24], в контексте данной работы мы сфокусировались на 10-ти наиболее диагностических и четко идентифицируемых микротекстурных признаках.



Рис. 1. Местонахождения проанализированных разрезов: 1 – Раздув, 2 – Пангоды, 3 – Белый Яр.

Условия, типичные для каждой микротекстуры		Механические										Химические
		Угловатые и очень угловатые	Хорошо и идеально окатанные	I. Микроямки	II. Большие раковистые сколы ( $\geq 100 \mu\text{m}$ )	III. Средние раковистые сколы ( $< 100 \mu\text{m}$ )	IV. Мелкие раковистые сколы ( $< 10 \mu\text{m}$ )	V. Параллельная штри-ка углубления	VI. V-образные желобки	VIII. Раствор	IX. Осаждение	X. Ориент-ые лунки тра-ия
Разрез	Образец (описание)	Э	К/Г	К/С	Э/К/С	Г	С	Э/С	Эп	Эп	М/П	
Пангоды	1.6 (заполнение клина)	-	▲	■	●	■	○	●	●	○	-	-
	1.4 (вмещ. толща)	-	▲	■	○	●	▲	○	○	○	○	-
Раздув	3.17 (заполнение клина)	○	●	▲	○	▲	○	○	○	○	○	-
	2.17 (вмещ. толща)	○	●	▲	○	●	○	○	●	○	○	-
Белый Яр	9.17 (заполнение клина)	-	●	▲	○	○	○	○	●	○	▲	-
	4.17 (вмещ. толща, верхняя часть)	-	▲	■	○	○	○	○	●	○	▲	-
	1.17 (вмещ. толща, нижняя часть)	○	●	●	○	●	▲	○	○	●	●	▲

Легенда:  
 п.никогда -  
 иногда ○  
 редко ●  
 часто ▲  
 п.всегда ■

Рис. 2. Частота встречаемости микротекстур в образцах. “Почти всегда” означает, что текстура присутствует на  $>75\%$  зерен, “часто” – 50–75%, “редко” – 25–49%, “иногда” – 5–24%, “почти никогда” –  $<5\%$ . Э-эоловые, Г-гляциальные, К-криогенные, С-субаквальные, Эп - эпигенетические, П-определенные типы почв, М-морская вода. Категории окатанности основаны на [16]. Идентификация микротекстур и ассоциации с генетическими типами основаны на [1, 2, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 24].

На сегодняшний день существует обширная информация о частотных распределениях микротекстур, характерных для разных условий осадконакопления. В частности, СЭМ анализ позволяет выделить несколько основных генетических типов кварцевых зерен (эоловые, субаквальные, гляциальные, эпигенетические), которые в свою очередь подразделяются более чем на 15 подтипов (прибрежно-дюнные, морские, водно-ледниковые, озерные, речные и др.). В целях интерпретации данных, полученных с помощью СЭМ, частотные распределения микротекстур внутри наших образцов (Рис. 2) сравнивались с эталонами, установленными для отложений имеющих разное генетическое происхождение. В частности, использовалась таблица частотных распределений Vos et al. [24], основанная на 8-ми исследованиях, в процессе которых были проанализированы более 1300 зерен.

В дополнение, в целях сравнения образцов, для каждого из них высчитывались индексы обработки – эоловой, водной, криогенной и ледниковой – основанные на данных СЭМ. Процесс высчитывания индексов, а также их значения приведены в [18].

**Результаты.** Общий морфологический анализ разрезов указал на присутствие палеопочв, следов оглеения, а также вкраплений растительного детрита в заполнениях ПЖЛ, что свидетельствует об увлажнении данной территории и наличии на ней растительности.

Согласно морфоскопическому анализу, все образцы можно охарактеризовать как флювиальные материалы впоследствии обработанные эоловыми и криогенными процессами (циклы замерзания-оттаивания) в разной степени. Ледниковый и пустынный генезис можно исключить для всех проанализированных отложений, хотя 3 из 7-ми образцов по некоторым параметрам и приближены к пустынному (дюнному) генезису (табл. 1).

Таблица 1. Наиболее вероятный генезис образцов кварца. Интерпретации бинокулярного анализа основаны на [4, 5, 8, 20, 21]. Интерпретации СЭМ анализа основаны на [24]. Более чем один генезис в ячейке указывает на их одинаковую вероятность. Значения индексов окатанности и матовости для каждого образца представлены в [18].

Разрез	Образец (описание)	СЭМ	Бинокулярный анализ
Раздув	3.17 (заполнение клина)	- субаквальный (флювиальный высокодинамичный)	-субаквальные (флювиальные) зерна, впоследствии слегка переработанные эоловыми процессами
	2.17 (вмещающая толща)	- субаквальный (флювиальный высокодинамичный)	-субаквальные (флювиальные) зерна, впоследствии слегка переработанные эоловыми процессами
Пангоды	1.6 (заполнение клина)	- субаквальный (флювиальный высокодинамичный)	-активная эоловая обработка (пустыня)
	1.4 (вмещающая толща)	-эоловый (литторальная дюна)	-существенная эоловая обработка -субаквальные условия
Белый Яр	9.17 (заполнение клина)	-эоловый (литторальная дюна)	-субаквальные (флювиальные) зерна, впоследствии слегка переработанные эоловыми процессами
	4.17 (вмещающая толща, верхняя часть)	эоловый (пустынная/литторальная дюна) или флювиальный (высоко/низко- динамичный)	-активная эоловая обработка (пустыня)
	1.17 (вмещающая толща, нижняя часть)	- субаквальный (флювиальный высокодинамичный)	-субаквальные (флювиальные) зерна, впоследствии слегка переработанные эоловыми процессами -низкодинамичная эоловая обработка, сопряженная с процессами криогенного воздействия и химического выветривания



Стоит отметить, что наши данные не подтверждают повсеместное усиление эолового влияния в конце МИС-2 (позднеледниковье), предложенное Величко и др. [4, 23]. Эта динамика подтверждается только в одном из трех разрезов (в Средне-Надымском), что говорит о локальности данных процессов (табл. 2). Также, стоит отметить, что морфоскопический анализ указывает на аридизацию земной поверхности в районе Сибирских Увалов (разрез Белый Яр) в середине МИС 2 (~22-17 т.л.н.) по сравнению с концом МИС 3 - началом МИС 2 (~40-22 т.л.н.). Но, несмотря на следы длительного эолового воздействия, наблюдаемого в верхней части вмещающей толщи (образец 4.17), воздействие это было недостаточно интенсивным, чтобы соотнести его с пустынно-дюнным генезисом.

Таблица 2. Сравнение трех пар образцов “заполнение клина – вмещающая толща”.

Район	Усиление эолового влияния в конце МИС 2?	Усиление криогенного влияния в конце МИС 2?	Усиление флювиального влияния в конце МИС 2?
Нижне-Надымский	Нет	Да	Да
Средне-Надымский	Да	Да	Нет
Сибирские Увалы	Нет	Да	Да

**Заключение.** Хотя эоловые процессы были относительно активны на севере Западной Сибири в Сартанском криохроне, особенно в локальных экологических нишах (наподобие тукуланов зафиксированных в долинах крупных рек Якутии [7]), обширной крио-аридной пустыни на вышеупомянутой территории не было. Это утверждение основано на комплексном (морфоскопическом, седиментологическом, почвенном, радиоуглеродном) анализе ППЖЛ и сопутствующих рыхлых отложений, датированных периодом МИС 2. Скорее, мы склонны рассматривать вышеупомянутую территорию как арктическую тундру с присутствием редких форм пустынно-дюнного рельефа.

Наше заключение разнится с заключением Величко и др. [4, 23] вследствие анализа ранее недоизученного палеоархива - псевдоморфоз по ПЖЛ – а также вследствие использования более современных технологий. А именно, помимо бинокулярного анализа мы произвели систематический анализ представительных выборок кварцевых зерен из каждого образца с помощью СЭМ, превосходящего увеличительные возможности оптических микроскопов в сотни раз. Более того, была утилизирована обширная база данных (в виде частотных распределений различных микротекстур), накопленная за десятки лет в разных регионах мира. Подобный анализ на территории Западной Сибири ранее не проводился.

Список литературы:

- [1] Алексеева В.А. Микроморфология поверхности кварцевых зерен как индикатор условий формирования ледникового рельефа (на примере бассейна р. Протвы в среднем ее течении): дисс. на соиск. уч. ст. кандидата геогр. наук. – Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, – 2004. – 210 с.
- [2] Артемова Н.Л. Микроморфология лессовидных образований области вечной мерзлоты как показатель их генезиса: дисс. на соиск. уч. ст. кандидата геогр. наук. – Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, – 1988 – 195 с.
- [3] Архипов С.А., Зольников И.Д., Зыкина В.С., Круковер А.А. Эоплейстоцен и плейстоцен. Гл. 4. Западная Сибирь // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / Отв. ред. А. А. Величко. – Москва, ГЕОС, – 1999. – С. 94–105.
- [4] Величко А.А., Тимирева С.Н, Кременецкий К.В., МакДональд Г., Смит Л. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Известия РАН. Серия географическая. – 2007. – №4 – С. 16–28.
- [5] Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О. Овчинников И.Ю., Сизов О.С., Соромотин А.В. Строение, криогенные образования и условия формирования верхнечетвертичных отложений Надымского Приобья // Криосфера Земли. – 2017. – т. XXI. – №66. – С. 14–25.
- [6] Крапивнер Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. – Москва, ГЕОС, – 2018. – 320 с.

- [7] Куть А.А. Эолово-мерзлотные образования (тукуланы) Центральной Якутии: строение, генезис, возраст, закономерности распространения: дисс. на соиск. уч. ст. кандидата геогр. наук. – Якутск, Институт мерзлотоведения им.П.И.Мельникова СО РАН, – 2015. – 218 с.
- [8] Николаенко В.М. Субаэральные покровные отложения севера Западной Сибири: магистерская диссертация. – Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, – 2016. – 83 с.
- [9] Higgs, R. Quartz-grain surface features of Mesozoic-Cenozoic sands from the Labrador and Western Greenland continental margins // *J. Sediment. Res.* – 1979. – Vol. 49. – P. 599–610.
- [10] Krinsley D.H., Funnell B.F. Environmental history of quartz sand grains from the lower and middle Pleistocene of Norfolk, England // *QJ Geol. Soc.* – 1965. – Vol. 21. – P. 435–461.
- [11] Krinsley D.H., Doornkamp J.C. Atlas of quartz sand surface textures. – Cambridge, UK, Cambridge University Press. – 1973. – 91 с.
- [12] Krinsley D.H., Takahashi, T. Surface textures of sand grains – an application of electron microscopy: glaciation // *Science.* – 1962. – Vol. 138 (3546). – P. 1262–1264.
- [13] Mahaney W.C., Claridge G., Campbell I. Microtextures on quartz grains in tills from Antarctica // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* – 1996. – Vol. 121 (1–2). – P. 89–103.
- [14] Mahaney W.C., Stewart A., Kalm V. Quantification of SEM microtextures useful in sedimentary environmental discrimination // *Boreas.* – 2001. – Vol. 30. – P. 165–171.
- [15] Margolis S.V., Kennett J.P. Cenozoic paleoglacial history of Antarctica recorded in subantarctic deep-sea cores // *Am. J. Sci.* – 1971. – Vol. 271 (1). – P. 1–36.
- [16] Powers, M.C. A new roundness scale for sedimentary particles // *J. Sediment. Petrol.* – 1953. – Vol. 23. – P. 117–119.
- [17] Sheinkman, V.S., Melnikov, V.P., Sedov, S.N., Parnachev, V.P. New evidence of the nonglaciated development of the northern part of the Western Siberian lowland in the Quaternary period // *Dokl. Earth Sci.* – 2017. – Vol. 477 (4). – P. 1430–1433. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17120078>.
- [18] Sheinkman, V.S., Sharapov, D.V., Sedov, S.N. Northwest Siberia as a MIS 2 desert? Inferences from quartz morphoscopy and polygonal ice wedges // *Quaternary International.* – 2021. – In press. – <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.06.007>
- [19] Svendsen, J.I., Krüger, L.C., Mangerud, J., Astakhov, V.I., Paus, A., Nazarov, D., Murray, A. Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in northern Russia during the last ice age, marine isotope stages 5–2 // *Quat. Sci. Rev.* – 2014. – Vol. 92 – P. 409–428.
- [20] Timireva S.N., Velichko F.F. Depositional environments of the Pleistocene loess-soil series inferred from sand morphoscopy – a case study of the East European Plain // *Quaternary International.* – 2006. – Vol. 152. – P. 135–145.
- [21] Velichko, A.A., Catto, N.R., Kononov, M.Y., Morozova, T.D., Novenko, E.Y., Panin, P.G., Ryskov, G.Y., Semenov, V.V., Timireva, S.N., Titov, V.V., Tesakov, A.S. Progressively cooler, drier interglacials in southern Russia through the Quaternary: evidence from the Sea of Azov region // *Quat. Int.* – 2009. – Vol. 198 (1–2). – P. 204–219.
- [22] Velichko A.A., Timireva S.N. Morphoscopy and Morphometry of Quartz Grains from Loess and Buried Soil Layers // *GeoJournal* – 1995. – Vol. 36.2/3. – P. 143–149.
- [23] Velichko A.A., Timireva S.N., Kremenetsky, K.V., MacDonald, G., Smith L. West Siberian Plain as a late glacial desert // *Quaternary International* – 2011. – Vol. 237. – P. 45–53.
- [24] Vos K., Vandenberghe N., Elsen J. Surface textural analysis of quartz by scanning microscopy (SEM): from sample preparation to environmental interpretation // *Earth-Science Reviews.* – 2014. – Vol. 128. – P. 93–104.
-

**СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ПОБЕРЕЖИЙ БЕЛОГО МОРЯ****С.В. Шварев<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, shvarev@igras.ru<sup>2</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, shvarev@ifz.ru)**SEISMOGENIC DEFORMATIONS OF LATE PLEISTOCENE SEDIMENTS  
OF THE WHITE SEA COASTS****S.V. Shvarev<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup> Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia<sup>2</sup> Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Полученные в последние годы инструментальные геохронологические данные позволяют в определенной степени коррелировать стратиграфические последовательности несколько основных разрезов, расположенных на Терском и Кандалакшском берегах Кольского полуострова в долинах рек Большая Кумжевая, Чапома, Каменка, Стрельна, Чаваньга, Варзуга, Умба, Колвица) [1, 5-8] и на Зимнем и Абрамовском берегах Беломорско-Кулойского плато в абразионных уступах на побережье и в долинах рек Това, Койда [12]. Основные события позднего неоплейстоцена, запечатленные и достаточно хорошо сопоставимые в разрезах, включают: бореальную и беломорскую трансгрессии на протяжении МИС 5, морскую седиментацию в МИС 4, мезенскую трансгрессию на границе МИС 4 и МИС 3, морскую седиментацию в МИС 3, ледниковое и водноледниковое (озерноледниковое и ледниково-морское осадконакопление) в течение МИС 2, когда территория была полностью покрыта Скандинавским ледником [12].

В то же время, при проведении палеогеографических исследований невозможно не заметить, что стратиграфические последовательности имеют значительную вариабельность на ограниченном пространстве, когда близлежащие разрезы содержат существенно отличающиеся отложения. С одной стороны, это может объясняться определенными различиями в геоморфологической позиции разрезов, разной историей формирования в рамках преобладающей климатической парадигмы в оценке палеогеографических условий, но с другой стороны не исключается и влияние дифференцированных блоковых смещений [1].

Тектонический фактор в оценке развития природной среды Фенноскандии получает в последнее время все больше подтверждений, причем не только как относительно равномерного компенсационного изостатического поднятия в поздне-последледниковье, но и дифференцированных смещений, сопровождаемых сильными землетрясениями и сопутствующими явлениями, деформирующими рельеф, скальный субстрат и рыхлые отложения. Расширяются и временные рамки тектонически активного периода. Документированные следы землетрясений в виде деформаций озерных осадков датируются средним голоценом [2]. Получены данные о «предледниковых» событиях, связанных с фронтом надвигающегося ледника [9], а также и о землетрясениях в межледниковое время [10].

Все это заставляет рассматривать тектонические и, в том числе сейсмогенные деформации рыхлых отложений в качестве значимого аспекта палеогеографических реконструкций. Проведенный ранее анализ кинематических типов и пространственных характеристик деформационных структур, обнаруженных на Терском и Зимнем берегах позволил сопоставить их с тектоническим планом территории и установить сейсмический генезис [3, 4].

Полученные новые данные дают возможность перейти к более детальной классификации постседиментационных нарушений. В течение трех полевых сезонов было изучено 29 разрезов межледниковых осадков (рис. 1). Практически во всех разрезах под слоем морены последнего оледенения, в бассейновых, преимущественно песчано-глинистых осадках с преобладающей первичной градационной нормальной слоистостью обнаруживаются те или иные постседиментационные деформации, к основным типам которых относятся разрывные, складчатые и разжижения.

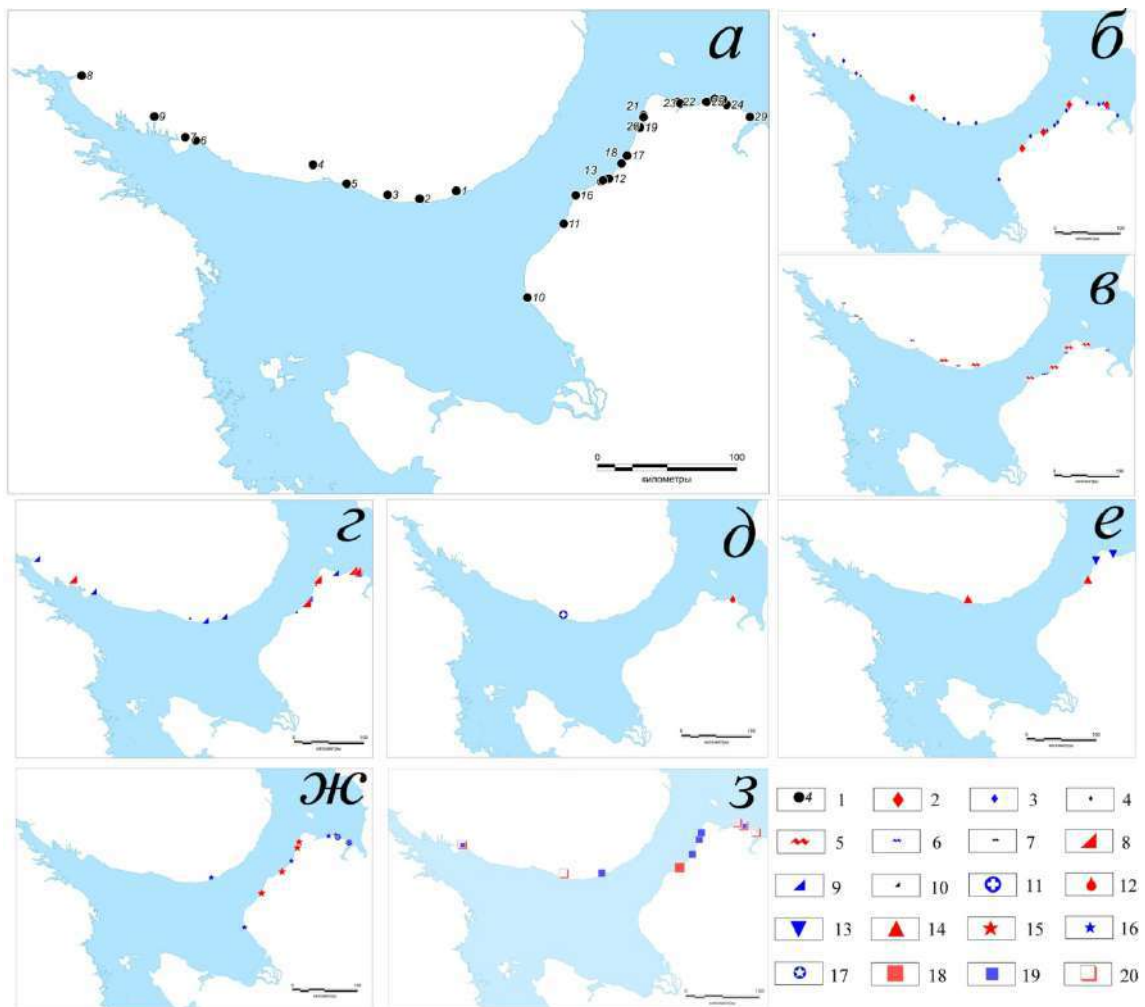


Рис. 1. Разрезы позднеплейстоценовых отложений и основные типы деформаций: 1 – разрезы и их номера; деформационные структуры, разрывные нарушения с амплитудой смещений крыльев: 2 – более 1 м; 3 - 1 – 0.1 м; 4 – менее 0.1 м; складчатые нарушения с амплитудой: 5 – более 1 м; 6 - 1 – 0.1 м; 7 – менее 0.1 м; вторичный наклон толщи: 8 – 90-50°; 9 – 50-20°; 10 – 20-5°; текстуры разжижения: единичные формы гравитационного проседания: 11 – твердые («плавающие» валуны); 12 – пластичные (глиняные «капли» и «мешки»); кластические дайки с высотой/глубиной более 1 м: 13 – нептунические; 14 – инъекционные; фрагментация слоистой толщи с разрывами слоев мощностью: 15 – более 0.1 м; 16 – менее 0.1 м; 17 – с раскатыванием фрагментов в глиняную гальку и гравий; деформационные горизонты мощностью: 18 – 0.5-1 м; 19 - 0.1-0.5 м; массовое разжижение, захватывающее слои мощностью более 1 м с нечеткими границами.

Наиболее распространены разрывные и складчатые деформации с амплитудами в диапазоне мм-первых десятков см (рис. 2 а, б) и текстуры разжижения, проявляющиеся в гомогенизации слоистых осадков с незначительными (мм-см) смещениями материала, массово проявляющимися в разрывах тонких слоев илистых осадков и их фрагментации (рис. 2 в). Такие незначительные по масштабу конкретные проявления, но широко распространенные деформации определяют фоновые условия, свидетельствуя о постоянном и повсеместном присутствии стрессового фактора, нарушавшего осадконакопление в позднем неоплейстоцене. Хотя и пространственное и временное постоянство четко дискретизируется отдельными проявлениями, позволяющими наметить с одной стороны «очаговые» участки с концентрацией наиболее интенсивных деформаций различного типа, а с другой – периодичность проявлений стрессового фактора на основании стратиграфического чередования нарушенных горизонтов в разрезах.



Рис. 2. Типичные тектонические (сейсмогенные) деформации в позднеплейстоценовых отложениях: а) разрывные нарушения (взбросы и надвиги), проникающие в перекрывающую морену последнего оледенения (разрез 11); б) складки (синклинали, антиклинальные, лежащие) (разрез 21); в) сочетание текстур разжижения (фрагментация, вертикальная сепарация) с последующими разрывами и наклоном (разрез 24); г) ритмичное чередование маломощных (0,1-0,2 м) горизонтов разжижения (разрез 14); д) горизонт разжижения с максимальной наблюдаемой мощностью 0,5-0,6 м (разрез 14); е) крупные каплевидные (tears) структуры гравитационного погружения (load cast) суглинистого горизонта в песчано-алевритовой матрице, нарушенной микросбросами (разрез 26).

Экстремальные проявления, к которым можно отнести разрывы со смещениями и складки с амплитудой более 1 м, а также мощные горизонты разжижения (более 0.5 м), характеризуют около половины всех изученных разрезов. Более выразительными оказываются пликативные деформации - складки и флексуры достигающие амплитуд от 1,5-3 м (разрезы 1, 3, 16, 20, 21, 23) (рис.2б) до 10 и более м (18). Наибольшее смещение по разрывам достигает 4 м в одном случае (20) и 1-1,5 м в 4-х случаях (4, 11, 13, 28). Для текстур разжижения экстремальными проявлениями оказываются: деформационный горизонт мощностью 0,6 м - в одном случае (14) (рис.2д), массовое разжижение в 2-х случаях (3, 6), единичные текстуры восходящего внедрения (инъекционные дайки) с вертикальным развитием 1-4 м (3, 17) и гравитационного проваливания каплевидного типа, достигающие диаметра 10-20 см (26) (рис.2е). Максимальная концентрация экстремальных проявлений деформаций отмечена на северном участке Зимнего берега Белого моря (между устьем

р. Ручьи и мысом Воронов), где сопряжены и разрывные и складчатые деформации наибольших амплитуд, распространяющихся на весь субэвральный разрез (до 30 м над у. м.), и, судя по видимым фрагментам складок, погружающихся на первые десятки метров ниже у.м. Здесь же обнаруживается и наибольшее количество деформационных эпизодов. В целом для региона, следы 2-4 последовательных событий встречаются повсеместно, но здесь в отдельных разрезах (14) в абразионных обрывах высотой до 20 м наблюдается до 16 хорошо выраженных горизонтов разжижения мощностью 0,2-0,3 м. Систематический характер нарушений позволяет сопоставить их с морфоструктурным планом, а их размеры и распространение – с интенсивностью породивших их событий. В то же время, обнаруживаются и характерные черты, отличающие тектонические деформации от структурного генезиса.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 20-05-00613)*

Список литературы:

[1] Зарецкая Н.Е., Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Григорьев В.А. Позднеплейстоценовые разрезы Терского берега Белого моря: строение и новые геохронометрические данные // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Выпуск 6. 2019. С.40-46

[2] Николаева С. Б., Лаврова Н. Б., Денисов Д. Б. Катастрофическое событие голоцена в донных отложениях озер Кольского региона (Северо-восток Фенноскандинавского щита // ДАН, 2017, том 473, № 1, с. 88–92

[3] Шварев С. В. Тектоническая позиция сейсмогенных нарушений в четвертичных отложениях Терского берега Белого моря (Кольский полуостров) // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ. Тез. Докл. Всеросс. совещания, посвященного памяти профессора С. И. Шермана. Иркутск, 26–30 апреля 2021 г. — Изд. ИГУ Иркутск, 2021. — С. 231–232.

[4] Шварев С. В. Сейсмичность в рыхлых отложениях Зимнего берега Белого моря (Архангельская область) // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ. Тез. Докл. Всеросс. совещания, посвященного памяти профессора С. И. Шермана. Иркутск, 26–30 апреля 2021 г. — Изд. ИГУ Иркутск, 2021. — С. 229–230.

[5] Korsakova, O.P., 2009. Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia). *Quaternary International*. 206, 3–15.

[6] Korsakova, O.P., 2019. Formal stratigraphy of the Neopleistocene (middle and upper/late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia. *Quat. Int.* 534, 42–49. doi:10.1016/j.quaint.2019.03.007.

[7] Korsakova, O.P., Molodkov, A.N., Kolka, V.V., 2004. Geological-stratigraphic position of upper Pleistocene marine sediments in the southern Kola peninsula: evidence from geochronological and geological data. *Doklady Earth Sciences. Transl. Doklady Akademii Nauk* 398 (7), 908–912 398 (2), 218–222.

[8] Korsakova O., Kolka V., Molodkov A., Elovicheva Ya. K. Middle Pleistocene marine deposits on the Kola Peninsula (NW Russia) // *Quaternary International*. 2019. Т. 509. С. 3-16.

[9] Pisarska-Jamrozy, M., Belzyt, S., Börner, A., Hoffmann, G., Hüneke, H., Kenzler, M., Obst, K., Rother, H., Van Loon, A.J., 2018. Evidence from seismites for glacio-isostatically induced crustal faulting in front of an advancing land-ice mass (Rügen Island, SW Baltic Sea). *Tectonophysics*, **745**: 338–348.

[10] Pisarska-Jamrozy M., Van Loon A.J. (Tom), Mleczak M., Roman M. Enigmatic gravity-flow deposits at Ujście (western Poland), triggered by earthquakes (as evidenced by seismites) caused by Saalian glacioisostatic crustal rebound // *Geomorphology* 326 (2019) 239–251

[11] Zaretskaya N., Shvarev S., Korsakova O., Grigoriev V. Palaeoseismic traces in the Late Pleistocene deposits of Southern Kola Peninsula // Börner, A., Hüneke, H., Lorenz, S., (Eds.), *Field Symposium of the INQUA PeriBaltic Working Group “From Weichselian Ice-Sheet Dynamics to Holocene Land Use Development in Western Pomerania and Mecklenburg”*. Abstract Volume. Scientific Technical Report STR 19/01, Potsdam: GFZ German Research Centre for Geosciences. 2019. Pp.131-133.

[12] Zaretskaya N., Rybalko A., Repkina T., Shilova O., Krylov A. 2020 Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): Stratigraphy and palaeoenvironments // *Quaternary International* <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.057>

**СЛЕДЫ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)****С.В. Шварев<sup>1,2</sup>, Д.А. Субетто<sup>3</sup>, А.А. Никонов<sup>2</sup>**<sup>1</sup> ИГ РАН, Москва, Россия, shvarev@igras.ru<sup>2</sup> ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия<sup>3</sup> РГПУ им. А.И.Герцена, Санкт-Петербург, Россия**TRACES OF STRONG EARTHQUAKES IN LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE DEPOSITS OF THE KARELIAN ISTHMUS (LENINGRAD REGION)****S.V. Shvarev<sup>1,2</sup>, D.A. Subetto<sup>3</sup>, A.A. Nikonov<sup>2</sup>**<sup>1</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia<sup>2</sup> Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia<sup>3</sup> Herzen State Pedagogical University of Russia, St.Petersburg, Russia

**Введение.** Карельский перешеек – территория, расположенная на юго-восточной периферии Фенноскандинавского кристаллического щита между побережьями Финского залива Балтийского моря и Ладожским озером. Считается, что воздействие последнего оледенения привело к исчезновению с поверхности более древних, нежели поздневалдайские, отложений, которые были денудированы в активную фазу оледенения, а в отдельных случаях перекрыты позднеледниковыми и голоценовыми осадками [2]. Традиционная палеогеографическая модель опирается на взаимодействие трёх факторов: а) поздне- и послеледниковых изменений уровня Мирового океана, б) колебаний уровней местных бассейнов, в) неравномерного изостатического постледникового поднятия, задающего генеральный уклон территории с СЗ на ЮВ. Однако, эта модель должна быть дополнена существенным, а, в некоторых случаях, ключевым фактором активных дифференцированных тектонических движений, влиявших на формирование и последующие трансформации покрова рыхлых отложений и рельефа. С начала 60-х гг. XX века на территории Фенноскандии и в западной её части [8] и восточной [1] обнаруживаются признаки новейших нарушений в поздне- послеледниковом рельефе и отложениях. К настоящему времени значительное количество постледниковых разломов установлено в западной части Фенноскандии [7, 9, 12], свидетельствующих о сильных землетрясениях в позднеледниковье и раннем голоцене. Для некоторых из них установлена последовательность сейсмических событий, свидетельствующая о неоднократной активизации в этот период [10]. Есть признаки сейсмической активности, продолжавшейся и в более поздние периоды голоцена [11], а недавно обнаружены и следы сильных землетрясений, предшествовавших последнему оледенению [13]. К настоящему моменту и на территории Восточной Фенноскандии выявлены многочисленные следы позднеледниковых и голоценовых землетрясений [3]. В том числе, на территории Карельского перешейка установлена очаговая зона сильных землетрясений в зоне активизированного Вуоксинского разлома с признаками повторных событий в послеледниковье [5]. Сейсмогенные смещения по этой зоне повлияли на кардинальные трансформации гидрографической сети и перераспределение стока Карельского перешейка в среднем голоцене [4, 16]. Обнаружение в этой зоне многочисленных разновозрастных и разнотипных деформаций в рыхлых отложениях дает возможность систематизации и сопоставления с хроностратиграфией позднего плейстоцена и голоцена.

**Объекты и методы.** Исследуемая территория расположена в центральной части перешейка и включает два ключевых участка. На первом из них естественными обнажениями вскрываются отложения 4-х низких террасовых уровней в долине р. Вуокса с абсолютной (над у.м.)/относительной (над урезом Вуоксы) высотой около 8-9/0-1 м, 11-12/3-4 м, 14-15/6-7 м, 23-25/15-17 м. На второй площади в карьерах, расположенных на

протягивающейся параллельно долине реки Вуокса озовой гряде и сопряженных с ней террасах, вскрываются песчано-гравийные толщи, приуроченные в основном к высотным уровням 40-45 м и 20-25 м.

Типы деформационных структур, встреченных в песчано-гравийных, валунно-галечных и глинисто-алевритовых отложениях включают складчатые деформации, разрывы с вертикальными и горизонтальными смещениями, текстуры разжижения – кластические (инъекционные) дайки, пламеобразные формы, текстурные ансамбли, включающие сопряженные формы гравитационного опускания (loadcast) и восходящего внедрения (waterescape), объединяющиеся в протяженные деформационные горизонты мощностью от первых десятков см до первых метров, локальный тектонический наклон аккумулятивных толщ с постседиментационными внутрислойными гравитационными складками. Размеры деформационных текстур колеблются от микроскладок и разрывов с амплитудой в первые см, до складок и текстур разжижения достигающих первых метров.

Применяемые методы объединяют традиционный геолого-геоморфологический анализ, сопряженный с палеосейсмологическим и хроностратиграфическим подходами. Для инструментального определения возраста отложений использованы методы радиоуглеродного анализа и оптически стимулированной люминесценции.

**Результаты.** Комплекс террас в районе г. Каменногорска в 12 разрезах показывает коррелируемые друг с другом следы 6 сильных сейсмических событий [15]. Три из этих землетрясений относятся к позднему плейстоцену (около  $89.0 \pm 7.2$  т.л.н.,  $85.2 \pm 6.6$  т.л.н.,  $69.0 \pm 5.4$  т.л.н.) и зафиксированы в двух горизонтах разжижения, кластической дайке и серии сбросовых разрывов с амплитудой до 30 см. Другие три события относятся к голоцену ( $11.6-8.3$  т.л.н.,  $< 6.6$  т.л.н.;  $3.1-2.1$  т.л.н.) и фиксируются в разрывах, смятии и фрагментации ленточных глин, инъекционных дайках, тектоническом наклоне озерно-аллювиальных отложений до  $30^\circ$  с внутрислойным смятием, в следах катастрофического селевого потока.

Сейсмогенные деформации в озовой гряде в пределах второй ключевой площади также фиксируют последовательность их нескольких событий и связь с активизацией разрывной зоны [6]. В карьерных выемках зафиксировано несколько выдержанных деформационных горизонтов и локальные участки интенсивных деформаций, возраст отложений в которых определен в  $64 \pm 8$  т.л.н.,  $30 \pm 4$  т.л.н. и  $17.3 \pm 1.9$  т.л.н. Наиболее древний из этих горизонтов (рис. 1) по возрасту соответствует одному из событий, зафиксированному в террасах р. Вуокса, а два других события дополняют ряд землетрясений, доведя общее количество до 8. Этими горизонтами не ограничивается последовательность событий, повлиявших на постседиментационную трансформацию отложений, однако на сегодняшний момент их возраст остается неизвестным. Можно констатировать только, что деформации последнего этапа, проявившиеся в отмеченном ранее [14], интенсивном сейсмогенном выдавливании глинистого ядра оза с крупными валунами, произошли уже после 17.3 т.л.н.

Сопоставление выявленных сейсмогенных нарушений с хроно-стратиграфической шкалой (рис. 2) позволяет сделать следующие выводы:

Сильные сейсмические события происходили на протяжении последних 100 т.л. с периодичностью от 2-3 до 10-30 т.л.;

Намечается связь между сейсмическими событиями и основными климатическими и палеогеографическими событиями: а) приуроченность части событий к стратиграфическим рубежам (3 – граница микулинского межледниковья и подпорожского оледенения; 4 – граница ленинградского мегаинтерстадиала и осташковского оледенения; 5 – деградация осташковского оледенения, отступление края ледника); б) приуроченность событий к катастрофическим перестройкам гидрографической сети и ландшафтов (6 – спуск Балтийского ледникового озера; 7 – прорыв оз. Сайма и формирование р. Вуокса [4, 16]; 8 – конец Ладожской трансгрессии, образование р. Невы [4]).

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-80087)*



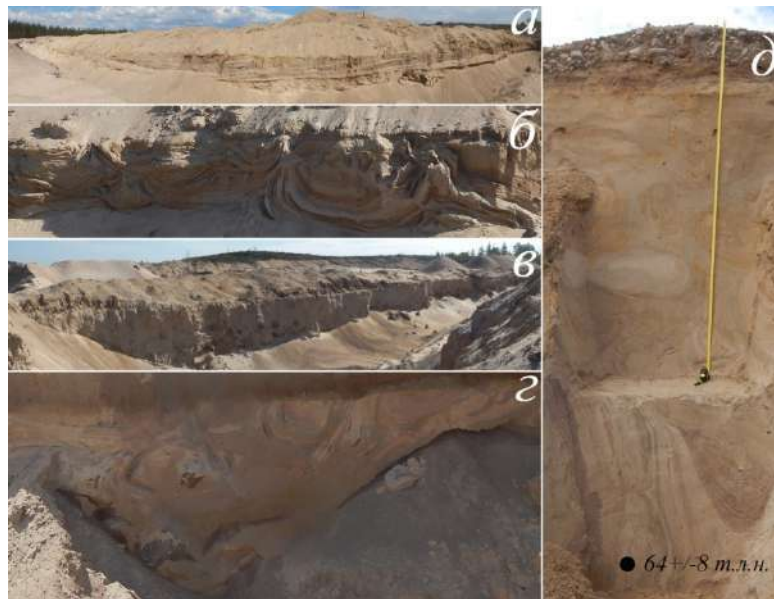


Рис. 1. Горизонт разжижения, вскрытый в карьере на озовой гряде в районе пос. Боровинка: а – горизонт разжижения, представленный тонко-мелкозернистыми песками с крупными конволюциями, несогласно перекрытый толщей галечника; б – отпрепарированный фрагмент горизонта; в – горизонт разжижения отпрепарированными нишами на месте валунов, «взвешенных» в песчаной матрице; г – фрагмент горизонта разжижения с валунами; д – фрагмент разреза с местом отбора пробы на ОСЛ-датирование.

Время, т.л.н.	МИС	Стратиграфическая шкала	Основные палеогеографические события	Землетрясения			
				Возраст отложений	Время события	№	
10	1	Голоцен	3.0 Ладожская трансгрессия (5.7-3.0)	3.1-2.1	8	Валдайская ледниковая эпоха	
			5.7 Образование р. Вуокса (5.7)	6.6 ± 0.05	7		
			Литориновое море (8.9-5.0)	8.3 ± 0.1	6		
			8.8 Анцизово озеро (10.7-9.8)	11.6-8.2	6		
			10.5 Спуск БЛО (11.6)	11.6-10.7	6		
20	2	Поздний валдай (Осташковское оледенение)	13.9 Стабильное состояние БЛО (13.9-11.6)	17.3 ± 1.9	5		
			16.3 Отступление края ледника (16.3-13.9)	34.0-26.0	4		
30	3	Средний валдай (Ленинградский мегаинтерстадиал)	30.0 ± 4.0	34.0-26.0	4		
60			4	Ранний валдай (Подпорожское оледенение)	64.0 ± 8.0	72.0-67.0	3
70					69.0 ± 5.4		
80	5	Микулинское межледниковье	72.7 ± 5.7	91.8-78.6	2		
90			85.2 ± 6.6				
100			89.0 ± 7.2			96.2-81.8	1

Рис. 2. Хронология сейсмических событий в зоне Вуоксинского разлома (Карельский перешеек). Штриховкой обозначен тип датированных отложений: наклонная – отложения с деформациями, образовавшимися одновременно с осадконакоплением, горизонтальная – недеформированные отложения, перекрывающие нарушенные слои; вертикальная – отложения, с деформациями, образовавшимися после осадконакопления.

Список литературы:

- [1] Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Береговые образования Онежского озера и их связь с неотектоникой // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1966. С. 178–182.
- [2] Малаховский Д.Б., Марков К.К. (ред.). Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР: Ленинградская, Псковская и Новгородская области: К VIII конгрессу INQUA. Франция. 1969; АН СССР, Комиссия по изучению четвертичного периода. - Ленинград : Наука. Ленингр. отд-ние, 1969. 226 с.
- [3] Никонов А.А. Новый этап познания сейсмичности Восточно-Европейской платформы и её обрамления//Доклады академии наук, 2013, том 450,№4, с.465-469
- [4] Никонов А.А. Воздействие голоценовых пертурбаций Онежско-Ладожской гидрологической системы на древнее население прибрежных пространств // Самарский научный вестник. 2017.Т. 6. № 3 (20). С. 171-177.
- [5] Никонов А.А., Шварев С.В., Сим Л.А., Родкин М.В., Бискэ Ю.С., Маринин А.В. Скальные палеосейсмодеформации на Карельском перешейке (ключевой участок «Пещеры Иностранцева», Ленинградская область) // ДАН. 2014. Т. 457. С. 591-596.
- [6] Шварев С. В. Постледниковые сейсмогенные деформации озовой гряды в северной части Карельского перешейка //Геоморфология. 2019. № 3.С.19–35.
- [7] Dehls J.F., Olesen O., Olsen L., Blikra L.H. Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuoragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults // Quaternary Science Reviews 19 (2000) 1447-1460
- [8] Kujansuu R.NuoristasirroksistaLapissa. Summary: recent faults in Lapland // Geologi. 1964. V. 16. P. 30–36.
- [9] Lagerbäck R., Sundh M. (2008) Early Holocene faulting and paleoseismicity in northern Sweden: Research Paper C 836. Geological Survey of Sweden
- [10] Mattila J., Ojala A.E.K., Ruskeeniemi T., Palmu L-P., Aaltonen I., Käpyano A., Lindberg A., Sutinen R. Evidence of multiple slip events on postglacial faults in northern Fennoscandia // Quaternary Science Reviews, 2019. 215:242-252
- [11] Mörner N-A. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects //Tectonophysics 380 (2004)139-157
- [12] Ojala A.E.K., Mattila J., Ruskeeniemi T., Markovaara-Koivisto M., Palmu J-P., Nordback N., Lindberg A., Sutinen R., Aaltonen I., Savinen J. Postglacial faults in Finland – a review of PGSdin project results. POSIVA OY, Olkluoto, FI-27160 EURAJOKI, Finland, April 2019. ISBN 978-951-652-271-8, ISSN 2343-4740
- [13] Pisarska-Jamrozy. M, Belzyt S., Borner A., Hoffmann G., Huneke H., Kenzler M., Obst K., Rotner H., van Loon T. Evidence from seismites for glacio-isostatically induced crustal faulting in front of an advancing land-ice mass (Rugen Island, SW Baltic Sea), Tectonophysics, 2018. 745, 338-348
- [14] Poleshchuk A., Zykov D., Shvarev S. Some features of deformation structures in an esker on the southern margin of the fennoscandian shield // Bulletin of the Geological Society of Finland. — 2018. — Vol. 90. — P. 291–300.
- [15] Shvarev S., Nikonov A., Subetto D., Zaretskaya N.E., Romanov A. Seismites in the pre- and postglacial sediments of the Karelian Isthmus (Eastern Fennoscandia// Börner, A., Hüneke, H., Lorenz, S., (Eds.), Field Symposium of the INQUA PeriBaltic Working Group “From Weichselian Ice-Sheet Dynamics to Holocene Land Use Development in Western Pomerania and Mecklenburg”. Abstract Volume. Scientific Technical Report STR 19/01, Potsdam: GFZ German Research Centre for Geosciences. 2019. P.102-104.
- [16] Subetto D.A., Shvarev S.V., Nikonov A.A., Zaretskaya N.E., Poleshchuk A.V., Potakhin M.S. New evidence of the Vuoksi river origin by geodynamic cataclysm // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 90 (2018) 275–289.

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОБСТАНОВОК СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ С ПОЗИЦИЙ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ****В.С. Шейнкман, С.Н. Седов**

Институт криосферы, Федеральный Исследовательский Центр “Тюменский Научный центр” СО РАН, Тюмень, Россия, vlad.sheinkman@mail.ru

Отдел методологии междисциплинарных исследований криосферы Федеральный Исследовательский Центр “Тюменский Научный центр” СО РАН, Тюмень, Россия

**INTERPRETATION OF PLEISTOCENE ENVIRONMENTS IN NORTH-WESTERN SIBERIA FROM THE MODERN VIEWPOINT OF EARTH CRYOLOGY****V.S. Sheinkman, S.N. Sedov**Earth Cryosphere Institute, Federal Research Center “Tyumen Scientific Centre”, Tyumen, Russia  
Department of Methodology for Interdisciplinary Cryosphere Research, Federal Research Center “Tyumen Scientific Centre”, SB RAS, Tyumen, Russia

По северу Западной Сибири в последние годы появилось много противоречивой информации о порожденных холодом четвертичных явлениях и связанных с ними образованиях. Причина, на наш взгляд, в одностороннем подходе к этим образованиям, недоучете данных по их современным аналогам, и, как следствие, приписывании некоторым из них несвойственных им признаков. Разобраться в таких случаях помогает системный подход. Будучи объединены общими чертами холодного мира, во взаимодействии его объекты образуют единую криогенную геосистему. Благодаря строгой упорядоченности потоков вещества и энергии, объединяющих ее элементы, и возможности всесторонне получать параметры современных аналогов явлений прошлого, сегодня вполне реально, применяя метод актуализма, строить адекватные модели соответствующих природных обстановок [12]. Главное – моделируя систему, помещать на ее вход количество вещества, с сообщенной ему энергией, объективно допустимое при реальном его использовании элементами этой системы.

Рассмотрим типичный пример: ряд исследователей применяют для севера Западной Сибири модель равнины, перекрываемой в плейстоцене ледниками [1, 4] –аналогично Русской равнине, на которую во время криохронов спускались ледники из Скандинавии. Для севера Русской равнины это логично. Многие горы Скандинавии превышают 2000 м (высшая точка – 2469 м) и имеют большую площадь. Атмосферных осадков на них ныне оседает до 7000 мм/год, тогда как на севере Западной Сибири – ~400 мм/год у Полярного круга и ~300 мм/год на Карском побережье, т.е. *более чем на порядок меньше*. Вдвое, по высоте и массивности, уступают Скандинавским и горы, окружающие север Западной Сибири, причем хиносфера над ними находится на высоте вдвое выше их, что не позволяет им глубоко внедриться в нее даже при сильном похолодании климата. Поэтому параметры Скандинавской системы закономерно обеспечат на ее входе, при похолодании, быстрое снижение хиносферы, обильное питание и разрастание ледников до крупных размеров, высокую энергию у них на этапе их роста, и перехват ими влаги с Атлантики (что добавочно вызовет уменьшение доступа влаги в Сибирь). Закономерно и то, что на входе криогенной системы севера Западной Сибири параметры континентального сухого и холодного климата определяют, что атрибутом здесь станет хорошо выраженная мощная криолитозона, а не ледники – за их следы при использовании скандинавской модели принимались, по мнению уже многих авторов [5, 6, 13, 14], образования иного генезиса. В таких случаях, во избежание подстановки на вход криогенной системы несоответствующих ей параметров, оледенение в составе этой системы следует выделять особо. Будучи также явлением, порожденным холодом, оно формируется своеобразно, так как объединяет льды атмосферного происхождения, преобразуемые посредством их осадочно-метаморфической на земной поверхности и лишь в определенной ситуации превращаемые в крупные многолетние формы – ледники. Взаимодействие элементов этой системы следует рассматривать в специальном формате – как подсистему всей криогенной системы, выделяя отдельную, несколько иного ранга и организации, криогенно-гляциальную систему [12]. Подчеркнем: закономерности образования криогенной системы-региона необходимо учитывать только в свете взаимодействия всех порожденных холодом явлений, иначе можно прийти к построениям, искажающим суть организации этой системы.

Так или иначе, высокоэнергичные, с обильным питанием, быстро растущие ледниковые покровы не совместимы с присущим региону глубоким промерзанием пород, а для развития в нем холодных покровов с низкой энергией потребовалось бы нереальное, на порядок, увеличение длительности криохронов. Маркером обстановок в такой ситуации становятся существующие или бывшие мерзлотные представители холодного мира, среди которых наиболее информативны полигонально-жильные льды (ПЖЛ) и псевдоморфозы по ним – индикаторы низкотемпературной криолитозоны прошлого или современности. Первые представляют собой многоярусные формы, распространены к северу от Полярного круга, неплохо изучены, датированы и имеют возраст до 50-60 тыс. лет [2, 10]. Но по псевдоморфозам региона ранее имелись отдельные, в основном вблизи Обской губы [3, 8], общие описания без надежной временной привязки. Их область, находясь к югу от Полярного круга, сменяет пояс ПЖЛ, охватывает, как выяснили авторы, Сибирские Увалы (рис. 1) – возвышенность на правобережье Средней Оби, и южнее замещается [7] зоной с изначально грунтовыми жилами.

На сегодня авторами детально изучены псевдоморфозы вдоль и севернее Сибирских Увалов – в верху речных террас с относительной высотой 15-25 м. Тело этих террас представлено позднеплейстоценовым аллювием – результат перемыва (стекающими с Сибирских Увалов реками) более древних отложений, в которые он нередко вложен. Высота псевдоморфоз достигала 5-6 м, ширина – 3-4 м; серией <sup>14</sup>AMS-датировок по их субстрату они определены как позднесартанские (конец МИС 2), а подстилающие толщу с ними слои – как каргинские (МИС 3). Соответственно ПЖЛ – предшественник псевдоморфоз, это продукт сартанского криохрона. Поиск и обследование псевдоморфоз предыдущих криохронов авторы поставили задачей следующего этапа исследований, так как сделать это сложнее из-за недостаточного вскрытия реками соответствующих отложений. Тем не менее, на палеоклиматических кривых (рис. 2) ход и глубина криохронов, по крайней мере, второй половины квартала практически повторяют друг друга [16], и по причинам, отмеченным выше, в них должны проявляться одни и те же закономерности развития криогенных систем.

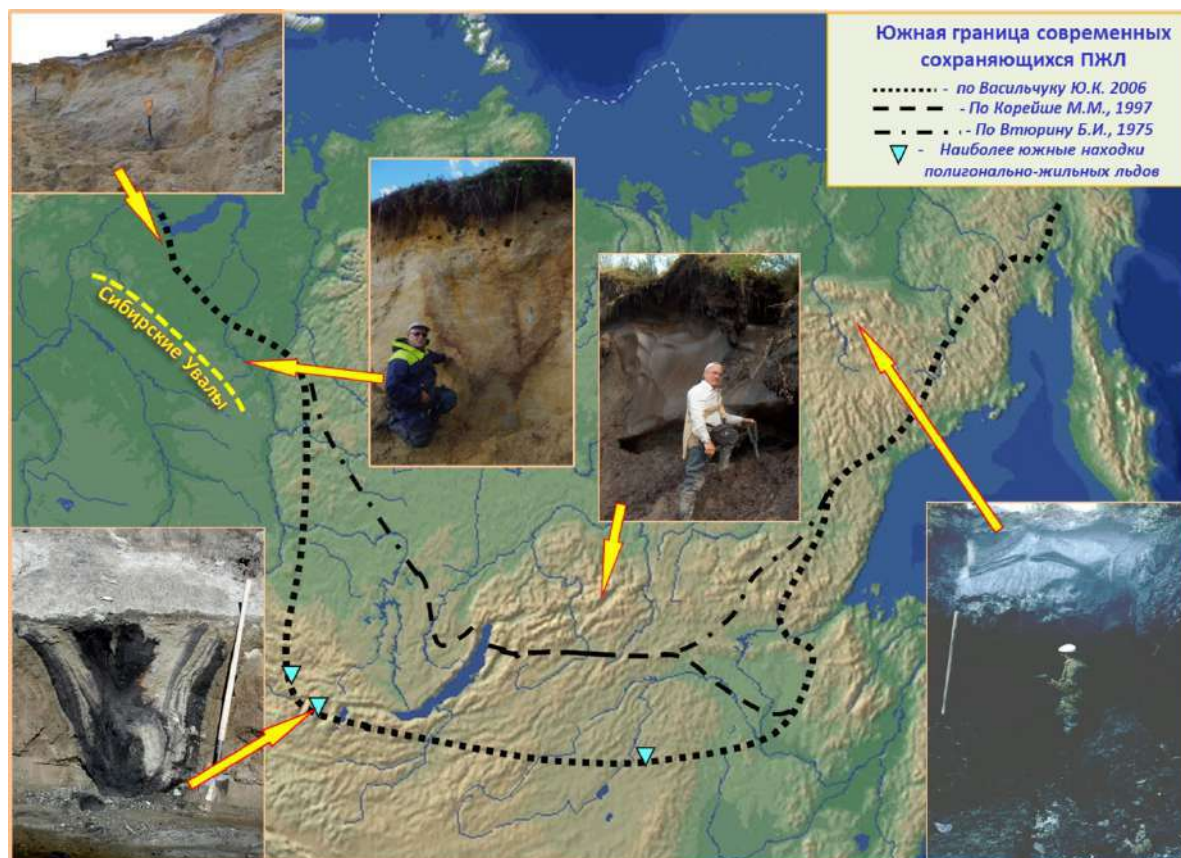


Рис. 1. Сибирский ареал существующих ПЖЛ и местоположение на севере Западной Сибири псевдоморфоз по ним. Фото из архива В.С. Шейнкмана. Пояснения в тексте.

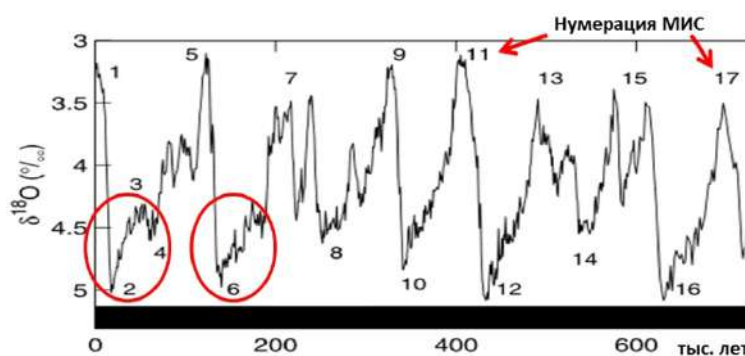


Рис. 2. Палеогеографическая летопись по [16]. Красным овалом выделен ход последних криохронов квартера.

Рассмотрим, что показали изученные псевдоморфозы. Выяснилось, что их развитие отражает особенности криохрона МИС 2. В терминальную фазу в конце его в Западной Сибири имело место резкое потепление [15], и в нашем случае это проявилось в специфике криогенных условий. Мерзлота тогда продолжала сохраняться, но ее температура поднялась выше значений ( $\sim -3^{\circ}\text{C}$  по [9]), благоприятных для сохранения ПЖЛ, и началось их таяние с замещением минерально-почвенным материалом, оплывающим с окружающего пространства и примерзающим к стенкам ПЖЛ. Специфику, обеспечившую переход криолитозоны в состояние с постепенным таянием ПЖЛ при отрицательной, но выше значений, благоприятных для развития ПЖЛ, температуре пород на наш взгляд [14, 17] определяло вторжение теплых воздушных масс с Атлантики. Оно обусловило расширение области талых пород, которая внедряется в Сибирь в виде клина: ныне его граница проходит примерно вдоль Сибирских Увалов и затем опускается на юг вдоль Енисея, и за ним воздействие этого тепла блокируется холодом, закономерно присущим Восточной Сибири. Как итог, на юге Восточной Сибири авторы наблюдали современные ПЖЛ почти до  $50^{\circ}$  с. ш. (см. рис. 1).

В отношении Западной Сибири расширение отмеченного клина тепла проявилось в резком сдвиге на север, в конце МИС 2, низкотемпературной, с наличием ПЖЛ, криолитозоны, а замещение ПЖЛ информативными псевдоморфозами сделало зону с ними представительной в плане отражения ее структурами этого сдвига. Структура изученных псевдоморфоз хорошо читалась и позволяла в деталях реконструировать ход палеокриологических процессов в МИС 2 и последующее время вплоть до современности. Покажем это на характерных примерах анализа наиболее представительных псевдоморфоз. Контуры их в нашей ситуации повторяли очертания своих предшественников, ПЖЛ, что характерно для глубоко промороженных малольдистых песчаных отложений, стенки которых хорошо держат форму: в данном случае этот феномен имел место и позволил уточнить историю развития ПЖЛ.

Одни из высоко репрезентативных псевдоморфоз хорошо встречены в районе пос. Пангоды. В 3 км к северу от него в р. Правая Хетта (правый приток р. Надым) впадает р. Тьяха, и неширокое междуречье между ними представлено поверхностью (отметки около 70 м), где ведется выемка грунта, которой вскрыты серии псевдоморфоз. Полный их профиль выявлен вблизи р. Тьяха в карьере на участке:  $74^{\circ}35'$  в. д.,  $65^{\circ}54'$  с. ш.; расчистка стенки карьера позволила увидеть строение самых больших псевдоморфоз. Они следовали (рис. 3-I, 3-II) через 20–30 м друг от друга, достигали 5–6 м по вертикали, 3–4 м по горизонтали, и для них характерно заполнение сизого цвета с бурым (итог криогидроморфизма) окаймлением, сопряженным с лежащей сверху криогидроморфной почвой. Гумуса в теле псевдоморфоз и подстилающем их слое не хватило для  $^{14}\text{C}$ -датирования. Но по подзолу вверху псевдоморфоз получено несколько средне- и позднеголоценовых дат – две из них показаны на рис. 2-I и 2-II. А время начала заполнения псевдоморфоз удалось определить вблизи р. Правая Хетта на участке:  $74^{\circ}39'$  в. д.,  $65^{\circ}53'$  с. ш. Здесь выемкой срезаны верхние части псевдоморфоз, и по органике вскрытых шурфами нижних их частей получено несколько  $^{14}\text{C}$ -дат в пределах  $\sim 13$ – $14$  тыс. л. н. Один из шурфов показан на рис. 3-III, и видно, что тело псевдоморфозы сизого цвета, но на контакте с вмещающей толщей снова отмечены следы оглеения – бурый окрас.

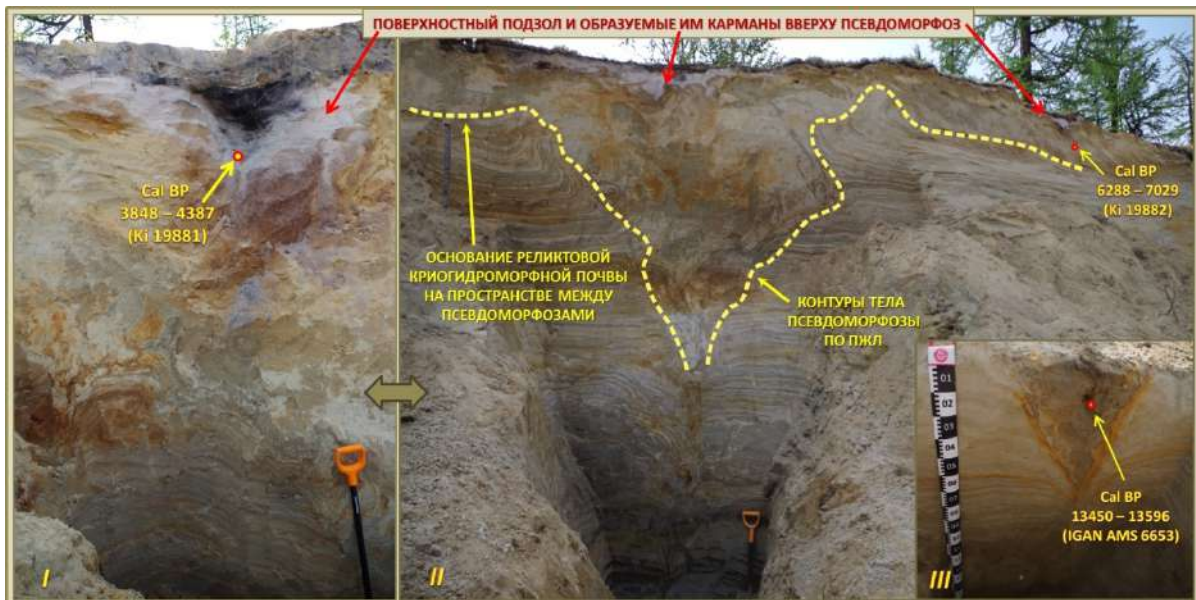


Рис. 3. Псевдоморфозы по ПЖЛ в окрестности пос. Пангоды: I, II – псевдоморфозы, вскрытые при зачистке стенки карьера; III – вскрытая при проходке шурфа нижняя часть псевдоморфозы со срезанной, в ходе выемки грунта, верхней частью. Фото из архива В.С. Шейнкмана. Пояснения в тексте.

Поскольку подзол развивается [11] на талом дренированном субстрате, то очевидно: сформирован он после полного оттаивания пород, а приведенные на рис. 2 даты позволяют судить о времени начала и конца формирования псевдоморфоз. Их развитие (по схеме [9]) хорошо отражено в структуре на рис. 2-II. Облик узкой нижней части жилы говорит, что зарождение ее было эпигенетическим и вначале шло по типу изначально грунтовой жилы: концы ветвятся, а слои вмещающего аллювия загнуты вниз. Эту фазу можно сопоставить с началом криохрона МИС2, так как ранее [14, 18] осадки под слоями с псевдоморфозами были датированы как каргинские (МИС 3). В основное время МИС 2 шло активное сингенетическое наращивание ПЖЛ “клин-в-клин”: об этом говорит ступенчатый контур жилы и ее резкое расширение кверху, с отжиманием слоев вмещающего аллювия вверх и в стороны. В самом верху контур жилы сопряжен с реликтами криогидроморфной палеопочвы, сформированной на прежней подошве сезонно-талого слоя – итог стабилизации поверхности толщи осадков, прекращения синкриогенного роста ПЖЛ и их перехода на время, необходимое для образования этой почвы, вновь на развитие по эпигенетическому типу. В конце МИС2, в терминальную фазу криохрона, началось таяние ПЖЛ с замещением их минерально-почвенным субстратом, а к середине голоцена вся эта толща полностью оттаяла – об этом говорит формирование поверхностного подзола. Как видим, рассмотренный комплекс отложений с псевдоморфозами по ПЖЛ хорошо выражен на исследованной территории и ясно отражает события позднего квартала Западной Сибири.

Данный комплекс фиксирует сдвиг на север, в конце квартала, низкотемпературной криолитозоны, характеризуемой наличием ПЖЛ, и все факты говорят, что тренд к продолжению этого процесса очевиден и требует соответственного учета в плане прогностики окружающей среды в данном регионе. В целом же анализ порожденных холодом явлений с позиций системного подхода позволяет снимать многие разночтения при интерпретации формирования отдельных элементов криогенных систем, и их совокупности. Особенно это важно в ситуации, когда без должной корректировки отдельные черты этих систем переносятся на иные, по условиям происхождения, но внешне схожие объекты. Сегодня мы находимся на новом этапе формирования концептуального знания о явлениях холодного мира, и авторы считают, что представленный подход будет полезно применять при выработке обоснованных научных представлений об этом мире.

*Работа выполнена при поддержке ресурсов госзадания 0296-2021-0012, 121042000078-9.*

Список литературы:

- [1] Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. – 2000 – Том 41. – № 6 — С. 792–799.
- [2] Васильчук Ю. К., Буданцева Н. А., Васильчук А. К.. Высокоразрешающая изотопно-кислородная диаграмма позднелейстоценовых повторно-жильных льдов сеяхинской едомы, Восточный Ямал // Доклады академии наук. – 2019. – Том 487. – № 2. – С. 208–211.
- [3] Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. – М.: Геос, 2002. 246 с.
- [4] Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная часть) – Томск, издательство Томского госуниверситета. – 1976. – 344 с.
- [5] Крапивнер Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. – М., Геос. 2018 – 320 с.
- [6] Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. – СПб, Издательство Государственной полярной академии, 2005 – 176 с.
- [7] Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А. и др. Особенности формирования состава реликтовых грунтовых жил в основании покровных отложений лесостепного Притоболья // Криосфера Земли – Том XXIV. – № 4. – 2020 – С. 5–18
- [8] Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии / Под ред. Баулина В.В., Цейтлина С.М.. – М., Наука. – 1973 – 144 с.
- [9] Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. – Новосибирск, Наука – 1977 – 215 с.
- [10] Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднемнеоплейстоцене–голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли. – 2015. Том XIX. – № 2. – С. 98–106.
- [11] Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. – М. – Наука, 1971. – 270 с.
- [12] Шейнкман В.С., Мельников В.П. Эволюция представлений о холоде и возможные пути их развития в науках о Земле // Криосфера Земли. – 2019 – Том XXIII. – № 5. – С. 3–16.
- [13] Шейнкман В.С., Мельников В. П., Седов С. Н. и др. Новые свидетельства внеледникового развития севера Западно-Сибирской низменности // Доклады академии наук. – 2019. – Том 477. – № 4. – С. 480–484.
- [14] Шейнкман В. С., Мельников В.П., Парначев В.П. Анализ криогенных и тектонических процессов на севере Западной Сибири в плейстоцене с позиций криогетеротопии // Доклады РАН. Науки о Земле. – 2020. – Том 494. – № 1.–С. 82–86.
- [15] Andreev A.A., Siegert C., Klimanov V.A. et al. Late Pleistocene and Holocene Vegetation and Climate on the Taimyr Lowland, Northern Siberia // Quat. Research. – 2002. – Vol. 57. – P. 138–150
- [16] Lisiecki, L. E., and M. E. Raymo A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d 18O records // Paleoceanography. – 2005. – 20, PA1003.
- [17] Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // Quat. International. – Vol. 420. – 2016. – P. 15–23.
- [18] Sheinkman V., Sedov S, Shumilovskikh L. et al. A multiproxy record of sedimentation, pedogenesis, and environmental history in the north of West Siberia during the late Pleistocene based on the Belaya Gora section // Quat. Research. – 2021. – Vol. 99. – P. 204– 222.

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЕР ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ В ГОЛОЦЕНЕ**

**Т.С. Шелехова, Н.Б. Лаврова, О.В. Лазарева, Ю.С.Тихонова**

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия,  
shelekh@krc.karelia.ru; lavrova@krc.karelia.ru; ox-laz@yandex.ru; yula\_tihonova@mail.ru

**PALEO GEOGRAPHIC CONDITIONS OF SEDIMENTATION IN THE SMALL LAKES OF WESTERN KARELIA IN THE HOLOCENE**

**T.S. Shelekhova, N.B. Lavrova, O.V. Lazareva, Yu.S.Tikhonova**

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia

**Введение**

В работе рассмотрены условия развития малых озер, расположенных в области краевых образований стадий сальпаусселькя в западной Карелии. Актуальность исследований определяется недостаточной изученностью этого региона, несмотря на то, что некоторые сведения по его палеогеографии были получены ранее [13].

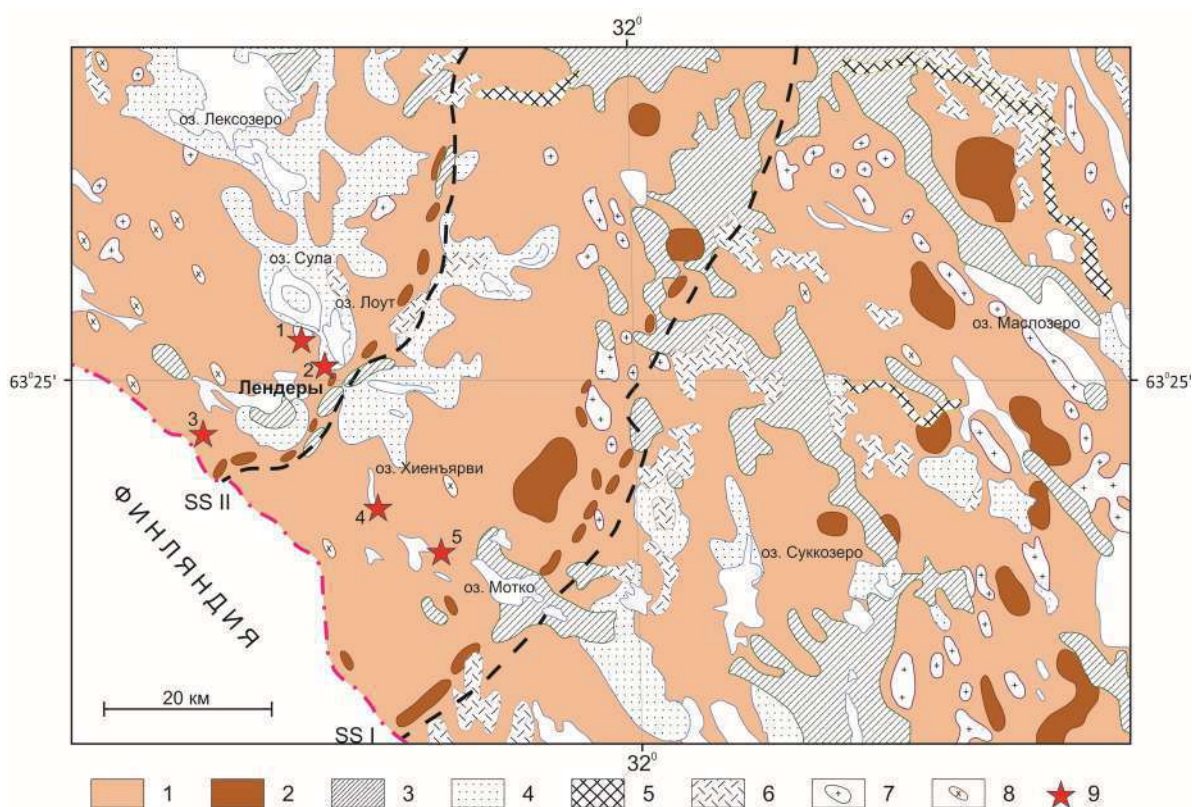


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов. 1 – моренные отложения; 2 – комплекс краевых образований; 3 – флювиогляциальные отложения; 4 – ледниково-озерные отложения; 5 – аллювиальные отложения; 6 – торфяно-болотные отложения; 7 – выходы коренных пород; 8 – друмлины; 9 – исследованные озера (места отбора проб). Цифрами обозначены озера с абс. отм., м: 1 – 180, 4; 2 – 195; 3 – 192; 4 – 200,1; 5 – 203,3.

### Район исследований

Три безымянных озера (1, 2, 3) расположены вблизи проксимального склона (внутренней стороны) конечно-моренных образований стадии сальпаусселькя II, два озера: Хиенъярви (4) и Шаверки (5) находятся между грядами сальпаусселькя I и II (рис.1).

### Материалы и методы

Материалом для данной работы послужили керны донных осадков четырех малых озер, расположенных на различных абсолютных отметках в пределах развития краевых образований сальпаусселькя I, II, а также данные предыдущих исследований [7, 11, 12]. Образцы на микропалеонтологические анализы отобраны послойно, каждые 5-10 см. Изучение донных отложений выполнено с целью биостратиграфического расчленения осадков, динамики растительности и реконструкции палеогеографической обстановки.

Лабораторная подготовка проб для спорово-пыльцевого анализа проведена по стандартной методике [10]. Обработка данных и построение спорово-пыльцевых диаграмм проводились с помощью программы TILIA и TGView [14]. Техническая обработка проб и приготовление постоянных препаратов на диатомовый анализ выполнялись по общепринятой методике [2, 3]. При идентификации флоры использовалась различная справочная литература [4, 5, 8, 9, 15]. При обсуждении полученных результатов привлекались данные радиоуглеродного датирования (табл.1).



Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования ( $^{14}\text{C}$ ) образцов из изученных озер

Озеро	абс. отм., м	координаты		Лабораторный номер	Глубина отбора, см	Тип отложений	Радиоуглеродный возраст, $^{14}\text{C}$ лет	Калиброванный возраст (календарный), кал. лет
		с.ш.	в. д.					
Озеро 1	180,4	63° 26' 51,8''	31° 13' 45,9''	ЛУ-10105	377-370	Сапропель зеленовато-коричневый гомогенный	10510±220	12310±320
Озеро 1	180,4	63° 26' 51,8''	31° 13' 45,9''	ЛУ-10106	240-230	Сапропелевый торф со слабо разложившимися растительными остатками	4020±140	4510±200
Озеро 2 [11]	195	63° 24'	31°17'	ТА-972	415-420	песчано-глинистые сапропели (с 10 % органики)	9700±130	11210±200
Озеро 3	192	63°17'22,4"	31°05'34,1"	ЛУ-10111	300-290	сапропель	8360±130	9320±150
Озеро 3	192	63°17'22,4"	31°05'34,1"	ЛУ-10112	190-180	торф	3230±70	3450±80
Озеро 4 Хиенъярви	200, 1	63°16'24,6"	31°23'0,4"	ЛУ-10107	260-252	торф плотный с растительными остатками	10360±160	12180±290
Озеро 4 Хиенъярви	200, 1	63°16'24,6"	31°23'0,4"	ЛУ-10108	170-160	торф черного цвета с зеленоватым оттенком	3920±100	4350±150
Озеро 5 Шаверки	203,3	63° 13' 52,0"	31° 31' 01,6"	ЛУ-10109	360-370	песок с органикой	6200±110	7090±130
Озеро 5 Шаверки	203,3	63° 13' 52,0"	31° 31' 01,6"	ЛУ-10110	240-230	сапропель	4900±100	5650±120

Примечание: значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы "OxCal 4.3" (калибровочная кривая «IntCal 13»). Christopher Bronk Ramsey (<https://c14.arch.ox.ac.uk>).

### Результаты и обсуждение

Для реконструкции развития голоценовой растительности на рассматриваемой территории построены и интерпретированы спорово-пыльцевые диаграммы (СПД), в которых, основываясь на визуальной диагностике и кластерном анализе (CONISS), выделены локальные пыльцевые зоны (ПЗ). Небольшие размеры водоемов позволяют предположить, что спорово-пыльцевые спектры (СПС), сформировавшиеся в отложениях этих озер, в значительной степени содержат информацию о локальной растительности. Сопряженный анализ полученных данных позволяет обобщить результаты реконструкции растительности на всю модельную территорию (МТ) (Рис. 1). Установлено, что отложения с органикой во всех исследованных озерах начали формироваться в пребореальное время. Радиоуглеродные датировки для озер 1 и 4 (табл. 1) –  $10510 \pm 220$   $^{14}\text{C}$  л.н. и  $10360 \pm 160$   $^{14}\text{C}$  л.н. не соответствуют палинологическим данным. Более достоверными с нашей точки зрения являются результаты биостратиграфии и их корреляция по другим объектам в пределах образований сальпаусселькя I и II [6, 12, 16], свидетельствующие о начале развития водоемов и накоплении терригенных отложений с органикой в пребореальное время. Согласно существующим фактам [6, 7, 11] на освободившихся от ледника территориях среди оголенного субстрата произрастали пионерные группировки растений, приуроченные к щебнистым, каменистым грунтам с несформированным почвенным покровом. Однако, этот этап становления растительного покрова не нашел отражения в полученных СПД диаграммах.

**Пребореальный период** (10300-9300  $^{14}\text{C}$  л.н./ 11700-10500 кал. л. н.). Преимущественное распространение имели березовые редколесья с незначительным участием сосны наряду с кустарничковыми, ерничково-зеленомошными тундровыми сообществами. Растительный покров был не сомкнут, о чем свидетельствуют минеральный состав осадков, низкая насыщенность отложений пылью, наличие довольно большого количества спор различных видов *Lycoperidaceae*, пыльцы растений гелиофитов, присутствие дочетвертичных спороморф, указывающих на процессы переотложения. К концу периода леса становились более сомкнутыми, распространялись березняки со злаково-папоротниковыми сообществами.

Диатомовые комплексы озер представлены пионерными видами *Fragilaria sensu lato*, планктонными *Aulacoseira* spp., *Cyclotella* sp., *Discotella stelligera*, *Coscinodiscus* sp., *Nitzschia kuetzingiana*, *Tabellaria fenestrata* и сопутствующими им обрастателями родов *Eunotia* spp., *Cymbella* spp., донными *Pinnularia* spp., *Navicula* spp., *Stauroneis* spp., *Amphora* spp., *Neidium* sp. Только в озере 3 в это время господствовали *Ellerbeckia arenaria* - типичные представители приледниковых и позднеледниковых водоемов на начальных этапах развития. Состав комплексов свидетельствует о небольшой глубине холодных слабоминерализованных водоемов, но с несколько повышенным содержанием питательных веществ, поступающих из расконсервированных ледниковых отложений.

**Бореальный период** (9300-8000  $^{14}\text{C}$  л. н./ 10500-8800 кал. л.н.). Доминирующую роль в составе лесов на МТ, начиная с бореала и практически до настоящего времени, играла сосна. Сухой климат этого периода, снижение уровня грунтовых вод в результате продолжавшегося гляциоизостатического подъема Фенноскандинавского щита, песчаные почвы способствовали экспансии и закреплению сосновых сообществ. В начале периода господствовали редкостойные сосновые и березово-сосновые леса, а к концу его – среднетаежные монодоминантные сосняки с примесью березы.

В озерах 1,3 доминировали планктонные *Aulacoseira* spp., доля пионерных форм *Fragilaria sensu lato* сократилась. Возросло содержание донных *Pinnularia* sp., *Frustulia saxonica*, *Stauroneis* spp., *Neidium* spp., *Navicula* spp., форм обрастаний родов *Eunotia* spp., *Cymbella* spp., *Gomphonema* spp., *Achnanthes* spp. Заметно повысилось разнообразие видов. В озере 4 отложения бореала отсутствуют. Доминирование форм обрастаний *Fragilaria sensu lato* в озере 5, свидетельствует о его мелководности, хорошей прогреваемости, потеплении климата, что и характерно для этого периода.

**Атлантический период** (8000-4600  $^{14}\text{C}$  л.н./ 8800-5300 кал.л.н.). Потепление и увеличение влажности в атлантическом периоде благоприятствовали расселению термофильных

широколиственных пород (вяза, липы), лещины и ольхи черной. Они внедрялись в уже существующие сообщества, занимая благоприятные местообитания с наиболее богатыми, хорошо дренированными почвами. Согласно полученным данным, в начале периода на территории исследования преобладали сосновые и сосново-березовые леса южнотаежного облика. Ель, вероятно, присутствовала в виде примеси. Во второй половине периода участие ели в составе лесов увеличилось. Широкое распространение имели елово-сосновые, сосново-еловые с ольхой серой и теплолюбивыми древесными породами леса. Диатомовые комплексы всех озер отражают повышение уровней водоемов, увлажненность и потепление климата. Доминирование планктонных сообществ *Aulacoseira* spp., присутствие типично болотных форм *Eunotia* spp., донных *Pinnularia* spp., *Anomoeoneis* spp., *Frustulia saxonica*, являющихся признаком усиления процессов обводнения и заболачивания территории, явное тому подтверждение.

**Суббореальный период** (4600-2600 <sup>14</sup>C л.н./ 5300-2600 кал.л.н). Значительное похолодание вызвало сокращение участия в растительном покрове широколиственных пород, лещины, ольхи черной. Основными лесообразующими породами здесь выступают ель и сосна. Они формировали еловые и сосново-еловые леса южнотаежного облика. Участие березы в растительном покрове было минимальным. В составе диатомовых сообществ заметно снижается доля планктонных, а участие форм обрастаний *Eunotia* spp., *Tabellaria flocculosa*, *Cymbella* sp., *Gomphonema* sp., *Tetracyclus* sp., *Cocconeis* sp., наоборот возрастает. Растет и разнообразие видов за счет донных *Pinnularia* spp., *Navicula* sp., указывая на повышение минерализации воды и снижение уровней водоемов.

**Субатлантический период** (с 2600 л.н.). В начале периода еловые и сосново-еловые леса с березой и ольхой, липой и вязом были довольно широко представлены на территории исследования. Дальнейшее похолодание вызвало выпадение теплолюбивых древесных пород из состава растительности. Доминирующую роль на МТ играли среднетаежные елово-сосновые и сосновые леса. В диатомовых комплексах вновь повышается роль планктонных *Aulacoseira* spp., *Tabellaria fenestrata* + *flocculosa*. Заметно участие форм обрастаний *Cymbella* spp., *Tetracyclus lacustris*, донных *Pinnularia* spp., *Frustulia saxonica*, свидетельствуя о некотором обводнении водоемов, характерном для данного периода голоцена.

#### Выводы

Все исследованные озера, расположенные в пределах развития краевых образований сальпаусселькя I и II, начали формироваться в пребореальное время. Растительность прилегающих территорий и диатомовые комплексы водоемов отличаются лишь локальными условиями, в зависимости от расположения озер на разных абсолютных отметках и в разных геоморфологических условиях.

*Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН) АААА-А18-118020690231-1.*

#### Список литературы:

- [1] Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лед и снег. – 2017, Т. 57, № 3. – С. 391–416. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-391-416.
- [2] Генкал С. И., Чекрыжева Т. А. Центрические диатомовые водоросли (Bacillariophyta, Centrophyceae) водоемов Карелии // Биол. внутр. вод. – 2011. № 1. – С. 5–16.
- [3] Генкал С. И., Чекрыжева Т. А., Комулайнен С. Ф. Диатомовые водоросли водоемов и водотоков Карелии / Отв. ред. В. Г. Девяткин. ИБВВ РАН. М.: Научный мир. – 2015. – 202 с.
- [4] Давыдова Н.Н. Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л.: Наука. – 1985. – 244 с.
- [5] Диатомовый анализ. Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. – Л.: Государственное издательство геологической литературы. – 1949. – Кн. 1. – 240 с. Кн. 2. – 288 с.
- [6] Елина Г. А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. Л.: Наука. – 1981. – 159 с.

- [7] Дегляциация Восточной части Скандинавского материкового ледника». Подпроект МПГК № 253 «Завершающий этап плейстоцена (1991-1995). Заключительный информационный отчет по теме №139. Петрозаводск: КарНЦ. Институт геологии. – 1996. – 25 с.
- [8] Куликовский М. С., Глушенко А. М., Генкал С. И. Кузнецова И. В. Определитель диатомовых водорослей России. Ярославль: Филигрань. – 2016. – 804 с.
- [9] Определитель пресноводных водорослей СССР. М.:Л.:Изд-во АН СССР, 1951. Вып. 4. 619 с.
- [10] Пыльцевой анализ / Ред. И. М. Покровской. М.: Госгеолиздат. – 1950. – 571 с.
- [11] Строение и формирование моренных покровов Карелии // Заключительный отчет по теме № 72-3.1.3.1. Науч. рук. А.Д. Лукашов. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. Институт геологии. – 1983. – 351 с.
- [12] Шелехова Т. С., Лаврова Н. Б. Палеогеографические реконструкции развития территории Северо-западной Карелии в голоцене (по данным изучения донных отложений малых озер)// Труды Карельского научного центра РАН. № 9. – 2020. – С. 101–122. DOI: 10.17076/lim1268
- [13] Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas // Glacial deposits in North-East Europe/ J. Ehlers, S. Kozarski and P. Gibbard (eds.). Rotterdam-Brookfield: A. A. Balkema. – 1995. – P. 195–209.
- [14] Grimm E.C. TILIA and TILIA GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data // INQUA, Working Group on Data-Handling Methods Newsletter. – 1990. – Vol. 4. – P. 5–7.
- [15] Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae 3. Teil : Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae // Süßwasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart ; Jena : Gustav Fischer Verlag. – 1991. – 576 s.
- [16] Tolonen K., Ruuhijärvi R. Standart pollen diagramm from the Salpausselka region of Southern Finland // Annales Botanici Fennici. – 1976. – P.155–196.  
<https://www.researchgate.net/publication/292026296>.

**ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ  
ОНЕЖСКО-ЛАДОЖСКОГО ПЕРЕШЕЙКА (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА СУЯРЛАМБИ)**

**Т.С. Шелехова, Н.Б. Лаврова, Ю.С. Тихонова**

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия  
shelekh@krc.karelia.ru; lavrova @krc.karelia.ru; yula\_tikhonova@mail.ru

**ENVIRONMENTAL CHANGE IN THE NORTHERN PART OF THE ONEGA-LADOGA  
ISTHMUS IN THE LATEGLACIAL AND HOLOCENE (ACCORDING TO THE STUDY  
OF BOTTOM SEDIMENTS OF LAKE SUYARLAMBI)**

**T.S. Shelekhova, N.B. Lavrova, Yu.S. Tikhonova**

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia

**Введение**

Палеореконструкции условий прошлых эпох в их хронологической последовательности позволяют понять закономерности развития природы в настоящем и прогнозировать их развитие в будущем. Особый интерес представляют озерные отложения, поскольку они содержат информацию об изменениях природной среды на протяжении времени существования водоема. На исследуемой территории в северной части Онежско-Ладожского перешейка ранее было изучено всего несколько разрезов донных отложений с целью палеогеографических реконструкций и датирования краевых образований лужской стадии дегляциации последнего Скандинавского ледника [7]. Однако, этих сведений явно недостаточно для уточнения времени и особенностей формирования озер как в пределах ледораздельных возвышенностей, так и в зоне краевых образований, а также получения новых данных о региональной и локальной растительности в данном регионе.

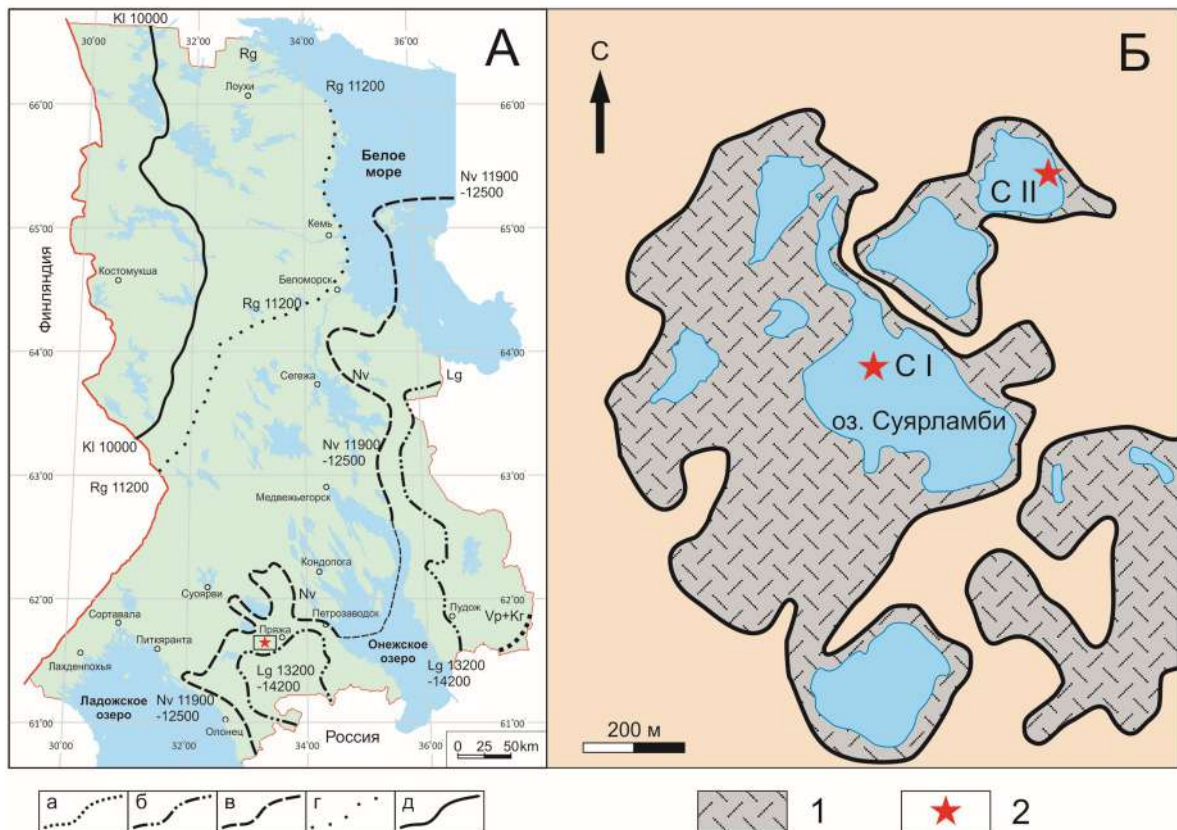


Рис. 1. Местоположение изученного разреза. А: краевые образования а – вепсовско-крестецкие; б – лужские; в – невские; г – сальпаусселькя I (ругозерские); д – сальпаусселькя II (калевальские). Б: 1 – биогенные отложения; 2 – место отбора проб; С I – Суярламби I; С II – Суярламби II. Черной линией показана предполагаемая граница позднеледникового водоема.

### Район исследований

Исследованные озера расположены с проксимальной стороны от краевых образований лужской стадии дегляциации (рис.), датируемой на российской территории в 13200  $^{14}\text{C}$  л.н. (15700 кал. л.н.) [1, 7].

### Материалы и методы

Материалом для данной работы послужил керн донных осадков одного из группы малых озер Суярламби (С II – абс. отм. 148,7м;  $61^{\circ} 31' 53''$  с.ш.;  $E 33^{\circ} 28' 6''$  в.д.), мощностью 190 см, отобранный летом 2020 года со сплавины озера, а также данные исследований озера С I [7, 9, 12, рис. 1]. Образцы на микропалеонтологические анализы в озере С II отобраны послойно, каждые 5-10 см. Донные осадки озера С II исследованы по 24 образцам в интервале глубин 310-120 см методами спорово-пыльцевого и диатомового анализов. Радиоуглеродное датирование выполнено по двум образцам из отложений озера С II (табл. 1). Радиоуглеродные даты для озера С I приведены по литературным данным [7].

Глубина воды в месте отбора колонки 120 см. Снизу вверх были вскрыты следующие осадки:

310-300 см – тонкозернистый песок серого цвета с еле заметной тонкой слоистостью

300-297 см – прослойка тонкозернистого песка с примесью органики коричневого цвета

297-288 см – однородный, гомогенный, слегка уплотненный сапропель темно-коричневого цвета без растительных остатков

288-165 см - однородный, гомогенный сапропель темно-коричневого цвета без растительных остатков

165-157 – сапропель с растительными остатками

157-130см – сапропель однородный гомогенный

130-120 см – сапропель с неразложившимися растительными остатками

Лабораторная подготовка проб для спорово-пыльцевого анализа проведена по стандартной методике [11]. Обработка данных и построение спорово-пыльцевых диаграмм проводились с помощью программы TILIA и TGView [13]. За 100% принята сумма пыльцы и спор. На основании изменения состава и соотношений компонентов спорово-пыльцевых спектров (СПС) и применении кластерного анализа (CONISS) выделены палинологические зоны (ПЗ).

Техническая обработка проб и приготовление постоянных препаратов на диатомовый анализ выполнялись по общепринятой методике [2, 3], при идентификации флоры использовалась различная справочная литература [4, 5, 8, 10].

При обсуждении полученных палинологических данных и реконструкции растительности позднеледниковья - раннего голоцена использовались результаты изучения донных отложений близко расположенного озера Суярламби I (С I, рис. 1). Реконструкция голоцена выполнена по данным обоих озер (С I и С II).

### Результаты

В результате исследования по составу СПС и диатомовых комплексов выделены этапы развития водоемов, соответствующие палеоклиматическим периодам позднеледниковья и голоцена, подтвержденные данными радиоуглеродного датирования (табл. 1).

Таблица 1. Радиоуглеродный и калиброванный возраст донных отложений озер Суярламби

озеро	Абс. отм., м	Лаб. номер	Глубина отбора, см	Тип отложений для датирования	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст (календарный), кал.лет Cal BP	Ссылка
С I	148	ТА-1827	422-428	гипновый мох в алевритах	11200±200	13000±100	[7]
С I	148	ТА-1676	392-402	алеваит с растительным детритом	10250±100	12000±100	[7]
С II	148,7	ЛУ-9534	300-298	сапропель	8200±130	9160±180	-
С II	148,7	ЛУ-9535	200-190	сапропель	4920±90	5680±110	-

Примечание: значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы "OxCal 4.3" (калибровочная кривая «IntCal 13»). Christopher Bronk Ramsey (<https://c14.arch.ox.ac.uk>).

В изученном ранее разрезе донных отложений озера Суярламби I (рис. 1) наиболее древняя датировка получена из прослая гипновых мхов в алевритах – 11200±200 (ТА-1827) [табл; 7]. Нижележащие отложения, представленные слоистыми алевритами и алевритами с растительными остатками, согласно палинологическим данным, накапливались на протяжении аллереда [9].

**В аллерёде** (11800-11000 с л.н. / 13600-12900 кал. л.н.) на окружающей озера Суярламби территории в растительном покрове преобладали ксерофильные травянистые группировки при подчиненном значении тундровых палеосообществ, среди последних были распространены дриадовые, ерниково-зеленомошные и ивовые. Вопрос о произрастании бореальных древесных пород проблематичен. Определенные по пыльце виды деревьев и кустарников (*Betula pubescens*, *B. cherepanovii*, *Alnus incana*, *Alnaster fruticosus*, *Picea*, *Pinus*) обладают широкой амплитудой приспособляемости к низкотемпературным условиям, мирятся с холодными почвами, некоторые из них способны существовать в условиях многолетней мерз-

лоты. Учитывая довольно низкую насыщенность осадков пылью, надо полагать, что большая часть пыли деревьев, скорее всего, была занесена ветром и переотложена из осадков микулинского возраста. Лишь малая часть пыли деревьев, продуцировалась отдельными деревьями, а в конце аллерёда, возможно и островными редкостойными древесными сообществами. О процессах переотложения свидетельствуют идентифицированные дочетвертичные спороморфы и споры *Osmunda cinnamomea*, часто встречающиеся в отложениях микулинского межледникового Карелии. Определены макрофоссилии харовых водорослей *Nitella* sp., *Chara* sp., обитающих в пресных озерах [9]. Они характерны для мелководий, но могут проникать на значительную глубину. Идентифицированы также макроостатки *Polygonum viviparum*, *Dryas octopetala* – арктоальпийских видов: первый из них предпочитает моховые кустарничковые тундры, тундровые луговины, второй – произрастает на сухих, каменистых, щебнистых грунтах в каменисто-лишайниковой, кустарничковой и ерниковой тундрах.

**Поздний дриас** (11000-10300 <sup>14</sup>С л.н./ 12900-11700 кал. л.н). Похолодание привело в деградации древесных пород и расширению площадей, занятых ксерофильными травянистыми и кустарничковыми тундроподобными сообществами. В донных отложениях оз. Суярламби I, сформировавшихся в позднем дриасе (10250±100 л.н. ТА-1676; табл. 1) довольно высока роль пыли Poaceae и Cyperaceae, не диагностируемой до вида вследствие морфологического единообразия. Вполне возможно, пыльцу продуцировали степные осоки и злаки, создающие специфические степные сообщества. В то же время, пыльца осок и злаковых могла принадлежать водно-болотным видам, принимавшим участие в зарастании мелководий и отражая тем самым локальные особенности растительности [9]. О зарастании мелководий свидетельствуют идентифицированные макроостатки *Potamogeton rutilus* Wolfg., *Scirpus* cf. *silvaticus* L., *Batrachium* sp, *Carex* sp, *Nitella* sp., *Isoetes lacustris* [9].

В отложениях разреза С II, представленных тонкозернистыми песками и песком с примесью органики, сформировавшимися предположительно во время позднего дриаса (DR-3), пыли и створок диатомовых водорослей не выявлено.

**Пребореальный период** (10300-9300 <sup>14</sup>С л.н./ 11700-10500 кал. л. н.) ознаменовался распространением березовых редколесий, сменяющихся березовыми редкостойными лесами с примесью сосны. Связь с предыдущей эпохой продолжала существовать, и отразилась она в сохранении тундровых палеосообществ, существенно сокративших площади распространения. В пребореальных отложениях озера Суярламби I определены семена *Betula Alba* L., что свидетельствует о произрастании древовидной березы вблизи палеоводоема, а также макроостатки *Isoetes lacustris*, *Potamogeton rutilus* Wolfg., *Carex* sp., *Eleocharis* sp., *Batrachium* sp. В ныне изученных отложениях оз. Суярламби II встречены споры *Isoetes lacustris*, растения, предпочитающего песчаные и илистые грунты олиготрофных водоемов. Идентифицированные макрофоссилии (рдест, ситняг, осоки), соответствуют довольно высокому содержанию пыли Cyperaceae в СПС и свидетельствуют о зарастании мелководий. Потепление, послужившее толчком для развития водных микроорганизмов, зарастание мелководий, снос органического вещества и растительных остатков в озеро – все это обусловило смену терригенных отложений органогенными. Отметим, что в озерах Суярламби I и II сначала накапливалась алевритистая гиттия, что может свидетельствовать о существовании открытых, незакрепленных растительностью участков, а затем - гиттия без примеси минеральной составляющей.

По данным диатомового анализа разреза С II отложения пребореального времени (уплотненные однородные сапропели), представлены пионерными формами из обрастаний рода *Staurosira* sp. (90 %), с незначительным участием планктонного сообщества рода *Aulacoseira* sp. (10 %), характеризую начальный этап развития водоема.

**Бореальный период** (9300-8000 <sup>14</sup>С л. н./ 10500-8800 кал. л. н.). Время господства сосновых и березово-сосновых лесов с участием ольхи. Идентифицированная пыльца термофильных древесных пород *Tilia*, *Ulmus*, *Corylus* может указывать как на приближение границ распространения этих пород, так и на постепенное внедрение их в леса изучаемой территории. Редкостойные северотаежные леса приобретают облик среднетаежных. На данном этапе

накапливались сапропели. Состав диатомового комплекса резко изменился: возросла доля планктонных форм рода *Aulacoseira* sp. (80 %). Роль прежде доминирующих форм обрастаний *Staurosira* sp. сократилась до 5-10%, появились единичные виды родов *Eunotia* sp., *Symbella* sp., *Tabellaria flocculosa*, донные формы *Frustulia saxonica* (5-10%), *Pinnularia* sp. (5%), единичные *Stauroneis* sp., *Nitzschia* sp., указывая на обводнение водоемов, вероятно в связи с окончательным таянием массивов мертвого льда.

**Атлантический период** (8000–4600 <sup>14</sup>С л.н./ 8800-5300 кал. л.н.). На территории исследования начинает все более широко распространяться ель, вытесняя березу, и частично, сосну. К середине атлантического периода ельники согосподствовали с сосновыми лесами, занимая все большие площади. Сосняки произрастали на сухих, каменистых и бедных грунтах, на склонах и вершинах возвышенностей. Ольховые и ольхово-березовые сообщества, вероятно, занимали наиболее влажные местообитания. В их составе, также как и в еловых лесах, встречались термофильные породы. Продолжают накапливаться сапропели. В диатомовом комплексе доминируют планктонные виды рода *Aulacoseira* sp., составляя вначале 70, затем 80%, а к концу этапа снижаясь до 40 %. Им сопутствуют формы обрастаний родов *Symbella* sp., *Eunotia* sp., *Encyonema elginense*, *Tabellaria flocculosa*. донные *Frustulia saxonica*, *Pinnularia* sp., *Stauroneis* sp., *Neidium* sp. Вероятно, уровень водоема снижается.

**Суббореальный период** (4600-2600 <sup>14</sup>С л.н./ 5300-2600 кал.л.н.). Похолодание в начале суббореала послужило импульсом для дальнейшего распространения еловых лесов [6;15]. На равнинных участках, на склонах гряд и холмов по-прежнему преобладали сосновые леса. Роль мелколиственных пород была незначительной, они занимали берега водоемов. В начале суббореала, участие термофильных пород в растительном покрове сокращается и к концу периода они, по всей вероятности, исчезают из состава лесов. В это время продолжается накопление сапропелей, в которых заметно меняется состав диатомового комплекса. Роль прежде доминировавших планктонных форм снижается с 60 до 40% и, наоборот, повышается содержание видов из обрастаний родов *Eunotia* sp., *Staurosira* sp., *Symbella* sp., появляются *Anomoeoneis* sp. Заметно (до 20%) возрастает участие донных форм рода *Pinnularia* sp. Все это свидетельствует о дальнейших процессах снижения уровня водоема и заболачивании освободившихся от воды побережий.

**Субатлантический период** (с 2600 л.н.). Согласно полученным данным в начале периода на территории исследования были распространены еловые и сосновые леса. Отмечена тенденция расширения площадей, занимаемых ельниками. В структуре диатомового сообщества происходят изменения, связанные с существенным снижением доли планктонных форм рода *Aulacoseira* sp. и появлением планктонно-литоральной *Tabellaria fenestrata*. Значительно дополнилась новыми формами группа видов из обрастаний, такими как *Actinella punctata*, *Symbella* sp., *Eunotia* sp., *Staurosira* sp., *Tabellaria flocculosa*. Среди донных выделялись *Frustulia saxonica*, *Anomoeoneis* sp., *Pinnularia* sp., *Stauroneis* sp. Такие изменения стали возможны благодаря увлажненности климата в это время.

Согласно полученным данным, зарождение озер запаздывало относительно времени дегляциации территории. По всей вероятности, группа озер Суярламби в позднеледниковье представляла собой единый более крупный водоем, а в раннем голоцене произошло его разделение на мелкие озера, на что указывает более позднее формирование водоема С II. Это могло быть следствием длительного таяния массива мертвого льда, занимавшего котловины.

*Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН) АААА-А18-118020690231-1.*

Список литературы:

- [1] Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лед и снег. – 2017. – Т. 57. – № 3. – С. 391-416. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-391-416
- [2] Генкал С.И., Чекрыжева Т.А. Центрические диатомовые водоросли (Bacillariophyta, Centro-



phyceae) водоемов Карелии // Биол. внутр. вод. – 2011. – № 1. – С. 5-16.

[3] Генкал С.И., Чекрыжева Т.А., Комулайнен С.Ф. Диатомовые водоросли водоемов и водотоков Карелии / Отв. ред. В. Г. Девяткин. ИБВВ РАН. М.: Научный мир. – 2015. – 202 с.

[4] Давыдова Н.Н. Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л.: Наука. – 1985. – 244 с.

[5] Диатомовый анализ. Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. – Л.: Государственное издательство геологической литературы, 1949. – Кн. 1. – 240 с. Кн. 2. – 288 с.

[6] Елина Г.А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. Л.: Наука. – 1981. – 159 с.

[7] Заключительный информационный отчет по теме №139 «Дегляциация Восточной части Скандинавского материкового ледника». Подпроект МПГК № 253 «Завершающий этап плейстоцена (1991-1995). Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, Институт геологии. – 1996. – 25 с.

[8] Куликовский М.С., Глушенко А.М., Генкал С.И. Кузнецова И.В. Определитель диатомовых водорослей России. Ярославль: Филигрань. – 2016. – 804 с.

[9] Лаврова Н.Б. Некоторые особенности состава спорово-пыльцевых спектров позднеледниковых отложений Олонецкого плато // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. – 2006. – С. 183-188.

[10] Определитель пресноводных водорослей СССР. М. ; Л. : Изд-во АН СССР. – 1951. – Вып. 4. – 619 с.

[11] Пыльцевой анализ / Ред. И. М. Покровской. М.: Госгеоллиздат. – 1950. – 571 с.

[12] Экман И.М., Лукашов А.Д., Колканен А.М., Лийва А.А. Динамика развития озер и озёрности Карельской АССР по данным радиохронологии (за последние 13000–14000 лет) // Изотопно-геохронологические исследования в Прибалтике и Белоруссии. Таллинн. – 1988. – с. 237.

[13] Grimm E.C., 1990. TILIA and TILIA GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data // INQUA, Working Group on Data-Handling Methods Newsletter. – Vol. 4. – P. 5-7.

[14] Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae 3. Teil : Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae // Süswasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart ; Jena : Gustav Fischer Verlag. – 1991. – 576 s.

[15] Tallantire P.A., Spread of Spruce (*Picea abies* (L.) Karst) in Fennoscandia and Possible Climatic Implications / Nature. – 1972. – V.236. – P. 64-65. <https://doi.org/10.1038/236064a0>

## СПОРНЫЕ ВОПРОСЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В МАТЕРИАЛАХ ПО КРИОЛИТОЗОНЕ

Н.А. Шполянская

Ухтинский государственный технический университет, кафедра экологии,  
землеустройства и природопользования. Ухта, Россия, nellashpol@yandex.ru

## DEBATABLE ISSUES OF THE RUSSIAN ARCTIC QUATERNARY HISTORY IN MATERIALS ON CRYOLITHOZONE

N. A. Shpolyanskaya

Ukhta State Technical University, Ukhta, Komi, Russia

Развитие Российской Арктики в четвертичный период является остро дискуссионным вопросом не один десяток лет. Главные спорные вопросы:

- Существование морского бассейна в Западном секторе Субарктики.
- Соответствие между собой событий “ледниковый период – регрессия моря”, “межледниковый период – трансгрессия моря.
- Гляциозвстатика как главная причина трансгрессий-регрессий Арктического бассейна.
- Размеры поздневалдайской (сартанской) регрессии Арктического бассейна,
- Размеры плейстоценового покровного оледенения на Российском Севере

Изучение геологического строения и вещественного состава отложений пока что не привели к однозначным выводам. Требуются дополнительные аргументы. Таковыми, в частности, могут служить широко распространенная на Российском Севере и Арктическом шельфе криолитозона и содержащиеся в ней подземные льды. Криолитозона – инертная система, и подземные льды в течение всей своей геологической жизни сохраняют в своем

строении и свойствах черты эпохи их формирования, а потому содержат в себе информацию о древних эпохах. Изучение закономерностей распространения подземных льдов разного генезиса в пределах Российской Арктики выявило противоречия между рядом современных утверждений и фактическим материалом. Настоящий доклад посвящен рассмотрению таких противоречий и пересмотру некоторых устоявшихся взглядов.

**Фактический материал.** Главная черта криолитозоны на Российском Севере – это резкое различие между западным и восточным секторами Арктики: на равнинах Западного сектора преобладают пластовые подземные льды, на равнинах Восточного сектора – полигонально-жильные льды (рис.1). Генетически это разные образования (рис.2), и это указывает на неодинаковое развитие двух частей Арктики.

**В Западном секторе** развиты пластовые льды – крупные ледяные залежи, неоднородные по генезису, но в большинстве своем изначально субмаринного происхождения. Имеют свойства и черты, свидетельствующие о субаквальном формировании. Представлены дислоцированными ледогрунтовыми образованиями с тонким равномерным сопряженным переслаиванием грунтовых и ледяных слоев, имеющих явно турбулентные завихрения (см. рис.2А). В микростроении льда (см. рис. 2Б) видны тонкие прослой взвешенных минеральных частиц и кристаллы с четкими ненарушенными гранями – признак формирования в свободной водной среде. Льды развиты в отложениях почти всех эпох плейстоцена (кроме поздневалдайской). Льды росли при морском осадконакоплении в достаточно глубоководных условиях моря, росли сингенетически, т.е. при одновременном накоплении и промерзании донных осадков. Возможность промерзания донных засоленных осадков непосредственно в море и механизм формирования вечной мерзлоты в субмаринных условиях исследованы в работе [12]. Было установлено, что при глубинах моря от ~50 до 250 м имеет место самая низкая отрицательная температура донных грунтов ( $-1,6 \div -1,8^\circ\text{C}$ ) [1], и снижение по разрезу минерализации поровых растворов [11, 4], что можно объяснить возникающей здесь термодиффузией. При таких глубинах моря создаются условия для промерзания донных грунтов. По мере накопления осадков нарастает вверх мерзлая льдистая толща сингенетического типа.



Рис. 1. Карта Российской криолитозоны в системе Суша–Шельф. Видно, что разные типы льдов соответствуют генетически разным регионам [12].

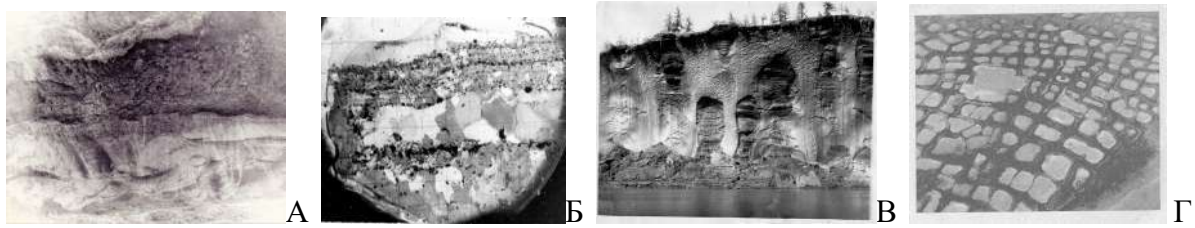


Рис. 2. Типы подземных льдов. А–субмаринный лед (западный Гыдан), фото Н.А. Шполян-ской; Б–микростроение субмаринного льда в поляризованном свете, фото В.Г. Хлапа; В–полигонально-жильный лед (низовья р. Яны), фото Е.М. Касанова; Г–полигональный рельеф – сно-ва для формирования полигонально-жильного льда, Таймыр, фото Б.А. Тихомирова.

Подтверждением служит Баренцево-Карский шельф, где сейчас на глубоких участках (более 50 м) наблюдается современное новообразование донной мерзлоты [7, 8, 6, 12]. Преобладание в морских отложениях региона пластовых льдов субмаринного типа свидетельствует о трансгрессивном режиме и морском осадконакоплении в течение большей части плейстоцена, и в ледниковые, и в межледниковые эпохи (за исключением поздневалдайской эпохи).

В поздневалдайскую эпоху Западный сектор развивался в континентальном режиме, на что указывает широкое распространение в отложениях полигонально-жильных льдов (сугубо континентальных образований). Одновременно, как антагонисты ледников, они указывают и на отсутствие в это время покровного оледенения. Последнее вытекает и из анализа материалов Мурманской АМИГЭ – разрезов донных отложений в Печорском море [8]: ни в одном разрезе нет ледниковых отложений (рис. 3). Разрез представлен преимущественно морскими осадками, начиная с раннего плейстоцена, в эпохи осушения на мелководье в зырянское время аллювиальными, в каргинское – аллювиально-морскими и в голоцене снова морскими.

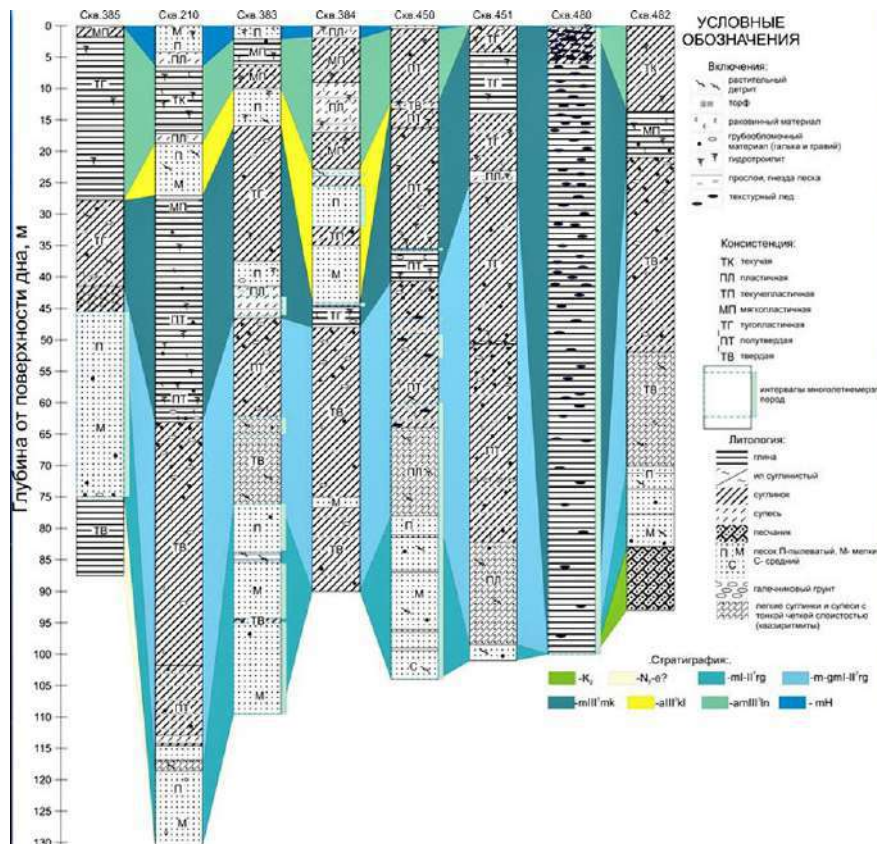


Рис. 3. Разрезы по скважинам на шельфе Печорского моря. Материалы Мурманской АМИГЭ [8].

**В Восточном секторе Арктики** на равнинах повсеместно распространены полигонально-жильные льды и полигональный рельеф (см. рис. 1 и рис. 2 В, Г). Они развиты в озерно-аллювиальных отложениях всех эпох плейстоцена, начиная с эоплейстоцена, и это значит, что Восточный сектор, в отличие от Западного, в течение всего плейстоцена, и в ледниковые, и в межледниковые эпохи развивался в континентальном режиме. Присутствие полигонально-жильных льдов исключает покровные оледенения на равнинах Восточного сектора Арктики во все эпохи плейстоцена.

Криолитозона на Восточно-Арктическом шельфе, мелком, 20 – 40 м, в отличие от Западно-Арктического шельфа, реликтовая. Об этом свидетельствует затопленный ледовый комплекс сартанского возраста. Только у внешней кромки шельфа, при глубине моря более 50 м, Российско-Германскими работами в море Лаптевых [13] был вскрыт субмаринный лед (см. рис. 1). Затопленный полигональный рельеф показывает, что на осушенном шельфе не было покровного оледенения.

#### **Анализ изложенного материала и выводы.**

*Причины разнонаправленного развития двух секторов Арктики.* Из всего материала следует важный вывод: не прослеживается принятая ныне синхронность событий «ледниковый период – регрессия моря», «межледниковый период – трансгрессия моря». А отсутствие синхронного движения береговой линии исключает признанную сейчас причину колебания уровня моря – гляциоэвстатику. Наиболее вероятно, что изменения уровня Арктического бассейна контролируются неравномерными тектоническими процессами в Северном Ледовитом океане. Океан расположен на стыке двух литосферных плит – Евразийской на западе и Амеразийской на востоке [10, 5]. Это сформировало две разнородные океанические впадины – западную с океанической корой (ее замыкает хребет Ломоносова) и восточную с преимущественно континентальной корой. В западной впадине расположен срединно-океанический хребет Гаккеля, сформировавшийся в начале плиоцена 9,5 млн лет назад [3]. Спрединг в хребте, начавшийся в конце плиоцена [10], продолжавшийся в плейстоцене и умеренно происходящий сейчас, приводил к уменьшению объема прилегающих впадин, из-за чего большие объемы воды вытеснялись на континент [9]. На Баренцево-Карский шельф, непосредственно примыкающий к области срединно-океанического хребта, в раннем и среднем плейстоцене было вытеснено много океанической воды, которая на равнинной прилегающей суше распространилась далеко на юг. На территории Европейского севера России и Западной Сибири образовался обширный морской бассейн (см. рис.1). Восточная часть Арктического бассейна представлена преимущественно устойчивой континентальной корой. Это снижает ее динамичность. Спрединг в Хребте Гаккеля с востока прерывается трансформным разломом Чарли (Хатанско-Ломоносовским), к востоку от которого затухают движения земной коры (см. рис. 1). Восточный сектор Российской Арктики развивался в достаточно стабильном режиме.

*Размеры последней регрессии Арктического бассейна.* Исходя из приведенных фактов, сартанская регрессия не могла превышать 50 м, а в ряде мест и вообще отсутствовала.

Восточный шельф с глубиной моря 20–40 м осушался весь. При регрессии моря до изобаты 100–120 м, как считается сейчас, должна была бы осушиться часть материкового склона за пределами внешней кромки шельфа. Однако у кромки шельфа, как сказано выше, встречен изначально субмаринный лед, который формировался непосредственно там. Значит, осушения здесь не было. Так что регрессия Восточного шельфа не могла превышать 40–50 м.

На Западном шельфе, по-видимому, осушение коснулось только отдельных мелководных участков. Это вытекает из уже упоминавшихся разрезов донных отложений Печорского моря (см. рис. 3): на глубоких (>50м) участках моря разрезы представлены целиком морскими отложениями, содержащими пластовые льды (скв. 480, 481, 482); на мелководьях (10–20м глубины) имеется врез континентальных, преимущественно аллювиальных, отложений, но не более 45м (скв. 210, 383, 384).

На малое осушение указывает и батиметрический анализ морей Арктического шельфа, проведенный Б.А. Казанским [2] из Тихоокеанского института океанологии Он выявлял плотность распределения 100-метровых глубин на Арктическом шельфе. По его результатам,

на шельфе Баренцева моря максимума плотности распределения глубин 100 м вообще нет. Из этого следует, что шельф не осушался на больших площадях. Если бы он осушался до 100-120 м, то обязательно сформировались бы устойчивые 100-метровые поверхности, которые сохранились бы на затопленном шельфе. Следовательно, осушались лишь отдельные разрозненные мелководные участки типа юга Печорского моря.

#### Заключение

Главные выводы можно сформулировать как ответы на спорные вопросы геологической истории Российской Арктики:

- Морской бассейн в Западной Субарктике существовал.
- Покровного оледенения на равнинах Российского Севера в плейстоцене-голоцене не было восточнее полуострова Канин. В горах были горно-долинные ледники.
- Не выявляется соответствия и связи между событиями «ледниковый период – регрессия моря», «межледниковый период – трансгрессия моря».
- Нельзя признать гляциоэвстатику причиной трансгрессий и регрессий. Таяние и накопление ледников не влияют (или мало влияют) на изменение уровня моря.
- Изменения положения береговой линии имеют тектоническую природу.
- Регрессия Арктического бассейна в сартанскую эпоху не превышала 50 м, а на больших пространствах западного сектора отсутствовала

Список литературы:

- [1] Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1997. 318 с.
- [2] Казанский Б.А. Сравнительный батиметрический анализ шельфа Арктических морей по цифровым данным ETOPO 5 // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Мат-лы Международной конференции в Мурманске, вып 8. М.: ГЕОС, 2008. С. 154–156.
- [3] Карасик А.М., Рождественский С.С. Структура оси разрастания океанического дна и закономерности ее формирования (на примере рифтовой зоны Североатлантического мегабассейна) // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. с. 167 – 175
- [4] Комаров И.А., Луковкин Д.С. Методика количественной оценки влияния процессов солепереноса на ход деградации субаквальных многолетнемерзлых пород шельфа Баренцева моря // Мат-лы Второй конференции геокриологов России. Т. 2. М., Изд-во Московск. ун-та, 2001, с. 154–163.
- [5] Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Л., Шипилов Э.В. Базовая модель тектонического развития Арктики для установления внешней границы континентального шельфа // Арктика: экология и экономика, 2012, № 2 (6). С.4–19
- [6] Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995, 195 с.;
- [7] Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А., Куликов С.Н., Локтев А.С. Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. Всероссийский инженерно-аналитический журнал, 2009, № 10. с. 38-41
- [8] Рокос С.И., Костин Д.А., Куликов С.Н. Стратиграфическое расчленение толщи новейших отложений шельфа Печорского моря по материалам инженерно-геологического бурения. Презентация. // Мат-лы VI Международной конференции “Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана” в СПб 25–29 апреля 2018 г.
- [9] Сорохтин О.Г. Жизнь Земли (в серии «Науки о Земле»). М.–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2007. 450 с.
- [10] Хаин В.Е., Лимонов А.Ф. Региональная геотектоника. М.: ООО «Геомодель–Консалтинг», 2004. 269 с.
- [11] Шишкина О.В. Иловые воды // Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. С.252-290.
- [12] Шполянская Н.А. Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики “глазами” подземных льдов. М.–Ижевск: институт компьютерных исследований, 2015.344 с.
- [13] Kassens, H., Bauch, H., Drachev, S., Gierlich, A., Niessen, F., Taldenkova, E., Ruodoi, A., Thiede, I., and Wessels, M. The Transdrift VIII Expedition to the Laptev Sea: The Shelf Drilling Campaign of “Laptev Sea System 2000”, in Sixth 384 Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System, Terra Nostra, 2000, No. 8, pp. 39-40.

**РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ГОЛОЦЕНОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДЕЛЬТЕ ВОЛГИ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ, ГЕОХИМИИ, ЛИТОЛОГИИ**

**Е.И. Штыркова**

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
lenobl1996@gmail.com

**RECONSTRUCTIONS OF THE HOLOCENE DEPOSITIONAL ENVIRONMENT IN THE VOLGA DELTA BASED ON BIOSTRATIGRAPHY, GEOCHEMISTRY AND LITHOLOGY**

**E.I. Shtyrkova**

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

За период голоцена Каспийское море претерпело несколько трансгрессивно-регрессивных этапов, которые повлияли на формирование осадков в дельте Волги. С целью палеоэкологических реконструкций голоценовых условий осадконакопления в работе изучены голоценовые отложения дельты из скважины (пос. Дамчик) и двух разрезов (протоки Полдневая и Быстрая). Основной метод исследования – диатомовый анализ, широко применяемый для палеорекоkonструкций водной среды.

При изучении образцов из скв. DM-1 диатомовый анализ применён в комплексе с гранулометрическим, радиоуглеродным и геохимическим методами. По результатам диатомового анализа выявлено восемь экостратиграфических зон, характеризующих различные условия осадконакопления в пресных водах (рис. 1). Установленные диатомовые зоны включают 60 видов и внутривидовых таксонов диатомей, большинство из которых охарактеризованы единичными створками. На рис.1 изображены только наиболее репрезентативные виды. Комплексы диатомей из разреза скв. DM-1 обильно представлены современными пресноводными видами и единичными створками и их обломками переотложенных морских таксонов.

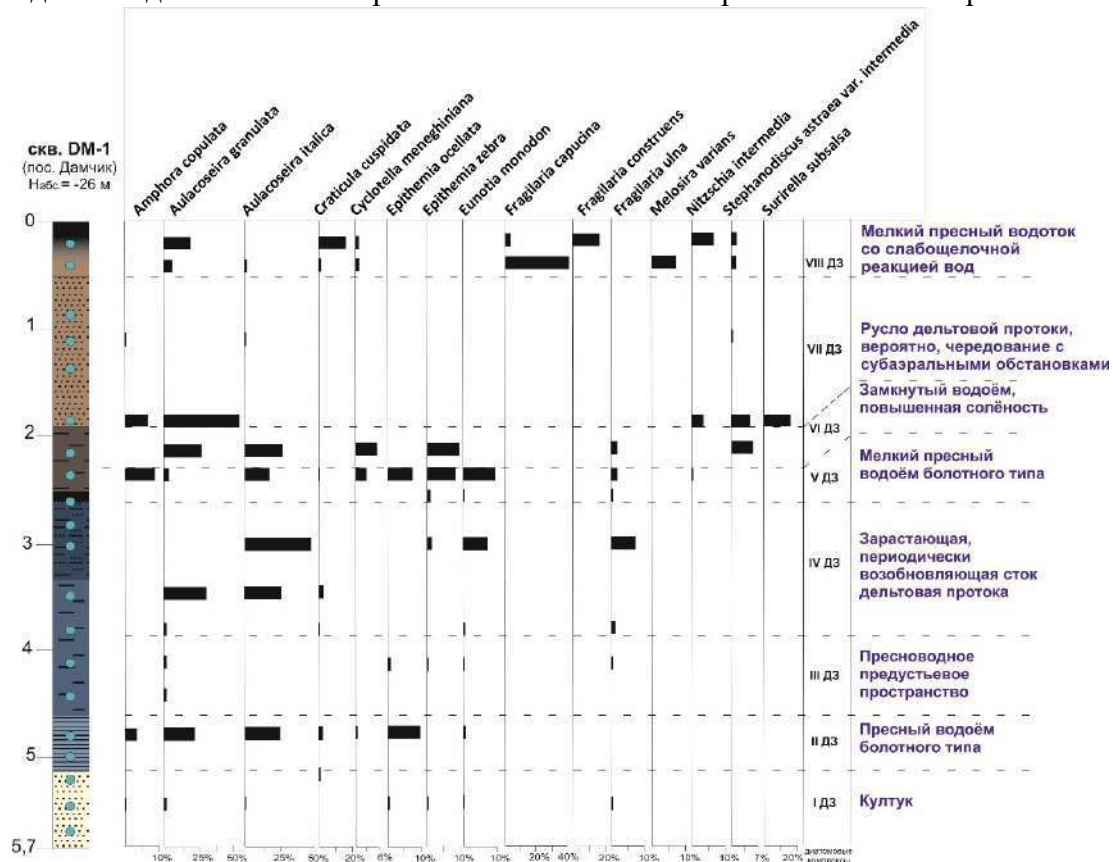


Рис. 1. Условия формирования разреза скв. DM-1 (пос. Дамчик) по диатомовому анализу.

В отложениях скв. DM-1 преобладают олигогалобы-индифференты – типичные обитатели пресных вод: *A. granulata* и *A. italica*. Галофобы – пресноводные виды, на которые даже незначительное увеличение солёности вод действует губительно, локализованы в конкретных интервалах и представлены створками: *A. distans*, *E. monodon*. Из галофилов в полученных диатомовых ассоциациях присутствуют: *A. islandica*, *C. meneghiniana*, *Epithemia adnata*, *E. adnata* var. *porcellus*, *Gomphonema acuminatum*, *Melosira varians*, *Navicula cincta*, *P. brebissonii*, *S. astraea* var. *intermedia*. По условиям местообитания установленные виды диатомей отнесены к следующим группам: (1) планктонные и меропланктонные; (2) бентосные; (3) перифитонные. В целом в разрезе скважины преобладают планктонные диатомей *A. granulata*, *A. italica*, *S. astraea* var. *intermedia*, типичные для планктона р. Волги. Их систематическое разнообразие более ограничено, чем у бентосных видов (10 таксонов против 50). Среди бентоса преобладают створки диатомей родов *Epithemia*, *Eunotia* и *Hantzschia*, в отдельных образцах встречаются меропланктонные виды: *Fragilaria capucina*, *Cyclotella meneghiniana*. Более подробное описание результатов диатомового анализа опубликовано ранее [3].

По результатам геохимического анализа, выполненного в ФГБУ «ВИМС», получено содержание (концентрация – С) основных оксидов, С, % масс. и 53-х химических элементов, С, мкг/г. Содержание (%) оксида кремния от общей массы в образцах составляет от 70,64 до 90,21 при среднем значении 82,04. По распределению содержания основных оксидов и химических элементов по глубине можно выделить восемь геохимических зон, читающихся на общей кривой с суммированными величинами основных оксидов на конкретных глубинах (рис. 2). Границы геохимических зон не всегда совпадают с границами зон, выделенных на основе диатомового анализа. Для более точного расчленения разреза скважины используются геохимические индексы и отношения. В работе использованы индекс химического изменения (СИА), плагиоклазовый индекс изменения (РІА). Потеря мобильных элементов (Са, К, Na) в породах и, как следствие, повышенные значения индексов свидетельствуют о повышенной интенсивности химического выветривания. Это зачастую используется как климатический показатель, поскольку химическое выветривание интенсивнее всего проявляется при тёплом и влажном климате [4]. Предполагается, что СІА в диапазоне 50–65 соответствует слабому химическому выветриванию в условиях холодного и сухого климата, значения 65–85 и более отражают тёплые и влажные палеоклиматические условия.

В отложениях скважины DM-1 индексы СІА и РІА изменяются синхронно. Эти кривые можно сравнить с кривыми изменения увлажнения и температур (рис. 2), полученные на основе палинологического анализа по образцам из кернов восьми скважин Дамчикского участка [1, 5].

Корреляция графиков СІА и РІА с графиками тепло- и влагообеспеченности обеспечена результатами радиоуглеродного анализа. Аномально низкие значения СІА и РІА (35-50), то есть, наименьшее химическое выветривание характерно для ранней стадии осадконакопления. В большей степени это связано с аридизацией, так как в дельте Волги за период голоцена, согласно палинологическим данным, колебания теплообеспеченности являются менее амплитудными и более продолжительными, по сравнению с влагообеспеченностью. Наибольших значений индексы СІА и РІА (70-77) достигают на глубинах 4,1-4,9 м и 3,6-3,7 м, что говорит об интенсивном выветривании из-за обильных осадков и подтверждается палинологическим анализом. Пониженные значения индексов СІА и РІА в интервале 1,2-1,9 м, вызванные понижением влагообеспеченности, вероятно, по времени совпадают с Дербенской регрессией Каспийского моря.

Для расчёта палеосолёности используется соотношение Sr/Ba. Считается, что соотношение Sr/Ba < 1 характерно для пресноводных обстановок, Sr/Ba > 1 – для морских (Юдович, Кетрис, 2011). Из этого следует, что отложения, вскрытые скважиной DM-1, накапливались преимущественно в пресноводных условиях (рис. 2). Это вполне вероятно, так как наиболее масштабная трансгрессия Каспия за последние 10 тыс. лет имела место в начале голоцена, тогда как отложения, вскрытые скважиной DM-1, немногим старше 4,3 тыс. лет. Отношение Sr/Ba, указывающее на повышенную солёность, характеризует только верхнюю часть разреза (5,7–0 м). В данном случае это объясняется, вероятнее всего, интенсивным испарением, что подтверждается значениями индексов СІА и РІА и минимумом на кривой влагообеспеченности.

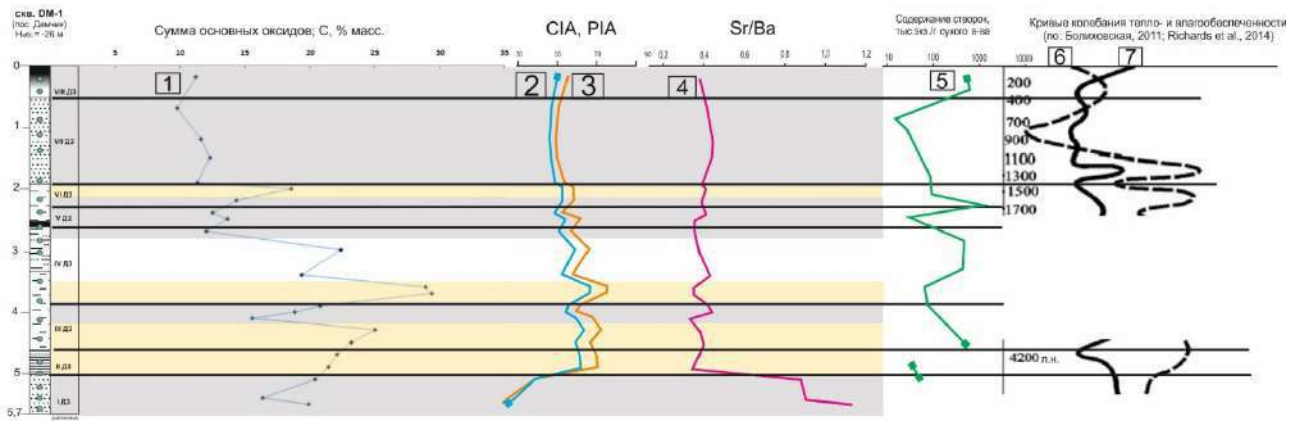


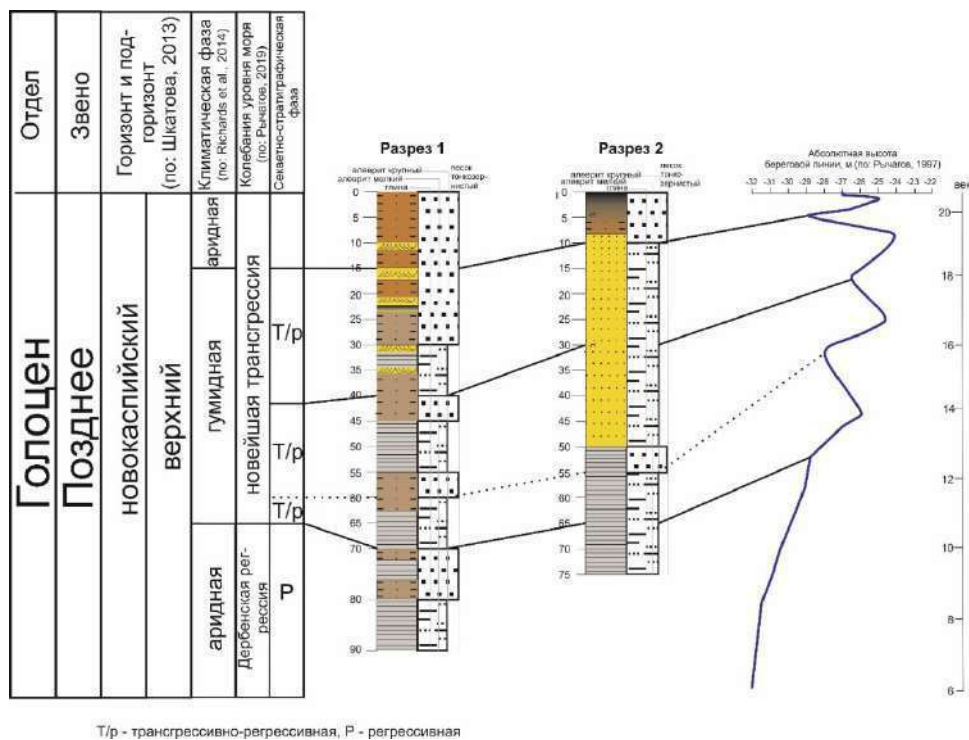
Рис. 2. Сопоставление результатов диатомового и геохимического анализов (по собственным данным) с палинологическими реконструкциями [1, 5]. Условные обозначения: 1 – сумма основных оксидов, 2 – значения индекса CIA, 3 – значения индекса PIA, 4 – значения отношения Sr/Ba, 5 – содержание створок, 6 – значения теплообеспеченности, 7 – значения влагообеспеченности. Цветом обозначены геохимические зоны: с высокой долей основных оксидов относительно SiO<sub>2</sub> (жёлтый), с низкой долей основных оксидов относительно SiO<sub>2</sub> (серый), переходная между ними зона (белый).

Голоценовые разрезы имеют существенно меньшую мощность и охватывают меньший временной интервал, но они опробованы более детально. В разрезе 1 идентифицировано 118 видов и разновидностей диатомей, что демонстрирует более богатое видовое разнообразие относительно голоценовых отложений, изученных из скважин в дельте. Транзитные виды, встречающиеся по всему разрезу – *A. granulata* и *A. Italica*. Бентосные виды родов *Epithemia* и *Eunotia*, отмеченные на некоторых интервалах из скважины DM-1, представлены в разрезе 1 единичными экземплярами, что говорит о преимущественно проточных условиях осадконакопления и эвтрофикации. Типичные субдоминанты в этом разрезе – бентосные виды алкалинных водоёмов: *Amphora copulata*, *Cocconeis placentula* и *Navicula tripunctata*. Следует отметить, что в интервале 50-55 см наблюдается максимальное развитие планктонного вида *Stephanodiscus minutulus* (до 83,9%), что может быть связано с увеличением глубины водоёма и эвтрофикацией.

В разрезе 2 определено 100 видов и разновидностей диатомей, что несколько уступает видовому разнообразию разреза 1. Створки диатомей из отложений разреза 2 отличаются гораздо худшей сохранностью, что может быть связано с процессами почвообразования. Преобладающие виды, так же как в разрезе 1, представлены пресноводными планктонными формами: *A. italica*, *A. cf. italica*, *A. cf. granulata*. Субдоминантные виды относятся к алкалифилам и галофилам: *Amphora copulata* (планктонный) и бентосные *C. pediculus*, *C. placentula*, *Gomphoneis olivaceum*. Судя по систематическому составу диатомовых комплексов и современному положению разреза 2 (низкая/средняя пойма), условия осадконакопления в недавнем прошлом были связаны со сравнительно застойным водным режимом.

Особый интерес представляет такой параметр диатомового анализа, как концентрация створок диатомей (экз./г сух. в-ва). Предполагается, что концентрация створок может отражать климатические условия в ходе осадконакопления. Графики концентрации створок диатомовых обоих разрезов сопоставлены с климатическими кривыми, построенными для Дамчикского участка на основе палинологических данных [1, 5], и кривыми колебания уровня Каспия [2]. Минимальные значения концентрации створок соответствуют регрессивным эпизодам, наиболее крупный из которых происходил на фоне аридизации климата. Таким образом, за последние 1100 лет в разрезах 1 и 2 выделены отложения, соответствующие следующим секвентно-стратиграфическим фазам Каспия: регрессивной (дербентская регрессия, аридная климатическая фаза) и трём трансгрессивно-регрессивным (новейшая трансгрессия, гумидная климатическая фаза).





Т/р - трансгрессивно-регрессивная, Р - регрессивная

Рис. 3. Корреляция разрезов 1 и 2 с колебаниями уровня Каспийского моря за последние 1100 лет.

С помощью привязки стратиграфических подразделений разрезов 1 и 2 к секвентно-стратиграфической шкале Каспия за последние 1100 лет, можно осуществить взаимную корреляцию слоёв в изученных естественных обнажениях и оценить возраст соответствующих слоёв (рис. 3).

С помощью диатомового анализа проведена детальная стратиграфия и корреляция событий в дельте Волги за последние 1100 лет. Данный метод позволяет проводить биостратиграфические исследования, в том числе в небольших временных интервалах. На основе палеореконовструкций удалось скоррелировать горизонты, вскрытые в скв. DM-1 и изученных разрезах. Детальный отбор образцов из голоценовых разрезов позволил подробно реконструировать условия осадконакопления в дельте за последние 1100 лет.

*Благодарности.* Автор выражает благодарность д.г.н., с.н.с. НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ Е.И. Поляковой за помощь в освоении диатомового анализа и изучении диатомей дельты Волги.

Список литературы:

[1] Болиховская Н. С., Касимов Н. С. Ландшафтно-климатические изменения на территории Нижней Волги последние 10 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Под ред. Болиховской Н.С. и Каплина. П.А. М.: Изд. Географического ф-та МГУ. – 2008. – Т.2. – С. 99-117.

[2] Рычагов Г. И. К методике геоморфологических исследований (геоморфологические уроки Каспия) // Геоморфология. – 2019. – №. 4. – С. 27-39.

[3] Штыркова Е. И., Полякова Е. И. Диатомей в голоценовых осадках дельты Волги и шельфа Северного Каспия как индикаторы палеоэкологических условий // Труды XVII Всероссийского микроропалеонтологического совещания Современная микроропалеонтология – проблемы и перспективы (Казань, 24–29 сентября 2018 г.). Афанасьева М.С., Алексеев А.С. отв.ред. – ПИН РАН Москва. – 2018. – С. 470–475.

[4] Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). – Сыктывкар, Геопринт. – 2011. 742 с.

[5] Richards K. et al. Reconstructions of deltaic environments from Holocene palynological records in the Volga delta, northern Caspian Sea // The Holocene. – 2014. – №. 24 (10). – С. 1226-1252.

**СЛЕДЫ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ  
ОНЕЖСКО-ЛАДОЖСКОГО РЕГИОНА**

**Р.С. Шухвостов<sup>1</sup>, М.В. Шитов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
r.shux18@gmail.com

<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского,  
Санкт-Петербург, Россия, envigeo@yandex.ru

**THE TRACES OF CRYOGENIC PROCESSES IN THE LATE PLEISTOCENE DEPOSITS  
OF THE ONEGA-LADOGA REGION**

**R.S. Shukhvostov<sup>1</sup>, M.V. Sheetov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia

Следы древней мерзлоты к югу от современной границы многолетнемерзлых пород – важный источник палеогеографических и палеоклиматологических данных. Их изучение предоставляет уникальную возможность определения скорости формирования/деградации древней криолитозоны в перигляциальной области при отступании ледника и последующем потеплении климата.

Работа основана на материалах полевых геолого-геоморфологических работ 2018–2020 гг. на территории Онежско-Ладожского. Всего было изучено более 10 разрезов на протяжении 300 км от среднего течения р. Нева до юго-западного побережья Онежского озера. Из водно-осадочных отложений, в которых развиты следы криогенных процессов, из заполнения морозобойных трещин, а также из субэзральных отложений, венчающих разрез криогенных толщ региона, отобрано 70 образцов, 30 из которых были изучены при помощи гранулометрического, микроморфологического и минералогического методов. Гранулометрический анализ выполнен комбинированным методом [6]. В ресурсном центре Микроскопии и микроанализа СПбГУ получено более 1000 изображений с объемных ненапыленных образцов с целью изучения морфоскопии и морфометрии кварцевых зерен при помощи сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) во фракциях 1,0–0,5 мм и 0,315–0,125 мм [12]. Для определения значения коэффициента криогенной контрастности (ККК) [4] в Ресурсном центре Рентгендифракционных методов исследования СПбГУ был проведен количественный рентгенофазовый анализ.

По характерным особенностям строения криогенных толщ, степени и полноте развития древнего криогенеза, а также связи этих толщ с террасами разновозрастных флювиальных систем и приледниковых бассейнов, возраст которых установлен при помощи абсолютного датирования, удалось выделить пять криокомплексов: подпорожский, оятский, каномский, южно-онежский и невский. Они имеют различные возраст, продолжительность и локальные криофациальные условия формирования. Эти криокомплексы изучены нами с различной степенью детальности, поэтому достоверность их выделения и палеогеокриологическая интерпретация имеют большую или меньшую надежность.

Древнейшим криогенным комплексом является подпорожский, который развит в отложениях флювиогляциальной дельты пра-Свири, слагающих террасу с абсолютными отметками 35–40 метров. Образование этой террасы связано с прорывом вод и возникновением стока из Онежского приледникового озера (ОПО) в локальный приледниковый бассейн с уровнем 40–50 м абс., существовавший на месте современного Ладожского озера ранее начала аллереда [7]. Следы криогенных процессов подпорожского криокомплекса представлены сингенетическими (?) изначально-грунтовыми жилами (ИГЖ), что наряду с данными по морфоскопии песчаных зерен и значениями коэффициента криогенной контрастности (0,33–0,80; [4, 5]) указывает на его формирование в зоне спорадической мерзлоты.

Оятский криокомплекс развит в водно-осадочных отложениях Балтийского ледникового озера (БЛО), слагающих террасу высотой 25 м абс. и находится в парагенетической связи с субэзральными отложениями, венчающими разрез этой террасы и фиксирующими регрес-

сию БЛО ниже указанной высотной отметки. Эту регрессию, видимо, следует связывать с первым дренажем БЛО во второй половине аллереда около 11,4 тыс.  $^{14}\text{C}$  л.н. [10]. С тех пор площадка 25-метровой террасы не покрывалась водами какого-либо бассейна. Бассейновые отложения перекрыты нивейно-эоловыми песками и типичными лёссовидными суглинками. Судя по известным аналогиям [5, 9], можно предполагать, что образование нивейно-эоловых песков происходило в крайне суровых полупустынных криоаридных условиях с формированием изначально-песчаных жил и горизонта сухой ненасыщенной мерзлоты, в котором отложения на протяжении всего года не проходили через  $0^\circ \text{C}$ . Их накоплению способствовало и распространение незакрепленных еще растительностью обширных песчаных пространств на поверхности 25-метровой террасы, осушившейся после регрессии Балтийского ледникового озера. Крупные сингенетические (?) трещины полигональной сети берут начало с одного стратиграфического уровня – границы нивейно-эоловых песков и лёссовидных суглинков и заполнены белёсым пылеватым песком из нижней части лёссовидных суглинков. Это свидетельствует о том, что переход жильных льдов в реликтовое состояние произошел после отложения нивейно-эоловых песков уже в ходе накопления нижней части лёссовидных пород, а вытаивание жильного льда в трещинах полигональной сети произошло позже – во время отложения верхней части лёссов или даже после их образования. Формирование выдержанного по простиранию горизонта с криотурбациями свидетельствует о стабильном положении границы многолетнемерзлых пород [1].

Почти одновозрастными являются, видимо, каномский и южно-онежский криокомплексы. Первый развит во флювиальных отложениях свирского зандра [7], слагающими террасу высотой 13 м абс., образование которой связано с финальной регрессивной фазой развития БЛО в позднем дриасе незадолго до его окончательного спуска около 10,3–10,2 тыс.  $^{14}\text{C}$  л.н. [10]. Для него характерны отсутствие криотурбированного горизонта, крупные псевдоморфозы по ПЖЛ, образующие полигональную сеть и тонкие, хотя и весьма протяженные в вертикальном направлении трещины более высоких порядков. Заполнение крупных псевдоморфоз и тонких трещин существенно отличается. Первые заполнены преобразованным глинистым материалом из верхней части разреза, а вторые – неизменными вмещающими породами, либо, реже, пылеватым песком из основания лёссовидных суглинков, который проникает в них на глубину до 0,5 метров. Отсутствие в теле крупных трещин пылеватых песков и присутствие их только в канавообразных углублениях указывает на то, что трещины перешли в реликтовое состояние псевдоморфоз раньше начала накопления субаэральной пачки, которая только перекрывает и выполняет эти углубления. Отсюда следует, что за короткий период времени крупные трещины успели пройти 3 стадии развития: элементарные ледяные жилы–ПЖЛ–псевдоморфозы. При этом часть узких трещин оставалась зияющей при установлении субаэральных обстановок осадконакопления. Судя по их малой глубине проникновения и незначительным масштабам деформаций вмещающих пород (ступенчатые сбросы амплитудой в первые см), они могли образоваться в течении одного сезона. Это, видимо, свидетельствует о вытаивании жильного льда крупных трещин полигональной сети в ходе деградации мерзлоты, после чего образовались мелкие трещины в условиях сезонного промерзания во время начальной фазы активизации эоловых процессов и накопления лёссовидных суглинков. Образование и вытаивание ПЖЛ каномского криокомплекса заняло только часть позднего дриаса, причем его субаэральные отложения имеют существенно меньший (хроно)стратиграфический объем и моложе лёссов, а также нивейно-эоловых песков оятского криокомплекса, развитие которого продолжалось со второй половины аллереда весь климатический экстремум позднего дриаса [8].

Южно-онежский криокомплекс распространен на побережье Гиморецкой бухты Онежского озера. Он, также как и каномский, представлен полигональной сетью псевдоморфоз по ПЖЛ, а также изначально-грунтовыми трещинами более высоких генераций, но имеет существенное отличие – криотурбированный горизонт. Эти признаки вместе с данными микроморфологического анализа и значениями коэффициента криогенной контрастности (0,67–0,86) указывают, вероятно, на распространение здесь сплошной и островной мерзлоты, гра-

ница которых испытывала динамические колебания. Поскольку криогенные толщи юго-западного Прионежья развиты в отложениях Онежского приледникового озера (ОПО) и слагают террасу 40–45 м абс. выс., связанную с финальной стадией существования ОПО в конце позднего дриаса [2], южно-онежский криокомплекс является возрастным аналогом канонского и заложение полигональной сети на молодой террасе происходило одновременно со спуском ОПО и эрозионным врезанием р. Свирь. Отсюда следует, что объяснение более полным и глубоким процессам криогенеза в юго-западном Прионежье следует искать в локальных криофациальных условиях или в большей континентальности позднеледникового климата этого района по сравнению с юго-восточным Приладожьем.

Невский криокомплекс выявлен в среднем течении р. Невы и является самым молодым и наименее развитым. Следы криогенных процессов представлены небольшими криотурбациями, которые характерны для регионов вне зоны распространения многолетнемерзлых пород [11]. Более отчетливо эти процессы проявляются в морфологии песчаных зерен и по коэффициенту криогенной контрастности, который здесь достигает максимальных значений среди всех изученных разрезов ( $>1$ ). Поскольку криогенная толща в этом разрезе слагает 10-метровую террасу, связанную с финальным спуском БЛО на рубеже позднеледниковья и голоцена около 10,2 тыс.  $^{14}\text{C}$  л.н. [2], следует предполагать, что Невский криокомплекс сформировался в самом начале голоцена, когда здесь, видимо, находилась граница спорадической мерзлоты и зоны глубокого сезонного промерзания.

Таким образом, полученные данные о следах древней мерзлоты в позднеледниковых отложениях Онежско-Ладожского региона свидетельствуют о быстром формировании криолитозоны с ПЖЛ и криотурбациями, а затем – о ее последующей быстрой деградации на фоне снижения уровня воды Балтийского ледникового озера и климатических изменений в конце позднеледниковья, а также о высокой скорости субэвальной седиментации в это время.

Список литературы:

- [1] Данилова Н.С. Баулин В.В. Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., Наука, 1973. с. 66–79.
- [2] Демидов И.Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8, Петрозаводск, Кар. НЦ РАН, 2005
- [3] Дуданова В.И., Шитов М.В., Бискэ Ю.С. Новые данные по истории Невы // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена. Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения 2020 года». М.: Географический факультет МГУ. С. 117–122.
- [4] Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М., Изд-во Моск. унта, 1994, 135 с.
- [5] Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977.
- [6] Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Издание 3-е. // Л., «Недра», 1969. 703 с.
- [7] Шитов М.В., Лаврова Н.Б., Филимонова Л.В., Воробьева А.В., Потапович А.А. К позднеледниковой истории реки Свирь: новые данные из юго-восточного Приладожья // Фундаментальные проблемы квартара: Итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы X Всероссийского Совещания по изучению четвертичного периода. 25–29 сентября 2017 г. М.: Геос, 2017. С. 489–491.
- [8] Шухвостов Р.С., Шитов М.В. Федосеева А.С., Реликты криогенных процессов в позднеледниковых отложениях юго-восточного Приладожья // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена: Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения 2020 года». М.: Географический факультет МГУ, 2020. С. 466 – 471.
- [9] Dijkmans J.W.A. Niveo-aeolian Sedimentation and Resulting Sedimentary Structures; SøndreStrømfjord area, Western Greenland // Permafrost and Periglacial Processes. 1990, Vol. 1. pp. 83–96.
- [10] Svensson N.-O. Late Weichselian and early Holocene shore displacement in the central Baltic Sea // Quaternary International. 1991, Vol. 9. pp. 7–26.
- [11] Vandenberghe J. Cryoturbation Structures // Encyclopedia of Quaternary Science, volume 3, 2013, pp. 2147-2153
- [12] Vos, K., Vandenberghe, N., Elsen, J. (2014). Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): from sample preparation to environmental interpretation. // Earth Sciences Review Journal, 128, pp. 93-104

**КОРРЕЛЯЦИЯ И СВЯЗЬ ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНЫХ СОБЫТИЙ  
В ПОНТО-КАСПИИ С ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВОЙ РИТМИКОЙ  
НА РУССКОЙ РАВНИНЕ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ**

**Т.А. Янина<sup>1,2,3,4</sup>, Н.С. Болиховская<sup>1</sup>, В.М. Сорокин<sup>1</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>1,2</sup>, Р.Р. Макшаев<sup>1,4</sup>,  
А.А. Бердникова<sup>1,4</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
paleo@inbox.ru, nbolikh@geogr.msu.ru, sorokin@geol.msu.ru, roger.kurbanov@gmail.com,  
radikm1986@mail.ru, alinaberdnikowa@yandex.ru

<sup>2</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>4</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

**CORRELATION AND RELATIONSHIP OF TRANSGRESSIVE-REGRESSIVE EVENTS  
IN THE PONTO-CASPIAN BASINS WITH GLACIAL-INTERGLACIAL RHYTHMICITY  
IN THE RUSSIAN PLAIN DURING THE LATE PLEISTOCENE**

**T.A. Yanina<sup>1,2,3,4</sup>, N.S. Bolikhovskaya<sup>1</sup>, V.M. Sorokin<sup>1</sup>, R.N. Kurbanov<sup>1,2</sup>, R.R. Makshaev<sup>1,4</sup>,  
A.A. Berdnikova<sup>1,4</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>4</sup> St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Понто-Каспий – это система отличающихся природными особенностями и историей палеогеографического развития внутриконтинентальных водоемов: изолированный Каспий, имеющий периодическую связь с Мировым Океаном Понт (Азовское и Черное моря) и связующие их проливы. Регион имеет стратотипическое значение для создания стратиграфической и событийной схемы Северной Евразии, а также для понимания влияния глобальных и региональных изменений климата на эволюцию природной среды бассейнов разного типа, тесной связи палеогеографических событий между собой. Этим объясняется актуальность заявленной в названии статьи проблемы. Основу палеогеографических реконструкций составляют результаты многолетнего комплексного изучения новейших отложений как естественных обнажений в зоне влияния палеобассейнов Каспия и Понта, так и материала скважин, пробуренных на суше и в морских бассейнах.

Событийная схема позднего плейстоцена Каспия включает позднехазарскую (позднехазарская и гирканская трансгрессии) и хвалынскую (раннехвалынская и позднехвалынская трансгрессии) трансгрессивные эпохи, разделенные ательской регрессией. Каждое событие осложнено трансгрессивными и регрессивными фазами, вызванными разномасштабными и разнознаковыми изменениями климата.

В развитии позднехазарской трансгрессивной эпохи выделены две трансгрессии (стадии): позднехазарская и гирканская. Позднехазарский трансгрессивный бассейн имел максимальный уровень около -10 м. Это был тепловодный бассейн, о чем свидетельствует состав малакофаунистического комплекса и пыльцевые спектры. Макро- и микрофаунистический состав указывает на соленость выше солености современного Каспия: от 10–12% в Северном до 14–15% в Южном Каспии. Позднехазарская трансгрессия сменилась снижением уровня (перерывы в морском осадконакоплении, отраженные в береговых разрезах и в строении осадочной толщи в Северном Каспии), о масштабах которого пока данных нет. Существование гирканского трансгрессивного бассейна [11] в позднеплейстоценовой истории Каспия подтверждено материалами бурения в Северном Каспии [18]. Его фаунистический облик определялся совместным нахождением «хвалыноподобной» фауны *Didacna subcatillus*, *D. cristata* и представителей позднехазарской фауны. Бассейн был опреснен и по размерам превосходил позднехазарский. Изотопно-кислородный анализ остракод указывает на приток пресных вод [2]. Палиноспектры указывают на некоторое похолодание и увлажнение климата.

ОСЛ методом возраст континентальных осадков, отвечающий позднехазарскому и гирканскому этапам развития Каспия, определен в рамках всей стадии МИС 5 [13].

Конец хазарского этапа развития Каспия ознаменовался ательской регрессией. В толще каспийских отложений в Северном Каспии ательская регрессия выражена палеодепрессиями и врезами; органические остатки в них соответствуют озерным и водно-болотным условиям пресноводных водоемов [20], изотопно-кислородный анализ остракод подтверждает это [2]. Палинологические материалы свидетельствуют о разнообразии ландшафтных обстановок в Северном Прикаспии: от лесных с преобладанием хвойных пород до перигляциальных лесостепных и тундро-лесостепных [4]. Методом ОСЛ завершающий этап регрессии датирован в  $48.68 \pm 3.10$  тыс. л. [13]; радиоуглеродным методом - в интервале 44.40–41.80 тыс. л.н. [20]. На основании того, что в основании ательской толщи в Прикаспии ярко выражены мерзлотные клинья, глубоко секущие нижележащие (отвечающие МИС 5) отложения, нами делается вывод о начале накопления субаэральных ательских образований в холодную (ледниковую) эпоху МИС 4 и о времени проявления регрессии в Каспии в период МИС 4 – МИС 3 (первая половина).

Ательская регрессия сменилась хвалынской трансгрессией с самым значительным повышением уровня в неоплейстоценовой истории Каспия. Раннехвалынская трансгрессивная стадия в свой максимум достигала абсолютных отметок 48–50 м. В долине Волги существовал протяженный (около 500 км) эстуарий. Его осадки обнажены в большинстве разрезов. Типичной фацией являются шоколадные глины, уникальные осадки хвалынского бассейна Северного Каспия. Стадиальные береговые линии раннехвалынской трансгрессии выражены как в виде абразионно-аккумулятивных террас по берегам Среднего и Южного Каспия, так и в виде следов врезанных дельт и других береговых форм в Северном Прикаспии. Наиболее ярко выражена стадия 20–22 м. Состав малакофауны (бедность видами, преимущественно *Didacna parallella*, *D. protracta* и *D. ebersini*, отсутствие крассоидных дидакн) и ее облик свидетельствует о низких температурах бассейна; соленость оценивается в 11–12‰ на основной акватории раннехвалынского Каспия; в волжском эстуарии – 5–0.5‰. По палинологическим материалам в период накопления толщи шоколадных глин в Нижнем Поволжье реконструированы перигляциальные ландшафты [14].

Енотаевская регрессия в разрезах хвалынских отложений чаще отражена в виде размывов. Позднехвалынская трансгрессия имела максимальный уровень около 0 м. Состав малакофауны мало отличался от раннехвалынского, но в нем господствовали *D. praetrigonoides*. Соленость оценивается в 10–12‰. Обилие моллюсков, их более крупные и массивные раковины объясняются более высокой температурой воды. Данные спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют об общем потеплении; тенденция к регрессии началась на фоне увеличения сухости в регионе [1]. Согласно радиоуглеродным данным, возраст хвалынской трансгрессии 19–8 тыс. л.н.; ОСЛ датировки близки радиоуглеродным [10, 16].

По материалам бурения в Северном Каспии установлен еще один, самый ранний, хвалынский трансгрессивный бассейн [2, 21]. В составе его фауны *Didacna subcatillus*, *D. zhukovi*, *D. parallella*. Судя по габитусу моллюсков, бассейн был умеренно тепловодным. Многочисленные радиоуглеродные датировки показали интервал его развития от 37 тыс. л.н. (вторая половина МИС 3) до LGM (МИС 2) [21]. Над этой трансгрессивной толщей залегает регрессивный слой, отвечающий, согласно радиоуглеродным датировкам (22–20 тыс. л.н.), LGM. В сложном строении залегающей выше осадочной толщи, охарактеризованной многочисленными радиоуглеродными датами, установлены трансгрессивно-регрессивные фазы развития хвалынского бассейна. Сопоставление их с основными климатическими фазами эпохи деградации поздневалдайского оледенения показало их совпадение во времени [2, 21]. Падение уровня позднехвалынского бассейна завершилось мангышлакской регрессией в эпоху континентализации климата в бореальный период голоцена.

Понт, как промежуточный бассейн между Каспием и Средиземноморьем, в своем развитии испытывал влияние обоих бассейнов. В его позднеплейстоценовой истории установлено чередование морских бассейнов и солоноватоводных (каспийского типа). Морским бас-

сейном была карангатская трансгрессия, вызванная притоком средиземноморских вод. Следующая морская трансгрессия (черноморская) развивалась уже в голоцене. Солонатоводными были посткарангатский, сурожский и новоэвксинский бассейны.

Карангатская трансгрессия – межледниковая трансгрессия с наивысшими в неоплейстоцене уровнем (на 6–7 м выше современного) и соленостью (до 30‰). Трансгрессия развивалась двумя стадиями – собственно карангатской и тарханкутской, охарактеризованными фаунистическими комплексами, в составе которых различно содержание стеногалинной и эвригалинной групп моллюсков. Карангатская стадия трансгрессии была двухфазной. В раннюю фазу ее развития, тобечикскую, в области Черного моря распространились виды, свойственные для него и в наши дни. Уровень бассейна был ниже современного. Вторая фаза трансгрессии – собственно карангатская, характеризовалась соленолубивыми видами, в том числе и ныне здесь отсутствующими (*Acantocardia tuberculata* и др.). О тепловодности моря свидетельствует не только состав малакофауны, но и тепловодные субтропические виды диатомей и спорово-пыльцевые спектры [5, 6, 15]. Согласно ОСЛ данным, ранняя стадия трансгрессии развивалась в интервале 131–120 тыс. л.н.; поздняя протекала в период 120–100 тыс. л.н. [9]. Тарханкутская стадия охарактеризована фаунистическим комплексом, в состав которого входила средиземноморская малакофауна бедного видового состава, без галофильных элементов, были распространены каспийские виды (*Didacna cristata*, *D. subcatillus*), расселившиеся на ограниченных участках. Бассейн находился внутри контуров современного Черного моря. Его соленость, очевидно, не превышала 14–15‰ [12].

Посткарангатская регрессия установлена на уровне -80 – -100 м [5, 6]. Виды диатомей засвидетельствовали их принадлежность к холодным слабоминерализованным водоемам [5, 6]. На значительное похолодание климата указывают спорово-пыльцевые комплексы, отвечающие сухим холодным степям в Причерноморье [15]. Сурожская трансгрессия, признаваемая далеко не всеми исследователями, с максимальным уровнем -25 – -20 м, проявляется в осадках на шельфе. Спорово-пыльцевые спектры указывают на потепление климата. Время существования бассейна оценивается в 40–25 тыс. л.н. [5, 12].

Новоэвксинский этап начался с глубокой регрессии, максимальный уровень которой оценивается в -140 м [19]. Бассейн был изолированным, сильно опресненным, заселенным пресноводными и слабо солонатоводными видами. Устье р. Дон располагалось в 50 км южнее Керченского пролива, устьевые части Днепра, Днестра и Дуная образовали каньон и единую дельту [6, 7]. Флора диатомовых и спорово-пыльцевые данные [6, 7, 15] являются свидетелями сильного похолодания. Время существования регрессивного бассейна оценивается в 22–17 тыс. л.н. [3]. Новоэвксинский трансгрессивный бассейн был заселен слабо солонатоводной фауной, в составе которой каспийские виды родов *Monodacna*, *Adacna*, отмечены редкие раковины раннехвалынского вида *Didacna ebersini* [12]. Первое вторжение средиземноморских вод в новоэвксинский бассейн произошло около 9.8–9.5 тыс. л.н. [2, 3]. В области Понта началось развитие голоценовой черноморской трансгрессии.

Палеогеографический анализ функционирования Манычского пролива, основанный на строении толщи новейших отложений, вскрытых в депрессии естественными обнажениями и скважинами, играет важную роль в установлении корреляции событий, взаимосвязи и взаимного влияния бассейнов Каспия и Понта на их развитие в позднем плейстоцене. В максимум развития карангатской трансгрессии в Манычской депрессии существовал ингрессионный залив, проникший вплоть до водораздела с Каспием. Состав фауны (*Chione gallina*, *Chlamys glabra*, *Ostrea edulis*) свидетельствует о солености вод залива в его центральной части около 18–20‰ [8, 11]. Г.И. Поповым [11] определены два этапа ингрессии карангатского моря, во втором из них ингрессия увеличилась. По-видимому, одновременным более раннему этапу был залив позднехазарского бассейна. Второму этапу ингрессии отвечала гирканская трансгрессия с глубоким заливом в долине Восточного Маныча. В эпоху снижения уровня карангатского бассейна и сокращения ингрессионного залива в пролив со стороны Каспия ингрессировали гирканские воды. Согласно составу малакофауны, соленость была 8–10‰. ОСЛ датировка гирканских отложений в центральной части Манычской депрессии – 107±7 тыс. л.н.

[8]. Это подтверждает вывод о снижении уровня карангатского моря (тарханкутская стадия) и стоке в него вод гирканского бассейна Каспия на переходном этапе от микулинского межледниковья к калининскому оледенению. В конце гирканского века в долине Маныча возникло Буртасское (Гудиловское) озеро, его существование отвечало МИС 4 [8, 11].

Следующее открытие пролива состоялось в раннехвалынскую эпоху, после достижения уровнем Каспия отметок около 50 м. Об этом свидетельствуют геоморфологическое строение Манычской депрессии, а также палеонтологическое содержание ее отложений. Первый этап развития пролива был эрозионный, о нем свидетельствуют сохранившиеся ложбины стока, грядовый рельеф Маныча и фрагментарно сохранившиеся абескунские осадки с хвалынской фауной [11]. Второй этап развития пролива был аккумулятивный, отложивший осадки между грядами и сформировавший террасу на высоте 22–25 м. Среди моллюсков встречаются *Didacna ebersini*, *D. protracta*, *D. subcatillus*. Пролив отвечал трансгрессивной стадии раннехвалынского бассейна с уровнем около 22 м. Этап датируется временем 14.8–12.8 тыс. л.н. [12]. Это была последняя в плейстоцене эпоха существования пролива.

Обобщая изложенное, можно заключить, что бассейны Понто-Каспия, представляющие водоемы разного типа, в позднем плейстоцене по разному откликались на ледниковые и межледниковые события. В микулинскую межледниковую эпоху (МИС 5e) в них развивались трансгрессии. Причины, их вызвавшие, были разные. Морская (карангатская) трансгрессия была вызвана подъемом уровня Мирового Океана и открытием (при превышении уровня порогов стока) проливов, связывающих с ним Понт. Причиной каспийской озерной трансгрессии был положительный водный баланс бассейна. Если морская трансгрессия достигала своего наивысшего уровня, то каспийский трансгрессивный бассейн имел его отрицательные отметки.

В переходный к калининскому (МИС 4) оледенению период (МИС 5d-a) уровень Понта был неустойчив: дважды (МИС 5d и 5b) его трансгрессивное развитие прерывалось снижением уровня. В Каспии климатические условия переходного периода были благоприятны для увеличения положительной составляющей водного баланса, что явилось причиной гирканской трансгрессии. Одной из причин гирканской трансгрессии, вероятно, мог быть сток с севера Европейской России ледниково-подпрудных вод через Кельтминскую палеодолину, реконструированный для второй половины МИС 5 около 90(100)–110 тыс. л.н. [17]. Сток по Манычу в Понт и открытие пролива были вызваны не только повышением уровня бассейна, но и превышением им высоты Манычского порога.

В максимальные фазы калининского (МИС 4) и ошашковского (МИС 2) оледенений бассейны Понто-Каспия находились в регрессивном состоянии. Пролиты не функционировали. Но если морские бассейны, связанные с Мировым океаном, регрессировали вслед за ним, то в Каспии регрессии были вызваны отрицательным водным балансом в условиях ледникового климата. Межстадиальное потепление (МИС 3) отразилось в бассейнах незначительным подъемом уровня (сурожская трансгрессия и ранняя стадия раннехвалынской трансгрессии), обусловленным состоянием водного баланса этих бассейнов.

Эпоха деградации последнего оледенения (МИС 2) и переходный этап к голоценовой межледниковой эпохе привели к разномасштабному подъему уровня в обоих бассейнах, прерывавшемся в холодные климатические фазы (ранний, средний и поздний дриас). Наивысший подъем уровня, обусловленный значительным повышением его приходной составляющей, был в Каспии. Его максимальная высота зависела также от высоты порога Маныча. По ее достижению начался сток каспийских вод в Понт, находившийся на отрицательных отметках. Этапов стока было два. Сток каспийских вод в Понт вызвал в нем подъем уровня и сброс вод по проливу в Мраморное море, и даже в Средиземное, образовав, таким образом, систему сточных озерных бассейнов. Морской режим в Понте стал устойчивым в начале голоцена, в эпоху межледниковой трансгрессии Мирового океана. Каспий продолжил свое развитие как озерный бассейн, чутко реагируя на изменения климата.

*Работа выполнена при поддержке РФФ, проект 21-18-00552. Палеогеографический анализ малакофауны и изотопные исследования выполнены в рамках проекта РФФ 21-44-04401.*



Список литературы:

- [1] Абрамова Т.А. Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря (по данным палеоботанических исследований). Автореф. канд. дисс. – Москва, МГУ – 1974 – 24 с.
- [2] Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К.К. Маркова. – Москва, Географический факультет МГУ – 2020 – 690 с.
- [3] Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Новое обобщение данных по хронологии позднего плейстоцена и голоцена Азово-Черноморского бассейна // Геохронолог. четвертич. периода. – Москва, Наука – 1989 – С. 42.
- [4] Болиховская Н.С., Янина Т.А., Сорokin В.М. Природная бстановка ательской эпохи (по данным палинологического анализа) // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2017. № 6. С. 96-101.
- [5] Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. – Москва, Наука – 1980 – 280 с.
- [6] История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря. – Москва, Изд-во Моск. Ун-та – 1988 – 312 с.
- [7] Каплин П.А., Щербаков Ф.А. Реконструкция палеогеографических обстановок на шельфе в позднечетвертичное время // Океанология – 1986. – Т. 26. – Вып. 6. – С. 976–980.
- [8] Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А., Борисова О.К. Гирканский этап в позднеплейстоценовой истории Манычской депрессии // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2018. – № 3. – С. 77–88.
- [9] Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей Э.С. и др. Возраст карангатской трансгрессии (поздний плейстоцен) Черного моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2019. – № 6. – С. 29–40.
- [10] Макшаев Р.Р. Палеогеография среднего и нижнего Поволжья в эпоху раннехвалынской трансгрессии Каспия. Автореф. канд. дисс. – Москва, МГУ – 2019 – 26 с.
- [11] Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. – Москва, Наука – 1983–216 с.
- [12] Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеография, корреляция. – Москва, Изд-во Моск. ун-та – 2012 – 264 с.
- [13] Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н. и др. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2017. – № 1. – С. 21–29.
- [14] Bolikhovskaya N.S., Makshaev R.R. The Early Khvalynian stage in the Caspian Sea evolution: pollen records, palynologas and reconstructions of paleoenvironments // Quaternary International. – 2020. – Vol. 540. – P. 10–21.
- [15] Filipova-Marinova M., Pavlov D., Coolen M., Giosan L. First high-resolution marine-palynological stratigraphy of Late Quaternary sediments from the central part of the Bulgarian Black Sea area // Quaternary International. – 2013. – Vol. 293. – P. 170–193.
- [16] Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T. First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // Boreas. – 2021. – Vol. 50. – No 1. – P. 134-146.
- [17] Panin A., Astakhov V., Komatsu G. et al. Middle and late quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // Earth-Science Reviews. – 2020. – Vol. 201. – P. 103069.
- [18] Sorokin V.M., Yanina T.A., Bezrodnykh Y.P., Romanyuk B.F. Identification and age of submarine Girkanian sediment beds (upper Pleistocene) in the Caspian Sea // Quaternary International. – 2018. – Vol. 465. – Part A. – P. 152–157.
- [19] Winguth C., Wong H.k., Panin N. et al. Upper Quaternary water level history and sedimentation in the northwestern Black Sea // Marine Geology. – 2020. – No 167. – P. 127-146.
- [20] Yanina T.A., Bolikhovskaya N.S., Sorokin V.M. et al. Paleogeography of the Atelian regression in the Caspian Sea (based on drilling data) // Quaternary International. – 2021. – Vol. 590. – P. 73–84.
- [21] Yanina T., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., Romanyuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quaternary International. – 2018. – Vol. 465 (A). – P. 130–141.

**СЕКЦИЯ № 2**  
**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА**  
**СОВРЕМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ**  
**SECTION #2**  
**PALEOGEOGRAPHIC ORIGINS OF MODERN LANDSCAPES**

---

**СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ И РЕЛЬЕФ В АЛТАЙСКОМ РЕГИОНЕ:  
ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ**

**Г.Я. Барышников**

Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия, [bgj@geo.asu.ru](mailto:bgj@geo.asu.ru)

**SEISMIC ACTIVITY AND RELIEF IN THE ALTAI REGION:  
PRACTICAL APPLICATION OF RESEARCH RESULTS**

**G.Ya. Baryshnikov**

Altai State University, Barnaul, Russia

В последние годы в результате проведения специальных научно-исследовательских работ по сейсмотектонике Горного Алтая и его предгорий были получены новые данные, заставившие существенно изменить преобладающие представления о невысоком уровне сейсмической опасности территории и пересмотреть вопросы потенциальной сейсмичности Алтая как горного сооружения, относимой ранее к слабоактивным в сейсмическом отношении региону. Аргументированным основанием для такой ревизии взглядов, по мнению [8], явились результаты проведенных комплексных работ по общему сейсмическому районированию Евразии, выполненные Объединенным институтом физики Земли РАН вместе с широким привлечением специалистов – сейсмологов, геофизиков и тектонистов из региональных производственных геологоразведочных организаций, академических и региональных институтов.

В тоже время, по уточнению исходного балла сейсмической активности горной, предгорной и равнинной частей Алтая было принято Постановление администрации Алтайского края за № 639 от 5 февраля 2002 г. «О первичных мерах по реализации федеральной целевой программы «Сейсмобезопасность территории России (2002-2010 гг.)» и составлено техническое задание, выданное ОАО «Алтайский трест инженерно-строительных изысканий» по теме «Сейсмобезопасность территории Алтайского края», утвержденное государственным заказчиком – комитетом Алтайского края по строительству.

Проведение данных работ, по мнению специалистов администрации Алтайского края, должно было способствовать определению уровня опасности отдельных структур, развитых на территории Алтайского края, что в свою очередь могло выступить в качестве главного аргумента для продолжения подобных работ с целью определения территориально-строительных региональных норм сейсмичности отдельных районов Алтайского края. Особенно важным этот вопрос представлялся для подобных исследований в равнинной и предгорной частях края, где специальных сейсмогеологических работ не проводилось и все построения по определению уровня сейсмической опасности этих структур основывались на общих представлениях и косвенных сопоставлениях, без глубокой их проработки. В случае успешного и оперативного проведения подобных работ у края появлялась реальная возможность попасть в список первоочередных районов исследований федеральной государственной программы «Сейсмобезопасность России», финансирование которой планировалось начать с 2005 г. Но этого не случилось, по причине экономических, в то время, сложностях в России.

Первые литературные сведения о землетрясениях на территории Алтая относятся к 1761 г. Данное сейсмическое событие было зафиксировано в Семипалатинске, ныне

г. Семей, Усть-Каменогорске с интенсивностью в 6-7 баллов, а на Кольвано-Воскресенских рудниках и в Барнауле оно сопровождалось отчетливыми звуками [4, 6].

О наиболее полных сведениях об ощутимых на территории Алтая землетрясениях в доинструментальный период следует особо отметить обобщающую сводку В.П. Нехорошева, изданную в Вестнике Геологического комитета № 7 за 1927 г. в г. Ленинграде. Из приведенных данных более чем о 50 землетрясениях не известно ни одного, которое имело бы катастрофический или хотя бы сильно разрушительный характер, но значительные землетрясения, влекущие за собой те или иные разрушения, на Алтае изредка происходили [5].

Не было отмечено особо сильных разрушений и при землетрясении произошедшим 27 сентября 2003 г. на территории Республики Алтай, в долине р. Чуи, в горной перемычке между Курайской и Чуйской межгорных котловинах. Его величина, по инструментальным оценкам, достигала магнитуды 7,3-7,5 по шкале Рихтера. За период инструментальных наблюдений это самое сильное землетрясение на территории Алтае-Саянской складчатой области. Оно ощущалось на обширной территории Республики Алтай, Хакасии, Бурятии, Красноярского края, Новосибирской, Томской, Кемеровской областях и в Восточном Казахстане.

В результате полевых исследований, проведенных нами в Кош-Агачском и Улаганском районах Республики Алтай [3], было установлено, что от главного толчка, произошедшего в нескольких километрах западнее с. Бельтир, на правом берегу Талдуры, левого притока Чаган-Узуна, произошел сейсмогенный обвал-оползень, затронувший отложения моренного комплекса, формирование которого, по мнению [7], относится к средне-верхненеоплейстоценовому времени. Образовавшийся оползень напоминал структуру «битой тарелки» с вертикальным перемещением между смежными блоками до 45-55 м [1] (рис. 1).

Среди побочных эффектов землетрясений выделяются литогенные, гидрогенные и атмосферные явления. Обычно максимальное внимание обращается на различные рельефообразующие литогенные процессы, среди которых ведущими являются сейсмодетрикации, а также зоны сейсморазрывов и сейсмодислокаций.



Рис. 1. Внешний вид гигантского обвала-оползня в бассейне р. Талдура.

Тесно связаны с литогенными и гидрогенными объектами сейсмогенного характера. В этом отношении заслуживает специального изучения грифоны, проявившиеся на начальном этапе Горно-Алтайского землетрясения. К феноменальной особенности их проявления следует отнести внезапность фонтанирования сближенных групп грифонов и таким же быстрым исчезновением этих водных струй по тем же каналам, которые появились при излияниях. Вероятными причинами этого послужило возникновение трещин в рыхлом чехле долины р. Чуи; наличие здесь в подмерзлотных осадках напорных вод, активизированных сейсмопроцессом; деструкционные геодетформированные волновые процессы, нарушившие сорбированность газовой-водной флюидной фазы. Внезапность исчезновения через грифонные каналы воды сложно объяснить без привлечения факторов мгновенной деструктуризации обстановки, вероятно в связи с новыми сейсмоударами.

Известно, что прочность грунтов при прохождении упругой волны может снижаться в несколько раз, а некоторые водонасыщенные грунты могут и разжижаться при достаточно сильном сейсмическом воздействии, причем в этом случае вода стремится отжаться. В результате чего происходят выбросы разжиженного грунта на поверхность, в том числе с образованием песчаных кратеров [2]. Ориентировочный объем водных масс, принимавших участие в бельтирских событиях, может быть оценен примерно в  $1000 \text{ м}^3$ .

В некоторых случаях по простиранию трещин на поверхности земли образовывались кулисы своеобразных конусных воронок глубиной до 1,0-1,5 м и диаметром не более 1,0 м, по которым во время землетрясения и в первый день после него происходил выброс глинистого тонкодисперсного материала и теплой воды выдавленных из нижележащих горных пород. В процессе функционирования эти грязевые «вулканчики» отлагали сравнительно большое, мощностью более 60 см, количество глинистого материала, а после прекращения излияния начался обратный процесс – «всасывание» этого материала с последующим образованием на их месте правильных округлых отрицательных микроформ диаметром до 50-70 см (рис. 2).

Для оценки степени сейсмической опасности малоактивных в настоящее время территорий нами проводились специальные сейсмогеологические исследования на равнинных и предгорных районах Алтайского края – периферийных участках отрогов алтайских гор и Салаирского кряжа. Одной из главных целей было выявление признаков активных разломов, а также рассмотрение развитых здесь оползней и обвалов, на предмет их гравитационного генезиса. Для этого были проведены геоморфологические маршруты вдоль отчетливо выраженной в рельефе предгорной ступени с картированием на местности ключевых участков развития возможных областей сейсмогравитационных явлений.



Рис. 2. Воронки всасывания, образованные после грязевых излияний в с. Бельтир Кош-Агачского района Республики Алтай [1].

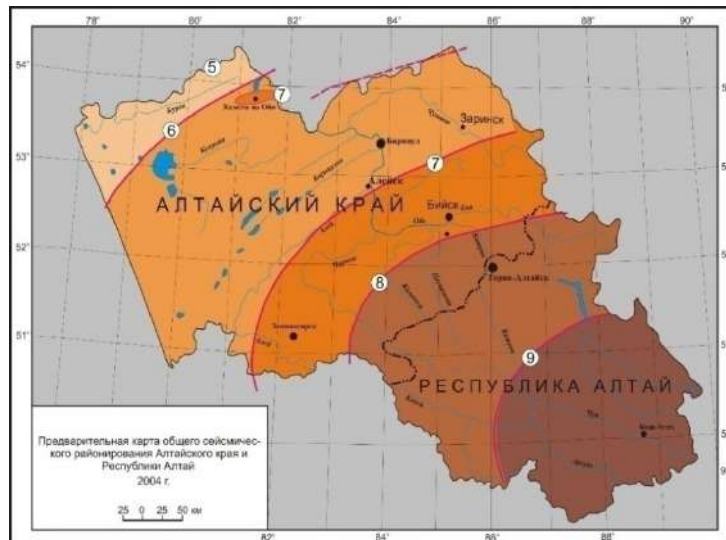


Рис. 3. Карта уточненного исходного сейсмического балла для Алтайского региона [3].

Выделение районов с возможными предельными магнитудами обуславливалось наличием на территории Алтайского края, в его северной предгорной части, закономерно расположенных активных северо-восточных разломов, выделяемых на основании морфологически четко выраженных протяженных линейных валов. Эти валы эолового происхождения, сложенные кварцевыми песками, и при превышении в 60-100 м над днищами древних долин стока протягиваются на десятки километров и хорошо прослеживаются на космических снимках. На карте активных разломов Евразии эти валы связывались с системой северо-восточных разломов, что, несомненно, повышало уровень потенциальной сейсмической активности равнинной части Алтайского края.

В то же время, детальные маршрутные геолого-геоморфологические исследования вдоль бортов параллельно текущих рек между валами и многократное пересечение геоморфологических ступеней, развитых в других частях равнинной области Алтайского края, убедило нас в отсутствии признаков активных разломов в основании этих ступеней. Обнаружить на территории равнинной части признаки сеймотектонической активности, происходящих в настоящее время, так и в недалеком геологическом прошлом, оказались безуспешными. Это дает нам определенные основания для внесения корректив в существующую карту сейсмического районирования территории, с возможным уменьшением степени сейсмической опасности (рис. 3).

В эпицентральной зоне, при 6-9 балльном сейсмическом событии по шкале MSK-64, куда попали поселки Бельтир, Курай и Акташ Республики Алтай, наблюдались массовые разрушения печей, падение домовых труб, образование характерных трещин в межкомнатных перемышках, иногда отмечался вывал участков стен.

На территории Алтайского края, в частности в г. Барнауле, по данным МЧС получили деформацию 19 кирпичных и панельных зданий и сооружений. Как правило, эти строения были сооружены в 50-х годах прошлого столетия. Их строительство осуществлялось в сложной инженерно-геологической обстановке, на просадочных грунтах, в условиях затопления и подтопления. Из природных явлений при землетрясениях наиболее вероятным, казалось бы, должен был произойти сход оползней на исключительно активном левобережном 100-метровом крутом оползневом склоне долины Оби, но каких-либо заметных деформаций оползневого склона не произошло. Отмечен лишь один случай схода оползня-течения на правом склоне «косого взвоза» в районе дома № 28 по ул. Аванесова. Здесь, в результате длительного локального замачивания грунтов дождевыми и талыми водами, сбрасываемых через сточный колодец с проезжей части улицы под землю, лессовые суглинки и насыпные грунты склона оказались водонасыщенными и при сотрясении перешли в текучее состояние, что и привело к сползанию грунтов вниз по склону. Подобный оползень-течения мог произойти и по техногенным причинам, например, при работе строительной техники.

В г. Бийске пострадали многие здания и сооружения, эксплуатация которых была приостановлена из-за серьезных конструктивных нарушений. В г. Заринске значительным деформациям подверглись 14 жилых домов, а в г. Змеиногорске – 16 объектов жилого и гражданского назначения.

По данным МЧС, в результате землетрясения в г. Рубцовске получили деформации 40 объектов. Здесь отмечалась осадка фундаментов зданий, трещины в стенах домов, разрывы закопанных в землю трубопроводов. Как правило, длительная эксплуатация ветхих зданий и сооружений привела к их разрушению, но большинство зданий города не претерпела каких-либо остаточных деформаций. Аналогичная картина отмечалась и в других населенных пунктах Алтайского края, но масштаб деформаций таких сооружений был значительно ниже.

Землетрясение, произошедшее 27 сентября 2003 г., проявилось на всей территории Алтайского края. Было повреждено, в общей сложности, 132 жилых дома, 29 школ, 66 объектов сельскохозяйственного назначения, 38 котельных, 151 водонапорной башни, 43 домовых труб и ряда административных зданий. Как, правило, это были постройки возведенные несколько десятков лет тому назад по устаревшей технологии.

На территории Республики Алтай, из-за малой плотности населения и отсутствия крупных объектов гражданского строительства, особых разрушений, даже при сильнейшем землетрясении, достигавшим магнитуды 7,3-7,5 по шкале Рихтера, не произошло. Аналогичный результат отмечался и в Алтайском крае, поскольку в геологическом строении большей части ее территории, на глубину до 400 м участвуют рыхлые осадочные породы, служащие своеобразной «подушкой», смягчающей распространение продольных волн от сейсмических толчков.

В связи с этим, преждевременным, по нашему мнению, является приказ министра Министерства строительства и жилищно-коммунального хозяйства Российской Федерации В.В. Якушева от 26 декабря 2019 г. за № 886/пр об утверждении пункта № 1 к СП 14.13330.18 «СНИП II-7-81\* Строительство в сейсмических районах», об изменении балльности в сторону ее увеличения, что приведет к значительному повышению стоимости вновь возводимых объектов, а следовательно, и к значительному удорожанию жилья для населения.

Таким образом, для решения практических задач требуется проведение дополнительного детального геоморфологического исследования и сейсмического районирования для уточнения сейсмичности территории Алтайского региона, что и предусматривалось «Первичными мерами по реализации федеральной целевой программы «Сейсмобезопасность территории России» в 2002-2010 гг.

Список литературы:

- [1] Барышников Г.Я., Лузгин Б.Н., Имаев В.С., Осьмушкин В.С. Геоморфологические последствия от катастрофического Южнорусскоалтайского землетрясения 27 сентября 2003 года в Горном Алтае // Геоморфология. - № 3. – 2004. – С. 13-22.
- [2] Воскресенский Е.А. Динамические свойства грунтов и их учет при анализе вибраций фундаментов разного типа // Геоэкология. - № 5. – 1993. – С. 37-65.
- [3] Имаев В.С., Барышников Г.Я., Лузгин Б.Н., Осьмушкин В.С., Имаева Л.П., Барышников О.Н. Архитектура сейсмоопасных зон Алтая. – Барнаул: Издательство Алтайского государственного университета, 2007. – 234 с.
- [4] Мушкетов И.В. Физическая геология. - 1891. – 328 с.
- [5] Нехорошев В.П. Землетрясения на Алтае и их связь с геологическим строением // Вестник Геологического комитета. – 1927. – Том 2. - № 7. – С. 11-17.
- [6] Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. – М.: Наука. – 1977. – 535 с.
- [7] Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. – Томск: Издательство Томского государственного университета. - 1982. – 210 с.
- [8] Уломов В.И. Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – М.: ИФЗ РАН. – 1993. - Вып. 1. – С. 24-44.

**ВЕКОВАЯ РИТМИКА УВЛАЖНЁННОСТИ КЛИМАТА В ГОРАХ ЗАПАДНОГО САЯНА ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЁРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИСТОРИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ЮЖНОЙ СИБИРИ**

**Т.А. Бляхарчук, И.В. Курьина**

Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской академии наук, Томск, Россия, blakharchuk@mail.ru

**CENTENNIAL RHYTHMICS OF CLIMATE HUMIDITY IN THE MOUNTAINS OF WESTERN SAYAN ACCORDING TO MULTI-PROXY PALAEOECOLOGICAL STUDIES OF LAKE-MIRE SEDIMENTS AND HISTORIC EVENTS IN SOUTH SIBERIA**

**T.A. Blyakharchuk, I.V. Kurina**

Institute of monitoring of the climatic and ecological sciences of the Siberian branch of Russian academy of sciences, Tomsk, Russia

Для реконструкции изменений растительного покрова и климата в центре Евразийского континента были исследованы озерно-болотные отложения высокогорного болота Малый Бьеф (Безрыбное) в горах Западного Саяна (52°48'36.29" с.ш., 93°30'47.14" в.д., 1395 м н.у.м.). Болото расположено у южной окраины крупного приледникового озера Безрыбное и отделено от него мореной. Керн мощностью 600 см был отобран с помощью торфяного бура системы Хиллер из центральной части болота. Образцы для палеоэкологических анализов отбирались из керна с интервалом в 10 см. Они были подвергнуты следующим анализам: спорово-пыльцевому [1, 2, 7, 14], ризоподному [8, 12, 13], ботаническому анализу торфа [4, 5, 6, 9]. Для разреза было получено 6 радиоуглеродных датировок (табл. 1), из которых 4 даты – методом жидкостной сцинтилляции (Ж. сцинц.) и 2 даты – методом ускорительной масс спектроскопии (УМС) (табл. 1). Даты были откалиброваны в программе Bacon [10, 11]. По данным спорово-пыльцевого анализа была реконструирована картина изменений регионального растительного покрова. Ботанический анализ торфа выявил особенности эндогенетического развития болотного массива. На основе выявленных комплексов раковинных амёб была реконструирована динамика уровня болотных вод с помощью разработанной ранее модели переходной функции между комплексами раковинных амёб и соответствующими глубинами болотных вод в 112 современных образцах, отобранных на олиготрофных болотах Западной Сибири [14].

Спорово-пыльцевая диаграмма болота Малый Бьеф (рис. 1) отразила существование постоянного лесного покрова в горах Западного Саяна с 7692 кал. л. н. до современности. В течение этого времени имели место только небольшие изменения в соотношении основных древесных пород: кедра сибирского (*Pinus sibirica*), сосны лесной (*Pinus sylvestris*) и берёзы (*Betula pendula*). На этом относительно стабильном фоне наблюдаются более короткие периоды увеличения роли пихты (*Abies sibirica*) на глубинах 600-575 см (7622-6898 кал. л. н.), 375-325 см (2330-2080 кал. л. н.), 170-160 см (1285-1222 кал. л. н.) и 75 см (548 кал. л. н.), которые совпадают с уменьшением обилия пыльцы полыни и интерпретируются нами как более влажные периоды. Напротив, увеличение роли берёзы в лесах 7692-5302 кал. л. н. и с 300 кал. л. н. до современности может быть свидетельством более сухих периодов, когда площади мезофильных черневых и горных пихтово-кедровых лесов сокращались, а более ксерофильные берёзовые и лиственничные леса предгорий расширяли свои площади, поднимаясь выше в горы.

Таблица 1. Радиоуглеродные даты разреза озерно-болотных отложений Малый Бьеф (Западные Саяны, юг Средней Сибири)

Глубина (см)	<sup>14</sup> C возраст	Возраст кал. л. н. (Bacon)	Лабораторный номер	Метод датирования
90-100	1405±55	(753)	СОАН-8957	Ж. сцинц.
190-200	1735±45	(1459)	СОАН-8958	Ж. сцинц.
290-300	1980±45	(1931)	СОАН-8959	Ж. сцинц.
390-400	2345±50	(2433)	СОАН-8960	Ж. сцинц.
470-480	4223±20	(4753)	BE-13672	УМС
590-600	6365±24	(7324)	BE-14673	УМС

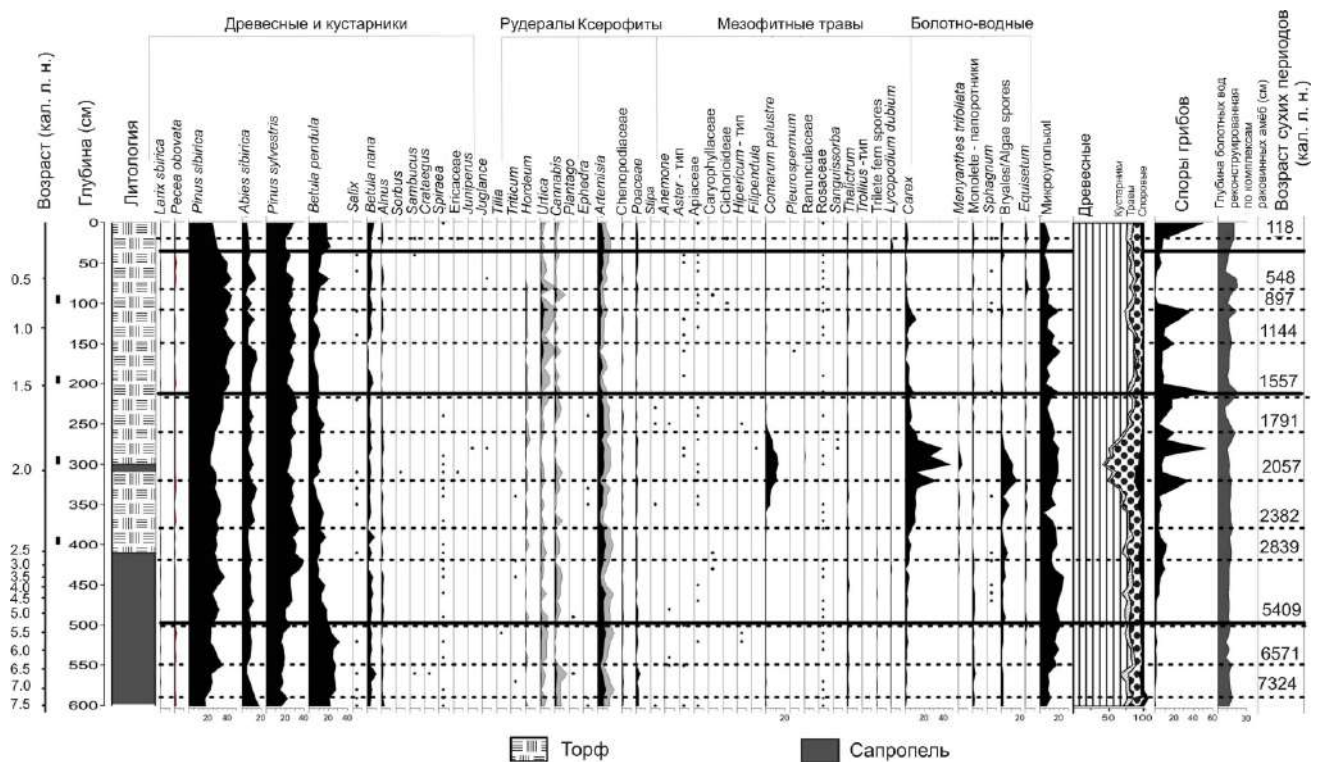


Рис. 1. Спорво-пыльцевая диаграмма болота Малый Бьеф (Безрыбное). Горизонтальные пунктирные линии маркируют вековые периоды иссушения климата, выявленные по комплексам раковинных амёб.

Изменения в локальной растительности болота могут быть прослежены по изменениям в составе локальных компонентов пыльцевого спектра и в изменениях ботанического состава торфа. Первоначальный период седиментации на болоте Малый Бьеф происходил в условиях озерного осадконакопления (с 7692 по 2498 кал. л. н.). Около 8000 кал. л. н. зеркало близлежащего озера Безрыбное, вероятно, значительно увеличилось из-за быстрого таяния горных ледников, и озёрные воды подтопили террасу, на которой в настоящее время расположено болото. По берегам образовавшегося сателлитного озера росли рогоз и осоки, за которыми выше по склону следовали заросли ив, спиреи и ольховника. Около 4576 кал. л. н. по окраинам водной глади появились осоково-сфагновые сплавины, и озеро стало постепенно зарастать. Около 2800 кал. л. н. озеро превратилось в болото, и накопление озёрного сапропеля сменилось торфонакоплением. С этого времени обилие пыльцы осок, вахты (*Menyanthes*) и спор грибов в отложениях значительно возросло. Вероятно, переход от озёрного осадконакопления к болотному торфонакоплению произошел под влиянием иссушения климата на границе четвёртого и третьего тысячелетий назад, что подтверждается увеличенным обилием пыльцы полыни в это время. Несмотря на ещё озерное осадконакопление на глубине 425 см, комплексы раковинных амёб (вероятно смывавшиеся в озеро с заболачиваемых окраин-сплавин) фиксируют понижение болотных вод около 3010 кал. л. н. Торфонакопление началось с зеленомошно-сфагновых (*Sphagnum subsecundum*) с вахтой ассоциаций. Со временем доминирование в моховом покрове перешло к *Sphagnum centrale*. Около 2150 кал. л. н., вероятно, из-за нового увлажнения климата в период «Римского потепления» на болоте сформировались более гидрофильные растительные сообщества с обилием *Menyanthes trifoliata*, *Comarum palustre*, гипновых мхов и осок. Эти изменения прослеживаются как в ботаническом составе торфа, так и по локальным компонентам пыльцевого спектра. Реконструкция изменений глубины болотных вод по комплексам раковинных амёб показала, что период сильного подъёма болотных вод имел место 2007-1956 кал. л. н. Подъём был настолько существенным, что возобновилось озёрное осадконакопление. Это хорошо прослеживается по сменам торфа из остатков *Menyanthes trifoliata* и *Scheuchzeria palustris* на чисто вахтовый торф и затем (на глубине 310-300 см) на



озёрный сапрпель. В последующем, с понижением уровня озёрных и болотных вод, произошла обратная сукцессия, и после 1910 кал. л. н. вновь стал откладываться вахтово-сфагновый (*Sphagnum riparium*) торф, который около 1690 кал. л. н. сменился чисто сфагновым торфом из остатков *Sphagnum teres*.

С массовым распространением сфагновых мхов на болоте, условия увлажнения стали очень нестабильными, что может быть видно по возросшей амплитуде колебания уровня болотных вод, реконструированного по комплексам раковинных амёб. Возможно, это является отражением начала формирования грядово-мочажинного микрорельефа на поверхности болота. С этого времени колебания в увлажнённости климата влияли на соотношение площадей гряд и мочажин. В более влажные периоды расширялись мочажины, и в торфяном волокне доминировали гидрофильные виды сфагновых мхов и осок (*Carex limosa* и *C. lasiocarpa*), а также шейхцерия (*Scheuchzeria palustris*). На грядах же доминировали менее гидрофильные виды сфагнов и пушица. Повышенные элементы микрорельефа вышли из условий стабильного увлажнения, и на них создавались условия для поселения новых видов раковинных амёб. Увеличилась активность грибов, как, например, на глубине 205 см (1509 см). С этого времени в сообществах раковинных амёб наряду со сфагнофильными видами (*Centropyxis aculeata*, *Schoenbornia smithi*) появились виды раковинных амёб с более широкой экологической амплитудой (*Euglypha rotunda* и *Trinema lineare*), которые могут процветать как на сфагновых мхах, так и на других болотных травах. Появление грядово-мочажинного рельефа на болоте могло быть связано с эпизодом более сухого климата, поскольку в это же время отмечены максимумы микроугольков и пыльцы полыни (*Artemisia*). Но этот относительно сухой период был кратким и практически не повлиял на состав региональной растительности. Он сменился новым увлажнением климата, продолжавшимся с 1470 по 1220 кал. л. н. (раннесредневековая климатическая аномалия). Особенно влажным климат был в VIII веке новой эры (глубина торфа 165-175 см). Увлажнение было длительным (1319-1250 кал. л. н.) и повлияло на состав лесного покрова, в котором заметно увеличилась роль мезофильных древесных видов - пихты (*Abies sibirica*) и кедра (*Pinus sibirica*). Площади берёзовых лесов и полынных степей в это время сократились.

Реконструкция уровня болотных вод по комплексам раковинных амёб указывает на более стабильные условия увлажнения в этот период времени. Хронологически это соответствует раннесредневековому времени.

После 900 кал. л. н. локальное увлажнение на болоте стало менее стабильным. Это отмечено слоем торфа комплексного ботанического состава, в котором сочетаются остатки растений разной (порой контрастной) экологии: осок, вахты - *Menyanthes trifoliata*, шейхцерии - *Scheuchzeria palustris*, гипновых и сфагновых мхов. Реконструкция глубины болотных вод по комплексам раковинных амёб выявила два периода резкого понижения уровня болотных вод, разделённых их подъёмом. Тем не менее эти резкие колебания увлажнённости климата были не длительными и не вызвали изменений в составе горной тайги.

Более глобальные изменения климата и растительного покрова начались после 649 кал. л. н. (с 1360 г. новой эры или с XIV века н.э.). С этого времени началась деградация пихтовых и кедровых лесов в горах Западного Саяна, и расширение пояса берёзовых лесов северных предгорий. Реконструкция уровня болотных вод по комплексам раковинных амёб указывает на резкое его понижение около 540 кал. л. н. (XV век н.э.), а затем его резкое повышение 450 кал. л. н. (XVI век н.э.). Влажные условия на болоте, согласно реконструкциям, продолжались до конца XIX века. После этого началось новое снижение увлажнённости климата.

Таким образом, Малый ледниковый период (LIA) в исследуемом районе не был однородным по увлажнению. В начале LIA был сухой период, и уровень болотных вод был низким. Затем в период с XVI по XIX века новой эры увлажнённость климата повысилась. Однако периодические смены увлажнённости болотной поверхности (и, вероятно, климата) в последние столетия не отразились на составе региональной растительности. Возможно

также, что распространение берёзовых лесов и сокращение роли темнохвойной тайги в последние столетия, наблюдаемое по палеопалинологическим данным, является следствием антропогенного, а не климатического влияния, которое перекрыло влияние климата. Колонизация Сибири русскими крестьянами-земледельцами привела к сокращению площадей черневых лесов у северных подножий гор Западного Саяна и это способствовало распространению вторичных берёзовых лесов, что нашло отражение в палинологических данных по болоту Малый Бьеф.

В целом за 7690 лет седиментации на исследуемом болоте было выявлено 12 эпизодов засушливого климата (118, 548, 897, 1144, 1557, 1791, 2057, 2382, 2839, 5409, 6571 и 7324 кал. л. н.), зафиксированных как комплексами раковинных амёб, так и максимумами пыльцы сосны лесной (на рис. 1 эти сухие эпизоды обозначены серыми параллельными линиями). Выделенные нами эпизоды иссушения климата довольно хорошо согласуются с историческими событиями в Южной Сибири, обобщенными в работах Л.Н. Гумилева [3]. Это подтверждает гипотезу о сильном влиянии динамики увлажнения климата на древние культуры в Южной Сибири и в Великом степном поясе Евразии в целом.

*Исследование выполнялось в рамках госбюджетной темы № 121031300226-5 и проекта РФФИ № 20-55-53015/ГФЕН\_a.*

Список литературы:

- [1] Бобров А.Е., Куприянова Д.Ф., Литвинцева И.Д., Тарасевич В.Ф. Споры папоротникообразных и однодольных растений европейской части СССР. - Ленинград, Наука. - 1983. - 208 с.
- [2] Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемой пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. – Москва, Географиздат. - 1948. - 223 с.
- [3] Гумилёв Л.Н. Тысячелетие вокруг Каспия. – Москва, “Мишель и К”. - 1993.
- [4] Домбровская А.В., Коренева М.М., Тюремнов С.Н. Атлас растительных остатков, встречающихся в торфе. – Москва-Ленинград, Госэнергоиздат. - 1959. - 137 с.
- [5] Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Е.И. Атлас растительных остатков в торфах. – Москва, Недра. - 1977. - 376 с.
- [6] Куликова Г.Г. Краткое пособие к ботаническому анализу торфа. – Москва, Недра. - 1974. - 94 с.
- [7] Куприянова Л.А. и Алёшина Л.А. Пыльца двудольных растений флоры европейской части СССР. – Ленинград, Наука. - 1978. - 184 с.
- [8] Мазей Я., Цыганов А.Н. Пресноводные раковинные амёбы. Москва, Издательство КМК. - 2006. - 300 с.
- [9] Савич-Любицкая Л.И., Смирнова З.Н. Определитель сфагновых мхов СССР. – Ленинград, Наука. - 1968. 112 с.
- [10] Blaauw, M., Christen, J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. – 2011. – V. 6. – P. 457- 474. doi: 10.1214/11-BA618
- [11] Christen, J.A., Perez, E.S. A new robust statistical model for radiocarbon data // Radiocarbon. - 2010. - N 51. P. 1047-1059.
- [12] Kurina, I.V., Blyakharchuk, T.A. Rhizopod analysis in the peat-lake sediments of the mountain mire “Bezrybniye” in the south of middle Siberia // Protistology. – 1916. - N10 (2). – P. 39.
- [13] Kurina, I. V. & Li, H. Why do testate amoebae optima related to water table depth vary? // Microbial Ecology. - 2019. - N 77. P. 37-55.
- [14] Moore, P.D., Web, J.A., Collinson, M.E. Pollen Analysis, second ed. - London, Blackwell Science Ltd. - 1991. - 216 p.

**ПОСТРОЕНИЕ СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОЕКЦИЙ ИЗМЕНЕНИЙ  
ПАРАМЕТРОВ КЛИМАТА В НЕКОТОРЫХ РЕГИОНАХ РОССИИ НА ОСНОВЕ  
ПАЛЕОАНАЛОГОВ**

**В.А. Ветров<sup>1</sup>, О.К. Борисова<sup>2</sup>, А.В. Панин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> ФГУГП «Гидроспецгеология», Москва, Россия, vetrov.igce@mail.ru

<sup>2</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo\_igras@mail.ru

**ULTRA-LONG-TERM PROJECTING OF CLIMATE CHANGE IN SOME REGIONS  
OF RUSSIA BASED ON PALEOANALOGS**

**V.A. Vetrov<sup>1</sup>, O.K. Borisova<sup>2</sup>, A.V. Panin<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> FSUGE "Gidrospetsgeologiya", Moscow, Russia

<sup>2</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Обоснование и оценка долговременной безопасности полигонов глубинного захоронения (ПГЗ) радиоактивных отходов (РАО), содержащих долгоживущие продукты переработки ядерного топлива с периодом полураспада в десятки тысяч лет (плутоний и др.) предполагают рассмотрение сценариев эволюции ПГЗ РАО, учитывающих геологические и климатические изменения со временем. Для оценки радиоактивного загрязнения подземных и поверхностных вод в районах расположения радиационно-опасных объектов используются геофильтрационная и геомиграционная модели геологической среды. Формирование гидрологических параметров, необходимых для расчетов по таким моделям, определяется, в основном, соотношением атмосферных осадков и испарения, которое, в свою очередь, зависит главным образом от температуры воздуха. В самом общем виде, прогнозирование долгосрочной эволюции полигонов опасных отходов, к каковым относятся ПГЗ РАО, должно опираться на долгосрочные проекции основных параметров климата – среднегодовых значений приповерхностной температуры и слоя осадков.

Задача настоящего исследования состояла в обосновании и построении долгосрочных проекций изменений средней годовой температуры воздуха и годового слоя осадков на период до 100 000 лет в трех районах расположения ПГЗ ЖРО вблизи городов Димитровград (Ульяновская область), Томск и Красноярск.

*Методология построения сверхдолгосрочных проекций параметров климата.* Изменения глобального климата в отдаленном будущем можно оценить лишь на основе достаточно полного и корректного учета влияющих на климат естественных и антропогенных факторов. Антропогенное влияние на климатическую систему вызвано ростом эмиссии климатически активных веществ (КАВ) в атмосферу. Прогнозы объемов антропогенных эмиссий парниковых газов (ПГ) и других КАВ в атмосферу, служащие входной информацией для климатических моделей, обладают высокой степенью неопределенности, обусловленной отсутствием надежных долгосрочных прогнозов мирового социально-экономического развития. В этих обстоятельствах возможна лишь «перспективная оценка», или «проекция» (projection), – условный прогноз при определенных сценариях будущего, в рамках которых происходит изменение прогнозируемой переменной [12].

С учетом вышеизложенного, перспективные оценки (проекции) среднегодовых многолетних значений приповерхностной температуры и слоя осадков в рассматриваемых трех районах ПГЗ на период до 100 000 лет выполняются нами при следующих условиях:

- Динамика во времени (временной тренд, проекция) параметра климата определяется как сумма естественного тренда и проекций антропогенных изменений, рассчитанных для вероятных сценариев будущего социально-экономического развития.

- Основные параметры климата – среднегодовая температура и среднегодовое количество осадков – оцениваются на сверхдолгосрочную перспективу для районов расположения ПГЗ РАО вблизи городов Димитровград, Томск и Красноярск в радиусе несколько сотен километров вокруг каждого объекта. Такой масштаб для региональных климатических построений определяется разрешающей способностью реконструкций

температуры и осадков для основных климатических фаз последнего межледниково-ледникового макроцикла и современного межледниковья [3, 13, 16 и др.].

• В связи со значительной неопределенностью естественных трендов и расхождениями траекторий концентраций КАВ, результатом проектирования будет диапазон значений параметра между траекториями максимальных и минимальных значений перспективных оценок.

С учетом принятых условий, алгоритм перспективных оценок параметров климата в каждом рассматриваемом районе имеет следующие этапы:

1) Выбор сценариев и проектирование антропогенных изменений глобальной приповерхностной температуры в средних широтах северного полушария.

2) Оценка естественных региональных (для каждого объекта) трендов изменений приповерхностной температуры и осадков.

3) Построение сверхдолгосрочных проекций общих трендов приповерхностной температуры и осадков в каждом регионе как суммы естественного и антропогенного трендов.

*Проекция антропогенного изменения температуры и осадков до горизонта 1000 лет* были рассчитаны авторами [5] на основе выводов Пятого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), согласно которым приземная температура воздуха в течение XXI века будет возрастать при всех рассмотренных сценариях выбросов КАВ. Изменения количества осадков при глобальном потеплении будут неоднородными [10]. Сценарии антропогенного изменения приповерхностной температуры в средних широтах северного полушария после 2100 года в работе [5] были построены на основе консервативного подхода к проектированию антропогенного влияния на глобальную температуру, при котором к концу тысячелетнего периода (2100-3100 гг.) вкладом антропогенной составляющей в естественные вариации глобальной температуры и в естественные отклонения количества осадков от современного уровня можно пренебречь.

*Проекция антропогенного изменения температуры и осадков до горизонта 100 000 лет* нами строились в те же три этапа, что и при решении предыдущей задачи на горизонт 1000 лет: 1) выбор сценариев и проектирование антропогенных изменений температуры и осадков; 2) оценка естественных трендов изменения этих параметров; 3) построение проекции суммы естественного тренда и антропогенных изменений [4]. При полном отсутствии каких-либо научных гипотез и сценариев социально-экономического развития человечества в сверхдальней перспективе (за горизонт 1000 лет) можно допустить два крайних варианта развития:

1) «Оптимистический» сценарий: Человеческое общество обретет полный контроль над техногенным влиянием на климат. Это случится при вступлении человечества в эпоху IV по Н.Ф. Реймерсу: «Технология с абсолютными экологическими ограничениями..., приоритет охраны природы и жизненной среды, ... доминанта выживания человечества» [11].

2) «Пессимистический» сценарий: Загрязнение окружающей среды, включая неконтролируемый рост концентраций КАВ в атмосфере, достаточно быстро (уже в XXII веке, согласно прогнозам по мировым моделям [15]) приведет к коллапсу и катастрофе глобальной экономики и социально-экономической системы.

В обоих случаях антропогенное влияние на климат сведется к нулю, и наша задача сводится к построению проекций естественных, без антропогенной составляющей, изменений параметров регионального климата (температуры и осадков) на период до 100 000 лет на основе реконструкций по палеоклиматическим данным [4].

*Прогнозные оценки естественных изменений основных параметров климата (температура и осадки) на период до 100 000 лет* основывались на изучении динамики климатов Земли в прошлом. Основные методы количественных палеоклиматических реконструкций для суши базируются на палинологических данных, т. е. на результатах анализа состава пыльцы в отложениях («пыльцевых спектров» – ПС) [7]. К настоящему

времени статистические методы позволяют проследить изменения основных климатических показателей во времени и определить состояние климата для ряда временных срезов голоцена, главным образом в умеренных широтах Северного полушария. Для реконструкций климатических условий позднего плейстоцена применяются главным образом палеофлористические методы, основанные на связях конкретных видов растений с климатом [6]. Реконструкции для суши Северного полушария в оптимум (наиболее теплый период) последнего межледниковья были дополнены определениями палеотемператур поверхности Мирового океана, полученными на основании фауны фораминифер [13, 14]. Ценным источником палеоклиматической информации является изучение содержаний тяжелого изотопа кислорода ( $^{18}\text{O}$ ) и дейтерия ( $^2\text{H}$ , D) по ледяным кернам из Антарктиды и Гренландии [9].

По имеющимся палеогеографическим данным, начиная с позднего эоцена (более 40 млн. л. н.) происходило направленное похолодание [2], на фоне которого развивались циклические макроклиматические колебания. Большая часть каждого климатического макроцикла приходилась на переходные этапы от межледниковья к плинiglациалу и от него – к следующему межледниковью. Последний климатический макроцикл (~130-11,5 тыс. л. н.), состоявший из межледниковья и ледниковой эпохи позднего неоплейстоцена, был вполне типичным по основным трендам, структуре, амплитудам и скоростям развития климатических колебаний. Период с наиболее низкими температурами (глобальный максимум последнего оледенения – LGM) завершился с началом позднеледникового потепления 15,5-17 тыс. л. н. На общем фоне потепления выделялись осцилляции второго порядка продолжительностью в несколько сотен лет, из которых наиболее ярко была выражена заключительная холодная стадия оледенения – т. наз. *поздний дриас*. Современное межледниковье (голоцен) начинается с собой новый межледниково-ледниковый макроцикл. Оптимум голоцена был пройден 7-6,5 тыс. л. н.

Общий подход к прогнозным оценкам естественной динамики температуры и осадков в региональном масштабе был основан на реконструкциях основных климатических показателей в оптимумы последнего межледниковья и голоцена для Северного полушария. Расчеты показали, что в оптимум голоцена среднеглобальная температура превышала современную приблизительно на  $0,7^\circ\text{C}$ , а в оптимум последнего межледниковья – на  $1,7^\circ\text{C}$  [8]. С учетом прогнозируемого развития глобального потепления оптимум последнего межледниковья может служить палеоаналогом для последних десятилетий XXI века. Количественные палеоклиматические реконструкции были проведены также для максимума последнего оледенения [13, 16] и для стадии позднего дриаса [1]. В основу разработки долгосрочных сценариев развития климатических изменений для разных регионов были положены данные о географической неравномерности в распределении отклонений среднегодовой температуры воздуха и годовой суммы осадков от современного уровня в наиболее значительные потепления и похолодания прошлого.

При построении проекций трендов температуры и осадков на отдаленную перспективу рассматривались два сценария: *сценарий I* – стабилизация и плавное снижение температуры в случае, если возобладает естественная направленность климатических изменений и произойдет ускорение похолодания на переходном этапе к новой ледниковой эпохе; *сценарий II* – переход к быстрому похолоданию, аналогичному стадии позднего дриаса, под воздействием резкого потепления и таяния материковых льдов, затем новое потепление и стабилизация на более высоком термическом уровне, подобном «супермежледниковью» среднего плейстоцена. Реконструкции изменений климата и исследования характерной продолжительности и структуры межледниково-ледниковых макроциклов за последние 850 тыс. лет показывают, что наиболее близким палеоаналогом современного межледниковья (голоцена) является «последнее» межледниковье (около 130-117 тыс. л. н.). Основываясь на длительности этого межледниковья и палеоклиматических реконструкциях для него, мы считаем развитие климатических изменений в будущем по сценарию I более вероятным, чем развитие по сценарию II. В отличие от амплитуд прогнозируемых климатических колебаний, время наступления и завершения конкретных фаз потепления/похолодания разных порядков в долгосрочной перспективе невозможно предсказать даже приблизительно.

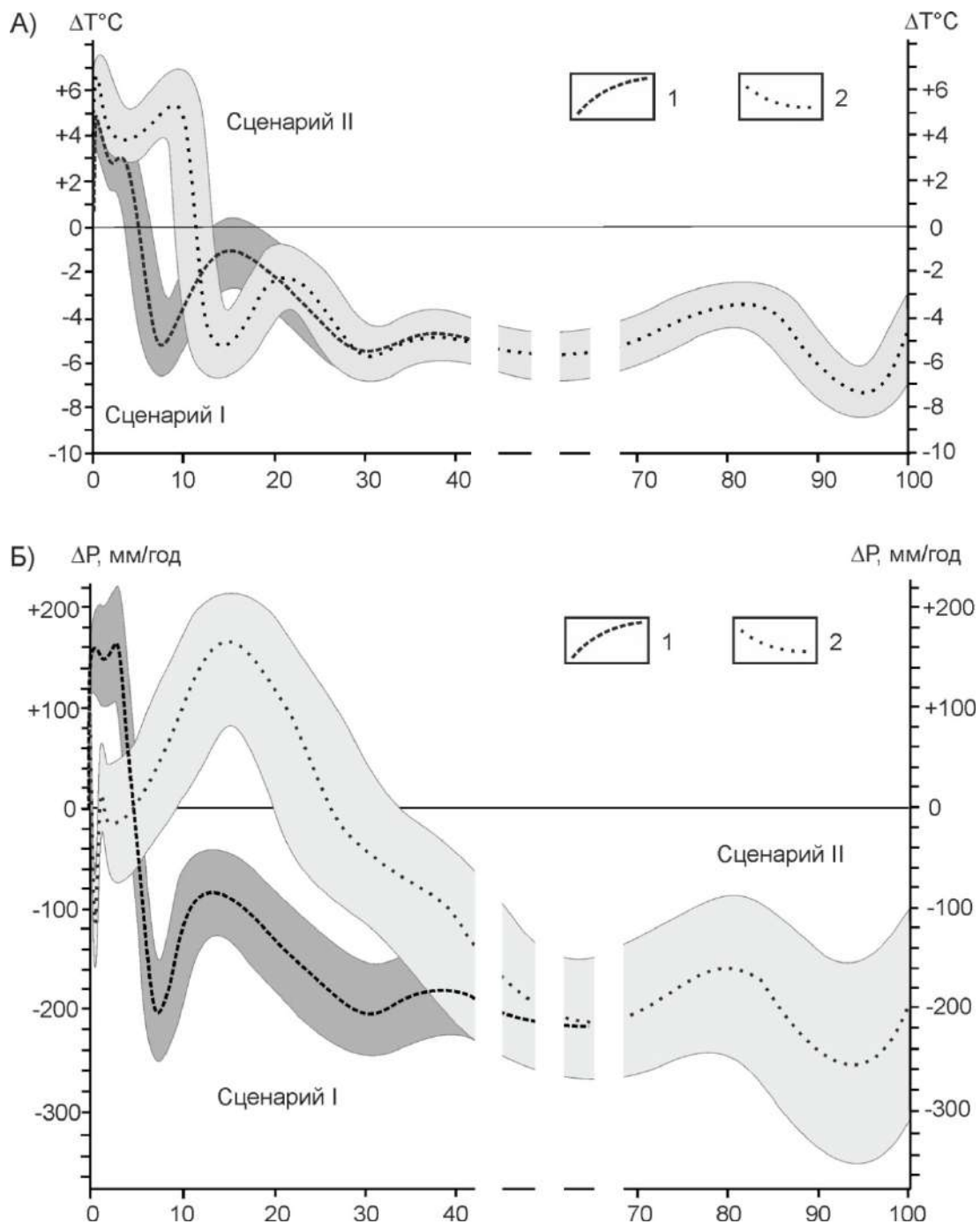


Рис. 1. Вероятные изменения среднегодовой температуры воздуха (А) и годовой суммы осадков (Б) в районе Димитровграда в отклонениях от современных величин: проекции на 100 000 лет. Заливкой показаны вероятные пределы короткопериодных колебаний среднегодовой температуры и суммы осадков второго и более высоких порядков, проявляющихся на фоне основных трендов.

Сверхдолгосрочные проекции изменений температуры и осадков на период до 100 000 лет в районах городов Димитровград, Томск и Красноярск были выполнены в соответствии с описанной выше методикой.

Согласно сценарию I, в районе Димитровграда отклонения среднегодовой температуры от современной в ближайшие десятилетия составят  $+2^{\circ}\text{C}$  и в конце XXI в.  $+4^{\circ}\text{C}$ . В случае развития по сценарию II, после похолодания длительностью 700-800 лет температура в этом районе вновь достигнет современного уровня (рис. 1А). В случае быстрого восстановления естественного тренда климатических изменений, свойственного постоптимальной фазе голоцена (сценарий I), в этом регионе будет прослеживаться слабая тенденция к увеличению

осадков, а по сценарию II сумма осадков сократится к концу тысячелетия на 100-120 мм. Основные различия сценариев I и II связаны с предполагаемой длительностью современного межледниковья. По сценарию I (современное межледниковье подобно предшествующему, длившемуся 13-15 тыс. лет), ускорение похолодания при переходе к следующей ледниковой эпохе начнется уже через 3-4 тыс. лет при медленном росте слоя осадков. Если же современное межледниковье по длительности будет подобным «супермежледниковью» среднего плейстоцена (сценарий II), то после похолодания, аналогичного стадии позднего дриаса, в течение ближайших 10 000 лет температура будет медленно повышаться и в этом районе превысит современную на 6°C. При кратком похолодании сумма осадков резко сократится, но при последующем потеплении восстановится и будет медленно возрастать на всем протяжении длительного межледниковья (рис. 1Б). По обоим сценариям при переходе к следующей ледниковой эпохе одновременно с похолоданием в районе Димитровграда произойдет значительное сокращение количества осадков. Через 85-90 тыс. лет предполагаемое понижение среднегодовой температуры воздуха в этом районе составит 7-8°C, а сокращение количества осадков – 250-300 мм в год.

Прогнозируемые на длительную перспективу изменения среднегодовой температуры воздуха и слоя осадков в районах Томска и Красноярска сходны в основных чертах с проекцией, построенной для района Димитровграда. При наступлении фазы максимального похолодания следующего оледенения в этих регионах температура понизится на 6-8°C, а слой осадков сократится на 150-350 мм в районе Томска и на 200-450 мм в районе Красноярска.

Список литературы:

- [1] Борисова О.К. Климат позднего дриаса внетропической области Северного полушария // Известия АН СССР. Серия геогр. – 1990. – № 3. – С. 66–74.
- [2] Величко А.А., Борисова О.К., Светлицкая Т.В. Климат безледной Земли (количественные реконструкции для оптимума эоцена) // Известия РАН. Сер. геогр. – 1995. – № 1. – С. 31–42.
- [3] Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К., Грибченко Ю.Н., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Известия РАН. Сер. геогр. – 2004. – № 1. – С. 7–25.
- [4] Ветров В.А., Борисова О.К. Подходы к оценке основных параметров регионального климата на длительную перспективу (сотни и тысячи лет) // Пути эволюционной географии: Материалы Всеросс. научной конф., посвященной памяти проф. А.А. Величко (Москва, 23-25 ноября 2016 г.) – М.: Институт географии РАН, – 2016. – С. 450–455.
- [5] Ветров В.А., Борисова О.К., Величко А.А. Опыт перспективной оценки основных параметров регионального климата до 3000 года // Метеорология и гидрология. № 5. 2016. С. 12–31.
- [6] Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. – М.: Наука, – 1969. – С. 57–70.
- [7] Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестник МГУ. Сер. 5, геогр. – 1976. – № 2. – С. 92–98.
- [8] Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления (ретроспективный анализ и сценарии) / Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, – 2010. – 220 с.
- [9] Котляков В.М., Лориус К. Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины на станции Восток в Антарктиде // Известия РАН. Сер. геогр. 2000. № 1. С. 7–19.
- [10] МГЭИК, 2014: Изменение климата, 2014 г.: Обобщающий доклад. Вклад Рабочих групп I, II и III в Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата [Р.К. Пачаури и Л.А. Мейер (ред.)] // МГЭИК, Женева, Швейцария, – 163 с.
- [11] Реймерс Н.Ф. Надежды на выживание человечества. Концептуальная экология. М.: Изд. центр «Россия молодая», – 1992. – 363с.
- [12] Семенов С.М. Парниковые газы и современный климат Земли // М.: Изд. центр «Метеорология и гидрология», – 2004. – 175 с.
- [13] Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere (Late Pleistocene – Holocene) / Frenzel B., Pecsì M., Velichko A.A. (Eds). Budapest: Geographical Research Institute; Stuttgart: Gustav Fisher Verlag, – 1992. – 153 p.

[14] Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G. et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record // *Milankovitch and Climate, Part 1. NATO ASI Series C*, 126. Dordrecht: D. Reidel, – 1984. – P. 269–305.

[15] Meadows D.H., Randers J., Meadows D.L. Limits to Growth. The 30-Year Update. – White River Junction, Vermont: Chelsey Green Publ. Company, – 2002. // Русское издание: Донелла Медоуз, Йорген Рандерс, Деннис Медоуз. Пределы роста. 30 лет спустя. – М.: ИКЦ «Академкнига», – 2007. – 342с.

[16] Tarasov P.E., Peyron O., Guiot J., et al. Last Glacial Maximum climate of the former Soviet Union and Mongolia reconstructed from pollen and plant macrofossil data // *Climate Dynamics*. – 1999. – Vol. 15. – P. 227–240.

---

## РЕЧНОЙ СТОК ВОЛГИ В ТЕПЛЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЭПОХИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО, В ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И СЦЕНАРНОГО БУДУЩЕГО

А.Г. Георгиади, И.П. Милюкова

Институт географии РАН, Москва, Россия, georgiadi@igras.ru

## VOLGA RIVER RUNOFF IN THE WARM CLIMATIC EPOCHS OF THE GEOLOGICAL PAST, IN THE PERIOD OF INSTRUMENTAL OBSERVATIONS AND THE SCENARIO FUTURE

A.G. Georgiadi, I.P. Milyukova

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

### Введение

Более 40 лет назад была высказана идея об использовании прошлых геологических эпох в качестве аналогов будущих состояний природных систем и, прежде всего климата [1]. С тех пор это направление интенсивно развивается и в последнее двадцатилетие, наряду с традиционными методами реконструкции климата, все более активно применяются климатические модели [12, 19]. В течение уже многих лет выполняется международная программа сравнения результатов модельных палеорекоstructions климата (Paleoclimate Modeling Intercomparison Project-PIMP), которая составляет часть международной программы исследования глобальных изменений в прошлом (Past Global Changes – PAGES). Вместе с тем, традиционные методы реконструкции палеоклимата [14, 16], по-прежнему широко используются как на глобальном, так и на региональном уровнях. На наш взгляд, одновременное развитие этих направлений и сопоставление их результатов является важнейшим условием дальнейшего развития методов реконструкции климата прошлого.

Уже более тридцати лет результаты палеоклиматических реконструкций используются для восстановления речного стока прошлых геологических эпох на глобальном, континентальном и региональном уровнях [2–4, 7–11, 14, 16, 17 и др.]. Был разработан целый ряд методов гидрологических реконструкций, начиная с достаточно простых зональных зависимостей годового стока от климатических элементов [14, 16], до более сложных воднобалансовых моделей с декадным [11, 15] и месячным разрешением [8, 9], и заканчивая моделями общей циркуляции атмосферы, в которых речной сток рассчитывался как остаточный член по разности между смоделированными атмосферными осадками и испарением [12].

В данной статье рассматриваются результаты оценки изменений речного стока Волги в условиях Микулинского межледниковья, позднеатлантического оптимума голоцена, современного и сценарного глобального потепления.

### Модель месячного водного баланса ИГ РАН

Для получения оценок аномалий среднемноголетнего речного стока и других составляющих водного баланса в пределах крупных речных бассейнов авторами в условиях геологического прошлого и сценарного будущего была разработана и использована модель формирования месячного водного баланса равнинных водосборов. Воднобалансовые расчеты проводятся в пределах равномерной сетки ячеек, на которую разбивается речной



водосбор, охватывающих слой почвогрунтов, включающий горизонт подземных вод активного водообмена, характерный для средних по размеру речных водосборов. В пределах таких ячеек рассчитываются основные составляющие водного баланса, в том числе сток, формирующийся на поверхности и в подповерхностном слое, и сток из зоны активного водообмена, на основе чего определяется суммарный сток из ячейки.

Речной сток, температура воздуха, атмосферные осадки задаются для каждой из ячеек. Расчеты проводятся по квазисуткам [5, 7-9, 21], т.е. среднемесячные значения температуры воздуха и атмосферных осадков интерполируются по суткам в пределах каждого месяца, на основе использования разработанных алгоритмов, которые подробно изложены в [5].

#### **Данные палеоклиматических реконструкций**

Отклонения температуры воздуха и атмосферных осадков для Микулинского межледниковья были восстановлены на основе палеофлористических данных, исходя из метода, предложенного В.П. Гричуком [14]. Климатические характеристики оптимума голоцена восстанавливались на основе информационно-статистического метода, разработанного В.А. Климановым [14].

Гидрологические оценки для оптимума голоцена были получены для двух вариантов палеоклиматических реконструкций. В одном из них к рассчитанному по палинологическим данным отклонению климатической характеристики добавлялась статистическая ошибка (и полученное значение принималось за «максимальное отклонение» от современных значений климатической характеристики). В другом случае статистическая ошибка вычиталась из исходного отклонения и полученное значение определялось как «минимальное отклонение».

Данные о январских отклонениях распространялись на месяцы холодного полугодия (октябрь-март), а июльские - на месяцы теплого полугодия (апрель-сентябрь).

Модельные палеоклиматические реконструкции среднемесячных аномалий указанных выше климатических характеристик для каждого месяца среднемноголетнего года получены осреднением результатов восстановления, проведенного на 18 глобальных климатических моделях, включенных в программу RMIIP-II [19].

#### **Данные о сценарных модельных оценках изменений климата в XXI веке**

С 1990–2000 гг. для получения оценок гидрологических условий будущего климата достаточно широкое применение получили сценарные оценки глобальных климатических изменений, основанные на расчетах на моделях общей циркуляции атмосферы и океана [5, 6]. Под климатическим сценарием, следуя определению Межправительственной Группы Экспертов по Изменению Климата (МГЭИК-IPCC), понимается правдоподобная (или вероятная) эволюция климата в будущем, согласующаяся со сценариями эмиссий парниковых газов и других атмосферных примесей. Соответственно, под сценарием изменения климата подразумевается разница между климатическим сценарием и современным состоянием климата. Были использованы сценарии международного проекта сравнения климатических моделей CMIP3-Coupled Model Intercomparison Project 3 [20].

В качестве климатических сценариев использованы группы сценариев с наиболее (A2) и наименее (B1) интенсивным ростом среднеглобальной среднегодовой температуры воздуха.

Оценки климатических изменений основывались на данных о модельных значениях современных (осредненных для периода 1960-1990 гг.) и сценарных (осредненных для периодов 2010–2039 гг., которые условно отнесены к 2025 г.) среднемесячных значениях температуры воздуха и атмосферных осадков и дельтах между ними. При этом для расчетов по результатам проекта CMIP3 использовался ансамбль из 10 моделей (из более, чем 20 моделей, включенных в этот проект). Они были отобраны А.В. Кисловым с соавторами [13] на основе сравнения современного модельного и наблюдаемого климата для территории Русской равнины. Среднеансамблевые сценарии изменений среднемесячных значений температуры воздуха и атмосферных осадков по каждой из групп выбранных контрастных сценариев были получены на основе осреднения данных, полученных на каждой из климатических моделей, входящих в указанные группы сценариев.

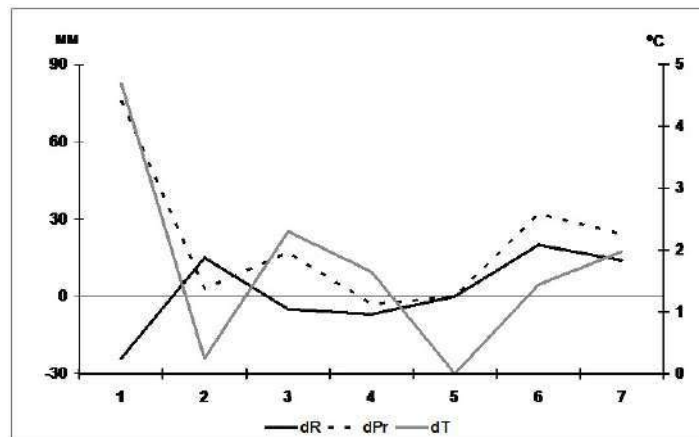


Рис. 1. Отклонения средних многолетних средних годовых гидроклиматических характеристик (речного стока – dR (мм), атмосферных осадков – dPr (мм) и температуры воздуха – dT (°C) от современных их значений для теплых эпох прошлого и будущего для бассейна Волги. На оси абсцисс: 1 – Микулинское межледниковье, 2 – оптимум голоцена по РМIP-II, 3 – оптимум голоцена по [14] при максимальных отклонениях Pr и T, 4 – оптимум голоцена по [14] при минимальных отклонениях Pr и T, 5 – современный уровень, принятый за ноль отсчета, 6 – по сценарию A2 для 2025 г., 7 – по сценарию B1 для 2025 г.

### Изменения температуры воздуха и атмосферных осадков

По масштабу изменений средней многолетней среднегодовой температуры воздуха, осредненной по бассейну Волги, рассматриваемые периоды располагаются в следующем порядке (рис. 1). По среднеансамблевым оценкам, полученным в рамках программы РМIP-II, оптимум голоцена был теплее современного периода (для которого среднебассейновая температура, составляющая 4°C, рассчитана на основе данных из [18] на 0.4°C, тогда как, если основываться на информационно-статистическом методе [14], положительная аномалия возрастает до 1.7–2.3°C [14]. Здесь и далее приведены аномалии для минимального и максимального вариантов палеоклиматических реконструкций [14]. Последние оценки согласно среднеансамблевым расчетам, проведенным в рамках программы Межправительственной Группы Экспертов по Изменению Климата (IPCC, 2007), весьма близки к уровню повышения температуры воздуха вероятному в первой трети текущего века (1.4–2°C). Здесь и далее первое значение относится к семейству сценариев A2 (наиболее интенсивное среднеглобальное потепление), второе – к семейству сценариев B1 (умеренное среднеглобальное потепление). Наиболее сильными изменениями характеризуется теплая эпоха Микулинского межледниковья (125 тыс. лет назад), когда отклонения достигали 4.7°C [14].

Изменения годовых среднебассейновых сумм осадков в бассейне Волги (современная сумма осадков, равная 590 мм, рассчитана на основе данных из [18]) менее выражены (рис. 1). Так, по результатам реконструкции, основанной на информационно-статистическом методе [14], отклонение годовой суммы атмосферных осадков от современных значений составляло от –3 мм до 17 мм [14], а согласно РМIP-II – 3 мм. Наибольшего роста осадки достигали в Микулинское межледниковье (76 мм). При сценарном потеплении возможен рост осадков на 32–24 мм в первой трети текущего века.

### Изменения речного стока

Полученная на модели месячного водного баланса оценка аномалии *годового стока* Волги (относительно среднемноголетних характеристик стока, рассчитанных для периода 1931–1980 гг. и принятых в настоящее время в качестве нормы) в оптимум голоцена, исходящая из модельной среднеансамблевой палеоклиматической реконструкции РМIP-II, составляет 9% от его современного значения (рис. 1). Тогда как расчеты изменений стока, выполненные на основе палеоклиматических реконструкций, основанных на палинологическом методе [14], показывают, что сток этого периода мог быть ниже современного на 3–4%. В первой трети текущего столетия вероятно повышение годового

стока Волги соответственно на 12 (сценарий А2) и 2% (сценарий В1). В условиях Микулинского межледниковья, исходя из традиционных палеорекоконструкций [14], сток Волги мог быть ниже современного на 14%.

В эпоху Микулинского межледниковья *внутригодовая структура стока* Волги кардинально отличалась от современной. Это связано, прежде всего, со значительно более теплыми (более чем на 8°C) зимними месяцами и сокращением периода с отрицательной температурой воздуха с пяти месяцев до трех. В результате волна половодья смещается на более ранний период, одновременно снижается ее высота при общем снижении стока за период половодья на 36%, более чем в два раза повышается сток в зимний период, и несколько растет летне-осенний сток.

В сценарных условиях первой трети текущего века (сценарии А2 и В1) вероятно существенно менее интенсивное повышение стока Волги в основные сезоны года: в половодье – на 17% (сценарий А2) и 4% (сценарий В1), зимой – на 6 и 15%, а летом-осенью – на 19 и 12%. При этом половодье может начинаться на месяц раньше без существенных изменений его формы. Исходя из палеоклиматических реконструкций, основанных на палинологическом методе, сток половодья в период оптимума голоцена мог быть на 3–4% ниже современного, тогда как зимой и в летне-осенний период он был выше современного, соответственно, на 19–30% и 8–6%. Исходя из модельных реконструкций палеоклимата (RMP-II), сток половодья мог превышать его современные значения на 23%, а в другие сезоны года он практически не отличался от современного.

#### **Изменение стока Волги в период современного глобального потепления**

За период современного глобального потепления (за начало которого принят 1980 г.) восстановленный (с исключенным антропогенным изменением) годовой сток Волги по сравнению с предшествующим ему периодом с относительно более холодным климатом (с 1930-х до 1980 гг.), так же как и в теплые климатические эпохи геологического прошлого и сценарного будущего, увеличился (на 8%). Сток половодья практически не изменился (повысился на 1.5%), тогда как наиболее заметно увеличился сток зимней межени (на 45%), что также характерно и для рассмотренных теплых эпох прошлого, в которые при этом масштаб изменений температуры воздуха и атмосферного увлажнения был иным. Так, среднегодовая температура воздуха в период современного глобального потепления была выше температуры базового периода на 1°C (что существенно ниже (кроме реконструкции RMP-II) по сравнению с рассмотренными теплыми эпохами), а годовая сумма атмосферных осадков в этот период была выше на 25 мм в сравнении с базовым периодом (что сопоставимо с их изменениями в Микулинское межледниковье, а также и с их сценарными изменениями).

*Работа выполнена в рамках Госзадания ИГ РАН и при поддержке гранта РФ. Методические основы были разработаны в рамках государственного задания № 0148-2019-007/AAAA-A19-119021990093-08 "Оценка физико-географических, гидрологических и биотических изменений окружающей среды и их последствий для создания основ устойчивого природопользования". Оценки аномалий речного стока в теплые эпохи получены в рамках гранта РФ № 20-17-00209 «Гидроэкологическое состояние центральной части Русской равнины в условиях изменений климата и хозяйственных преобразований».*

Список литературы:

- [1] Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А. Глобальные климатические катастрофы. – М.: Гидрометеиздат. – 1986. – 160 с.
- [2] Величко А.А., Беляев А.В., Георгиади А.Г., Климанов В.А. Реконструкция климатических условий и речного стока северного полушария в течение Микулинского межледниковья и голоцена // Водные ресурсы. – 1992. – №4. – С. 34-42.
- [3] Величко А.А., Климанов В.А., Беляев А.В. Реконструкция стока Волги и водного баланса Каспия в оптимумы Микулинского межледниковья и голоцена // Изв. РАН. Сер. геогр. – 1988. – №1. – С. 27-37.
- [4] Георгиади А.Г. Реконструкция речного стока на основе исторических и косвенных данных // Водные ресурсы. – 1992. – № 4. – С. 106-114.

- [5] Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Милюкова И.П., Кашутина Е.А., Барабанова Е.А. Современные и сценарные изменения речного стока в бассейнах крупнейших рек России. Часть 2. Бассейны рек Волги и Дона. – М.: Издательство «Макс Пресс». – 2014. – 214 с.
- [6] Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Милюкова И.П., Кислов А.В., Анисимов О.А., Барабанова Е.А., Кашутина Е.А., Бородин О.О. Сценарная оценка вероятных изменений речного стока в бассейнах крупнейших рек России. Часть 1. Бассейн реки Лены. – М.: Макс Пресс. – 2011. – 179 с.
- [7] Георгиади А.Г., Милюкова И.П. Масштабы гидрологических изменений в бассейне реки Волги при антропогенном потеплении климата. // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 2. – С. 72-79.
- [7] Георгиади А.Г., Милюкова И.П. Особенности гидрологических аномалий в бассейне р. Волги в теплые эпохи голоцена // Изв. РАН. Сер. геогр. – 2006. – № 6. – С. 112-120.
- [8] Георгиади А.Г., Милюкова И.П. Речной сток в бассейнах крупнейших рек южного склона Русской равнины в позднеатлантический оптимум // Изв. РАН. Сер. геогр. – 2007. – № 6. – С. 113-124.
- [9] Георгиади А.Г., Назаров Н.А. Изменение гидрологического цикла в центральной части Русской равнины в течение двух последних столетий // Изв. РАН, сер. геогр. – 1997. – № 3. – С. 41-51
- [10] Георгиевский В.Ю. Изменения стока рек России и водного баланса Каспийского моря под влиянием хозяйственной деятельности и глобального потепления. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. – Санкт-Петербург. – 2005. – 39 с.
- [11] Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. – М.: МАИК «Наука»/Интерпериодика. – 2001. – 351 с.
- [12] Кислов А.В., Евстигнеев В.М., Малхазова С.М. и др. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. – М.: Макс Пресс. – 2008. – 290 с.
- [13] Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен-голоцен. – М.: ГЕОС. – 2009. – 120 с.
- [14] Шикломанов И.А. Влияние антропогенных изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы. Глобальные изменения климата и их последствия для России. – М.: Минпромнауки России, – 2002. – С. 384-404.
- [15] Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene-Holocene. – Gustav Fesher Verlag, Stuttgart. Budapest. – 1992.
- [16] Georgiadi A.G. Reconstruction of river runoff based on natural proxy data // Climatic change in the historical and instrumental period. Brno: Mazaric University. – 1990. – P. 134-137.
- [17] Daily and Sub-daily Precipitation for the Former USSR. Version 1.0. National Climatic Data Center, Asheville, USA, – 2005.
- [18] Joussaume S. et al. Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) // Geophysical Research Letters. – 1999. – Vol. 26. – P. 859-862.
- [19] Meehl G.A., Covey C., Delworth T., Latif M., McAvaney B., Mitchell J.F. B., Stouffer R.J., Taylor K.E. The WCRP CMIP3 multi-model dataset: A new era in climate change research // Bulletin of the American Meteorological Society. – 2007. – No. 88. – P. 1383-1394.
- [20] Willmott C.J., Rowe C.M., Mintz Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle // Journal of Climatology. – 1985. – Vol. 5. – P. 589-606.
- [21] Wagner A., Lohmann G., Prange M. Arctic river discharge trends since 7 ka BP // Global and Planetary Change. – 2011. – Vol. 79. – P. 48-60.
-

**СОСТАВ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА  
РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ПОЧВ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ  
УСЛОВИЙ ИХ ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТИ****В.А. Голубцов<sup>1</sup>, Ю.В. Вантеева<sup>1</sup>, Н.Н. Воропай<sup>2</sup>**<sup>1</sup>Институт географии им. В.Б. Сочавы СОРАН, Иркутск, Россия, tea\_88@inbox.ru<sup>2</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия**STABLE CARBON ISOTOPIC COMPOSITION OF BULK ORGANIC MATTER IN  
UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE SOILS OF THE BAIKAL REGION AS PROXY OF  
SOIL HUMIDITY****V.A. Golubtsov<sup>1</sup>, Yu.V. Vanteeva<sup>1</sup>, N.N. Voropay<sup>2</sup>**<sup>1</sup>V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia<sup>2</sup>Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SBRAS, Tomsk, Russia

Состав стабильных изотопов углерода является значимым индикатором условий почвообразования как в настоящее время, так и в прошлом [3]. В основе этих представлений лежат различия в экологических нишах растений, формирующих органическое вещество почв и имеющих принципиально отличающиеся типы фотосинтеза [5, 6]. Около 80 % всех сосудистых растений используют С3 тип фотосинтеза, в ходе которого углерод, зафиксированный С3 растениями ( $\delta^{13}\text{C}$  варьируют от -22 до -35‰), значительно обедняется тяжелым  $^{13}\text{C}$  по сравнению с атмосферным углеродом ( $\delta^{13}\text{C}$  около -7 ‰). Основное отличие С4 фотосинтеза состоит в том, что дискриминация  $^{13}\text{CO}_2$  намного менее выражена ( $\delta^{13}\text{C}$  С4 растений от -11 до -17 ‰). Таким образом, С3 растения имеют конкурентные преимущества в условиях низкой температуры, высокой влажности и высокой концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере. В то же время, С4 растения имеют относительное преимущество в росте в условиях высокой температуры, засушливости и низкой концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере [6, 7, 9].

Значительная разница в условиях произрастания С3 и С4 растений в их изотопной подписи и значениях  $\delta^{13}\text{C}$  получаемого при их разложении органического вещества ( $\delta^{13}\text{C}$  которого находится в тесной зависимости от  $\delta^{13}\text{C}$  растительной биомассы) открывает широкие возможности для палеоэкологических исследований. Кроме этого, в пределах С3 фотосинтеза  $\delta^{13}\text{C}$  может заметно различаться у растений разных ярусов и жизненных форм в зависимости от доступности влаги, температуры и других факторов [6, 7, 9]. Поэтому анализ  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества почв широко используется в качестве метода индикации палеоэкологических и палеоклиматических изменений.

Одними из наименее изученных в отношении состава стабильных изотопов углерода органического вещества являются почвы Байкальского региона. Их формирование здесь протекает в неоднородных физико-географических условиях. Широкий диапазон факторов формирования почв дает возможность выявления важнейших из них, определяющих изотопный состав углерода органического вещества. Предлагаемая работа посвящена оценке variability состава стабильных изотопов углерода органического вещества почв региона в зависимости от их влагообеспеченности.

В качестве основных участков исследования выбраны Иркутско-Черемховская равнина, предгорья хр. Восточный Саян, Предбайкальская впадина, Приольхонье, северный макросклон хр. Хамар-Дабан, Селенгинское среднегорье и Юго-Восточное Забайкалье. Для оценки различий гидротермических условий на площадках исследования проведен расчет и анализ температуры воздуха, сумм атмосферных осадков за многолетний период (1979-2019 гг.) Рассмотрены климатические характеристики за отдельные месяцы, вегетационный период (май-сентябрь), фазу активной вегетации (июнь-август) и год в целом (рис. 1). В качестве исходной информации использованы суточные данные реанализа Era5 [11].

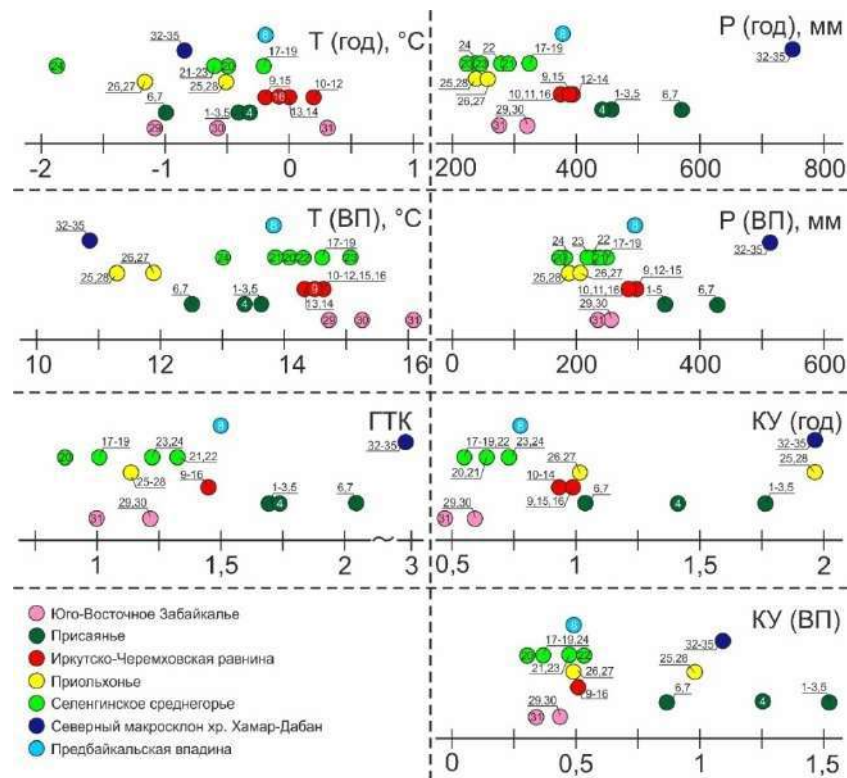


Рис. 1. Некоторые климатические характеристики исследуемой территории.

Наибольшими среднегодовыми температурами характеризуются участки на Иркутско-Черемховской равнине. Средние температуры вегетационного периода более высоки в степных ландшафтах Селенгинского среднегорья, Юго-Восточного Забайкалья и лесостепях Иркутско-Черемховской равнины. Суммы осадков как за год, так и вегетационный период максимальны в горно-таежных ландшафтах хр. Хамар-Дабан и предгорий Восточного Саяна. Коэффициент увлажнения (КУ) и гидротермический коэффициент (ГТК) закономерно растет в направлении от степных к лесостепным и далее к горно-таежным ландшафтам. Исключением здесь являются ландшафты, находящиеся в непосредственной близости от акватории оз. Байкал. Огромная водная масса вносит свои коррективы и несмотря на минимальное количество осадков, КУ оказывается сопоставим с хр. Хамар-Дабан (рис. 1).

Основным объектом данного исследования стало органическое вещество поверхностных (гумусовых) горизонтов почв, которое отражает актуальные биоклиматические условия их формирования [2]. В рамках данной работы приводятся результаты исследования 35 разрезов на территории Байкальского региона. Диапазон значений  $\delta^{13}\text{C}$  исследуемых почв укладывается в рамки от -29,9 до -23 ‰, что характерно для ландшафтов с преобладанием С3-растений. Анализ факторов фракционирования углерода позволяет предполагать, что процессы внутрипочвенного фракционирования углерода не играют ведущей роли в создании пространственных различий состава стабильных изотопов органического вещества почв Байкальского региона. Наблюдаемые вариации значений  $\delta^{13}\text{C}$  не связаны с изменением соотношений С3/С4 растений, а отражают влияние климатических факторов на дискриминацию  $^{13}\text{C}$  в ходе фотосинтеза С3-растений [1]. Одним из основных факторов, оказывающих влияние на эти процессы, является влагообеспеченность [4, 8].

С3-растения в условиях водного стресса для повышения эффективности использования влаги сокращают свои устьица. Снижение устьичной проводимости предотвращает потери воды и препятствует свободному доступу  $\text{CO}_2$  в ткани растений. Затруднение обмена  $\text{CO}_2$  между атмосферой и хлоропластами ведет к повышению значений  $\delta^{13}\text{C}$ , связанному с меньшей дискриминацией  $^{13}\text{C}$  основным ферментом фотосинтеза – Рубиско [10]. Таким образом, различия во влагообеспеченности ландшафтов могут приводить к различиям в дискриминации  $^{13}\text{C}$  растений, что сказывается на  $\delta^{13}\text{C}$  гумусовых горизонтов почв.

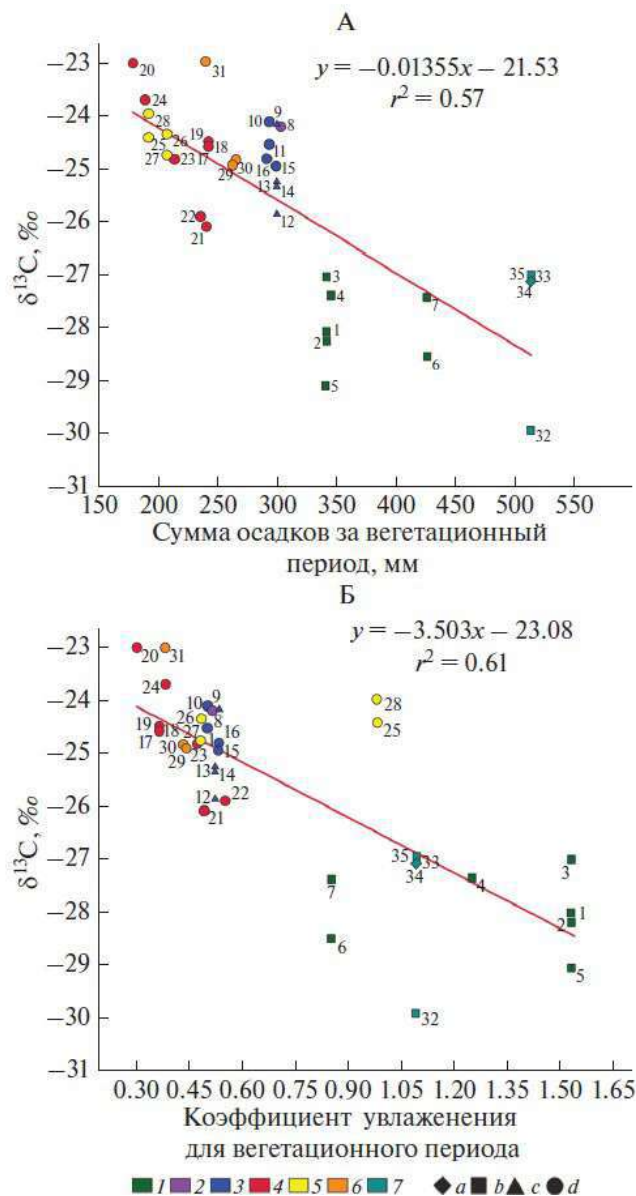


Рис. 2. Соотношение между значениями  $\delta^{13}\text{C}$  и суммой осадков (А) и корреляция значений  $\delta^{13}\text{C}$  в зависимости от коэффициента увлажнения (Б) за вегетационный период: 1 – предгорья хр. Восточный Саян; 2 – Предбайкальская впадина; 3 – Иркутско-Черемховская равнина; 4 – Селенгинское среднегорье; 5 – Приольхонье; 6 – юго-восточное Забайкалье; 7 – северный макросклон хр. Хамар-Дабан; а – горная тундра; б – горная тайга; с – подтайга; d – степь.

Для выявления факторов, оказывающих влияние на изотопный состав углерода органического вещества, выполнен парный и множественный линейный регрессионный анализ. Среди прочих факторов (абсолютная высота, средняя годовая температура воздуха, средняя температура воздуха за вегетационный период с мая по сентябрь, годовая сумма осадков, сумма осадков за вегетационный период с мая по сентябрь, КУ за год и за вегетационный период, ГТК по Селянинову за период активной вегетации) наиболее высокая корреляционная связь выявлена с показателями, характеризующими условия увлажнения территории (рис. 2).

Наименьшие значения  $\delta^{13}\text{C}$  характерны для ландшафтов с наибольшей влагообеспеченностью. Связь  $\delta^{13}\text{C}$  (y) с суммой осадков за вегетационный период (x) описывается уравнением:

$$y = -0,01355x - 21,53 \quad (1)$$

Полученная модель показывает, что при увеличении количества осадков в вегетационный период на каждые 100 мм в исследуемых почвах Байкальского региона значения  $\delta^{13}\text{C}$  будут уменьшаться на 1.35 ‰.

Самая высокая обратная корреляционная связь выявлена между  $\delta^{13}\text{C}$  и коэффициентом увлажнения Иванова за вегетационный период. Уравнение данной зависимости (2) имеет следующий вид:

$$y = -3,503x - 23,08 \quad (2)$$

Исходя из полученной модели можно сделать вывод, что 61% варьирования значений  $\delta^{13}\text{C}$  в гумусовом горизонте почв можно описать с помощью данного показателя. При этом при изменении коэффициента увлажнения на 1% от своего среднего значение  $\delta^{13}\text{C}$  в среднем изменится на 0,1 ‰. Связь с годовым коэффициентом увлажнения выражена гораздо слабее. Полученные данные по возможным изменениям изотопного состава органического вещества почв Байкальского региона хорошо сопоставимы с изотопными градиентами, наблюдающимися в прилегающих северных регионах Китая и Монголии [1, 8].

С учетом приведенных данных, нами была предпринята попытка реконструкции количества осадков теплого периода на протяжении формирования органического вещества разновременных почв (рис. 3).

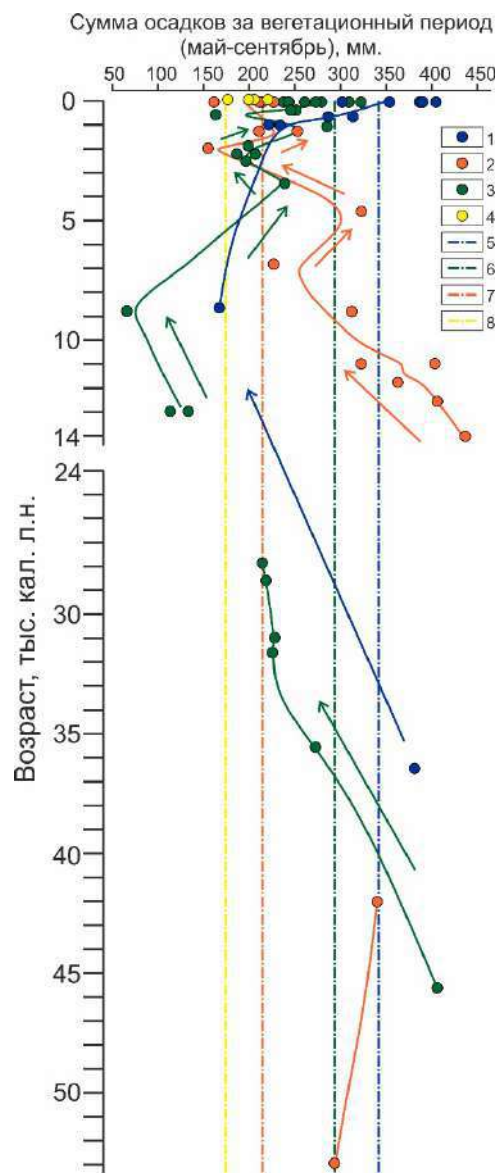


Рис. 3. Реконструированные на основании значений  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества почв суммы атмосферных осадков за вегетационный период.



Выявлено, что значения  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества современных почв довольно хорошо отражают уровень современного увлажнения. Для расчета количества осадков для палеопочв МИС-3 и позднеледниковья учтены значения уровня  $\text{CO}_2$  в атмосфере, характерные для данных временных промежутков. Выявлено, что наблюдаемые тенденции изменения увлажнения на различных территориях во многом сходны. Уровень увлажнения на ранних этапах МИС-3 был несколько выше современного. Позже он становится сопоставим с современным уровнем и в финале каргинского времени снижается по отношению к современности. Для голоцена минимальное увлажнение фиксируется в интервале 7-9 тыс. кал. л.н. Далее отмечается его рост с максимумом 4-5 тыс. кал. л.н., последующий спад в районе 2,5 тыс. кал. л.н. и новый рост, продолжавшийся вплоть до 1 тыс. кал. л.н. Дальнейший минимум уровня увлажнения фиксируется по отдельным территориям около 500 л.н. Затем наблюдается рост количества осадков до современных значений.

При в целом хорошей сходимости описываемых трендов, нельзя не заметить существенный уровень увлажнения, характерный для Селенгинского среднегорья в позднеледниковье и очень низкий уровень увлажнения этого времени в Верхнем Приангарье. В качестве одной из причин данного расхождения мы предполагаем обильные признаки криогенеза и связанного с ним гидроморфизма в исследуемых почвах Селенгинского среднегорья. Известно, что минерализация органического вещества насыщенных влагой мерзлых почв значительно замедлена по сравнению с почвами в хорошо аэрируемых условиях, что отражается, в частности, в облегченном изотопном составе углерода органического вещества таких почв [12].

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-04-00142).*

Список литературы:

- [1] Голубцов В.А., Вантеева Ю.В., Воропай Н.Н. Влияние влагообеспеченности на состав стабильных изотопов углерода органического вещества почв Байкальского региона // Почвоведение. – 2021. – № 10. – С. 1182-1194.
- [2] Иванов И.В. Гумусовый профиль почв. Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв.– Москва, ГЕОС, – 2015. – С. 110-118.
- [3] Моргун Е.Г., Ковда И.В., Рысков Я.Г., Олейник С.А. Возможности и проблемы использования методов геохимии стабильных изотопов углерода в почвенных исследованиях (обзор литературы) // Почвоведение. –2008. – № 3. – С. 299-310.
- [4] Basu S., Ghosh S., Sanyal P. Spatial heterogeneity in the relationship between precipitation and carbon isotopic discrimination in C3 plants: Inferences from a global compilation // Global and Planetary Change.– 2019.– Vol. 176.– P. 123–131.
- [5] Bowsher C., Steer M., Tobin A. Plant Biochemistry. NY: Garland Pub., – 2008. – 446 p.
- [6] Farquhar G.D., Ehleringer J.R., Hubick K.T. Carbon Isotope Discrimination and Photosynthesis // Annu. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol. – 1989. – Vol. 40. – P. 503-537.
- [7] O’Leary M.H. Carbon isotopes in photosynthesis // Bioscience.– 1988.– Vol. 38.– P. 328–336.
- [8] Rao Z., Guo W., Cao J., Shi F., Jiang H., Li C. Relationship between the stable carbon isotopic composition of modern plants and surface soils and climate: A global review // Earth-Sci. Rev. – 2017. – Vol. 165.– P. 110–119.
- [9] Sage R.F., Wedin D.A., Li M. The biogeography of C4 photosynthesis / C4 plant biology. San Diego, CA: Academic Press, – 1999. – P. 313-373.
- [10] Seibt U., Rajabi A., Griffiths H., Berry J. Carbon isotopes and water use efficiency: sense and sensitivity // Oecologia. – 2008. – Vol. 155. – P. 441-454.
- [11] Voropay N.N., Ryazanova A.A., Dyukarev E.A. High-resolution bias-corrected precipitation data over South Siberia, Russia // Atmospheric Research. – 2021. – Vol. 254. – P. 105528.
- [12] Zech M., Zech R., Glaser B. A 240,000-year stable carbon and nitrogen isotope record from a loess-like palaeosol sequence in the Tumara Valley, Northeast Siberia // Chemical Geology. – 2007. – Vol. 242. P. 307-318.

**ЛЕДНИКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГОРЫ ШАЛБУЗДАГ (ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ)****И.А. Идрисов<sup>1</sup>, А.Ш. Гусейнова<sup>1</sup>, Г.С. Джамирзоев<sup>2</sup>**<sup>1</sup> Институт геологии ДФИЦ РАН, Махачкала, Россия, idris\_gun@mail.ru<sup>2</sup> Заповедник Дагестанский, Махачкала, Россия**GLACIAL FORMATIONS OF THE SHLABUZDAG MOUNTAIN (EASTERN CAUCASUS)****I.A. Idrisov<sup>1</sup>, A.Sh. Guseinova<sup>1</sup>, G.S. Gamirzoev<sup>2</sup>**<sup>1</sup> Institute of Geology, DPRC RAS, Makhachkala, Russia<sup>2</sup> Natural State Reserve Dagestansky, Makhachkala, Russia

Район исследований представляет собой сложно построенную территорию [5], ограниченную с запада долинами р. Ахтычай и ее притоков, с севера долиной р. Самур. Детально исследована вершина Шалбуздага (4151 м), рекогносцировочно исследованы и примыкающие высокогорья Восточного Кавказа.

Для вершины Шалбуздага приводятся сведения о наличии крупного ледника. В работе К.И. Подозерского ([4], С. 51) приведено описание ледника на Шалбуздаге. В современных единицах получаем, что длина ледника достигала 1579 м, ширина верхней части достигала 512 м, площадь превышала 59 га. То есть ледник на Шалбуздаге в начале 20 в. был относительно крупным. В этой же работе приводятся сведения и о других ледниках прилегающего региона, что нашло отражение на карте 1936 г. В частности, сообщается о значительном леднике на южном склоне г. Базардюзю длиной более 1 км. Приводятся данные о значительном оледенении г. Шагдаг. В частности, выделяется ледник на западном фронте горы протяженностью около 1,8 км. Также сообщается о значительном полупокровном леднике непосредственно на вершине Шагдага и далее на восток-северо-восток площадью около 1 км<sup>2</sup>. Также сообщается о ряде ледников на северной периферии г. Базардюзю. Также сообщается о леднике на северо-восточном склоне г. Тфан протяженностью более 2 км. В литературе по оледенению Кавказа эти данные получили широкое распространение, в частности, по определению высоты снеговой линии, которая проводится для данного сектора Восточного Кавказа на отметках 3900-4000 м.

Анализ современных данных показывает, что к 2021 г. картина оледенения региона сильно изменилась. Сохранились лишь ледники на северном склоне г. Базардюзю. Южный склон горы полностью лишился льда. Возможно лишь в небольших карах сохранились фрагменты ледников. Вероятно, сохранилась часть ледника на г. Тфан. На западной периферии массива Шагдаг ледник растаял. Вместо него сформировался ряд озер, в том числе крупное озеро Тфан длиной более 200 м. Непосредственно на вершинной уплощенной части Шагдага (4243 м) единый ледник также распался на ряд фрагментов. Наглядно это видно при сравнении топографической карты (лист К39-19, материалы съемки 1951-1955 гг., обновлены в 1978г.) и космоснимка. Предварительный расчет площади ледника по карте 1955 г. дает значение около 245,0 га, однако к 2018г. ледник распался на ряд фрагментов, суммарная площадь которых составляет 32,1 га. То есть по этим данным за последние 100 лет площадь оледенения сократилась примерно в восемь (!) раз. В работе «Тающие горы Дагестана» [9] также приводятся данные по резкому сокращению площади оледенения на массиве Шагдаг. Там по топокарте 1955 г. приводится единый ледник Шагдаг площадью 160 га. На аэрофотоснимках 1965г. ледник разделился, и его площадь составила 108 га. На снимках 2014 г. общая площадь фрагментов составила 46 га. За период 2014-2018 гг. произошла значительная деградация западного фрагмента ледника (самого крупного из сохранившихся). Данный процесс, вероятно, активно развивается, и к концу 2021 г. площадь этих фрагментов снизилась еще больше. Сейчас мы оцениваем ее в пределах 20-25 га на всем массиве Шагдаг. В литературе также приводятся данные о быстрой дегляциации Восточного Кавказа [1, 6, 7]. На северном склоне гребня Базардюзю сохранился крупный очаг оледенения в виде ледника Тихицар, лежащего на северном склоне Водораздельного хребта и

спадающего на север в виде ряда языков. Ниже лежит погребенный ледник Муркар. Общая площадь оледенения в бассейне р. Усучай оценивается в 140 га [9], из них 104 га приходится на ледник Тихицар.

Анализ подобных данных позволил предположить, что высота снеговой линии в районе работ достигает 4100-4200 м.

#### **Методы исследований.**

Для изучения ледниковых форм на Шалбуздаге впервые для Кавказа использовался беспилотный летательный аппарат DJI Mavic 2 Enterprise с термальной камерой. Съёмки проводились в октябре 2020 г.

Возможности использования БПЛА, оборудованных термальной камерой, для изучения особенностей рельефа Дагестана ранее были опробованы нами для террас в различных частях Кавказа.

В качестве рабочей гипотезы мы предполагали, что на Шалбуздаге могли сохраниться фрагменты погребенных моренами ледников (глетчеров), частично аналогичных леднику Муркар. Мы предположили, что если в теле морены есть лед, то морена не будет сильно нагреваться, а также возможно наличие холодных точек (coldspots), связанных с просвечиванием открытого льда сквозь морену. Соответственно, будет четкий сигнал по температурной сигнатуре морен с погребенным льдом и морен без льда. Также мы предполагали, что на сложенном прочными известняками массиве Шалбуздаг ледниковые формы рельефа и отложения будут проявлены значительно ярче, чем в других частях высокогорий Восточного Кавказа, сложенных преимущественно аргиллитами.

#### **Полученные результаты.**

Выполненные нами исследования вершинной зоны Шалбуздага показали, что там широко развиты моренные отложения (рис. 1). В полном соответствии с описанием К.И. Подозерского [4], морена протягивается в целом к востоку от основной вершины Шалбуздага. Также совпали и размеры морены, ее примерная ширина и длина.



Рис. 1. Глетчер 2, западный фас Шалбуздага. Видимый спектр.

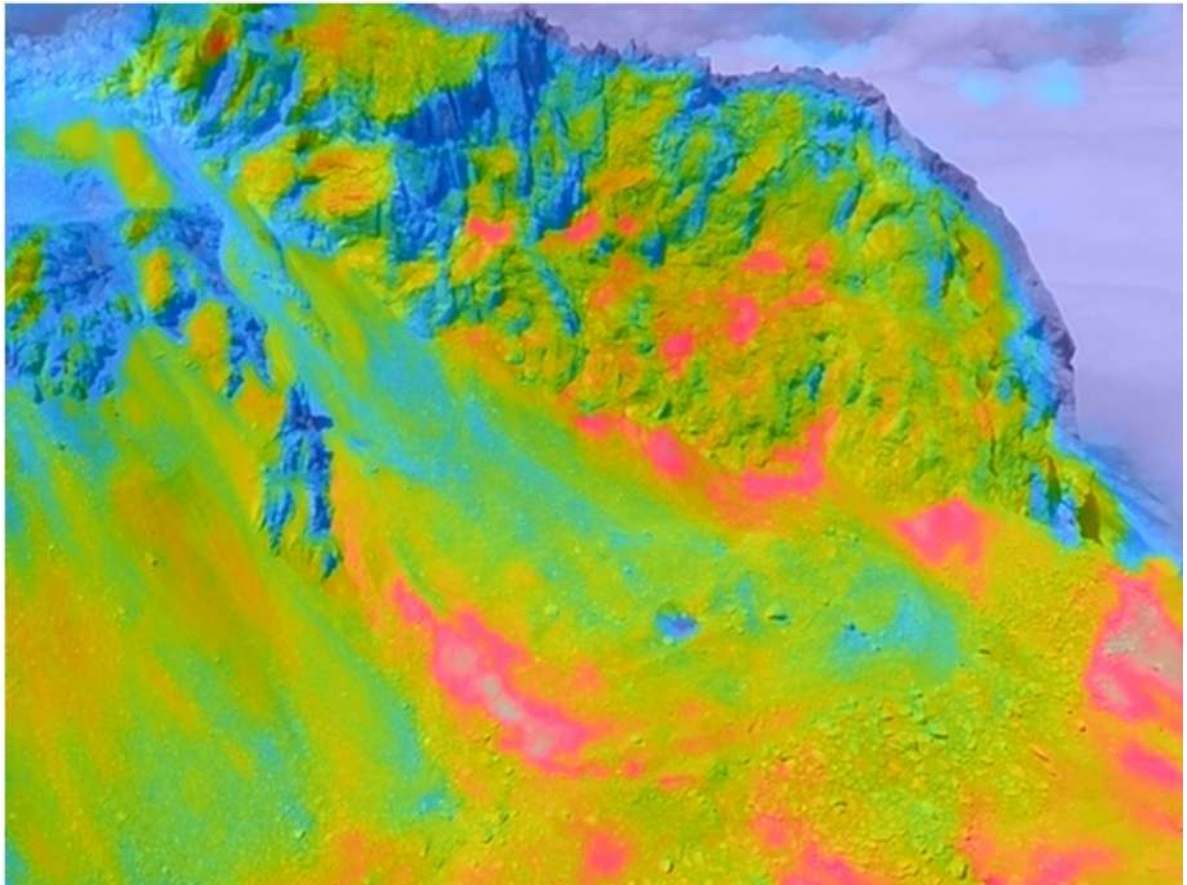


Рис. 2. Глетчер 2, западный фас Шалбуздага. Инфракрасный спектр.

При сравнении температурных сигнатур разных участков морен было установлено следующее. Для большей нижней части морены температура морены и прилегающих коренных скальных выходов схожая. Вероятно, что здесь в интервале высот 3750-3500 м (?) лед в морене отсутствует. Значительная протяженность морены, ее сложное строение и залегание ее на небольших высотах, вероятно, вплоть до перегиба рельефа на восточной периферии толщи известняков, позволяют предположить, что ледниковые процессы здесь в плейстоцене-голоцене развивались многократно. Кроме этой морены, также можно выделить как минимум одну, а вероятнее и две более ранние морены.

Также были обнаружены небольшие генерации морен на высотах 3750-3900 м. Заметно, что они образовались позже основной крупной морены и имеют размеры во много раз меньшие. Для этих небольших морен распределение температур было существенно иным. Распределение температур показано градициями цвета (рис. 2). Температурная шкала создается коптером автоматически с учетом максимальной и минимальной температуры в пределах снимка.

При анализе снимков четко отмечаются холодные пятна, часто сложной конфигурации, на поверхности морены. Мы идентифицируем их как охлаждающее влияние погребенного льда. При внимательном рассмотрении снимков было установлено, что на отдельных участках заметно просвечивание льда сквозь такие морены. Эти объекты могут диагностироваться как глетчеры. Можно четко выделить два глетчера, Г1 и Г2, и предварительно глетчер Г3, расположенный между ними (рис. 3).

На поверхности глетчера 2 находится один относительно крупный холодный участок диаметром порядка 20 м и ряд мелких увлажненных и холодных участков (рис. 2). Вероятно, это зоны близкого к поверхности залегания льда.

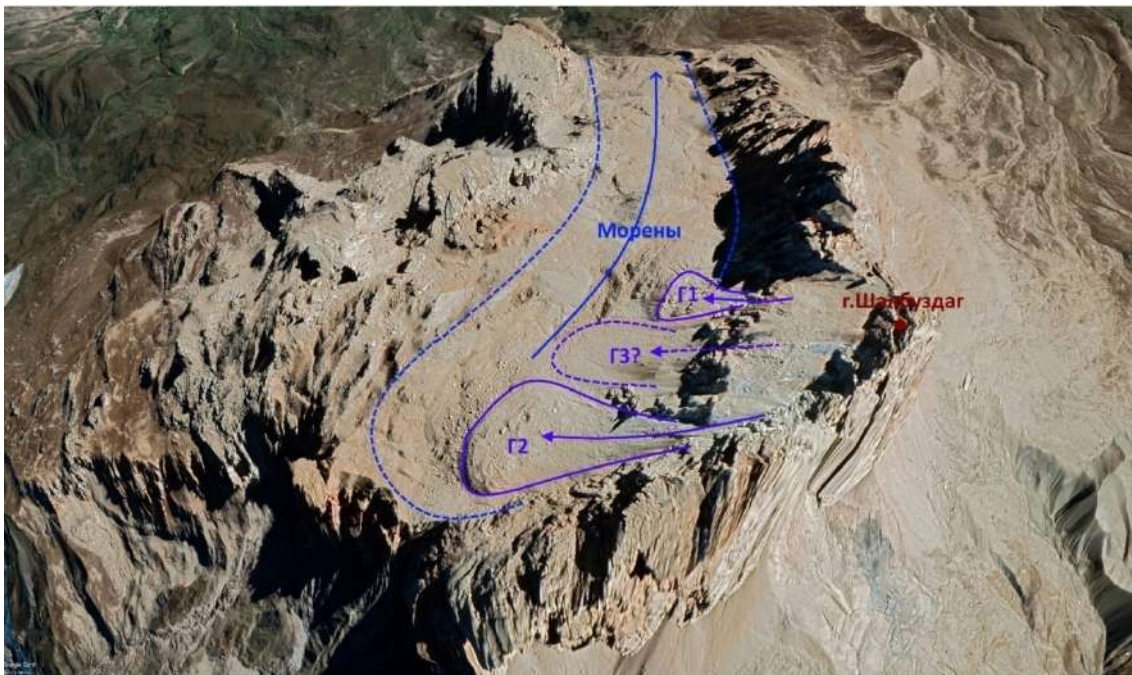


Рис. 3. Распространение морен на вершине Шалбуздаг.

Возраст развития последней генерации или генераций морен, содержащих лед, пока неизвестен. В частности, глетчер 2 имеет сложное строение, и его краевая часть состоит из нескольких концентрических форм (рис. 1 и 2), вероятно, краевых частей разных генераций. Использование термальных снимков фактически позволяет быстро и массово замерять плоскости ориентировки обломков различных морен, что крайне затруднительно при других способах исследования. Для Кавказа имеется множество работ по динамике оледенения с использованием различных методов изучения морен. Также имеются данные о прогрессивном снижении площади оледенения после максимума в середине 19 века. При этом снижение прерывалось рядом подвижек с увеличением площади ледников [7]. Данные по разным ледникам показывают существенно различную динамику [2, 3, 8 и др.]. Соответственно, для ледников Шалбуздага время таких подвижек может быть выяснено только по результатам детальных исследований.

Общая схема распространения морен на вершине Шалбуздаг по нашим данным приведена на рис. 3.

#### **Выводы**

К северо-востоку и особенно к востоку от наиболее высокой части Шалбуздага протягивается морена протяженностью до 1,8 км и шириной 0,2-0,4 км. Морена связана с ледниками 18-19 вв., хотя вероятен многократный генезис ледников в пределах данной ледниковой долины. Дистальная восточная часть морены сильно перемыта и диагностируется с трудом. Вероятно, краевая часть морены расположена на высотах 3300-3400 м. В целом она совпадает с крутым перегибом рельефа по периферии массива известняков верхней юры.

Широко развитая морена начала 20 в. подстилается минимум двумя разновозрастными генерациями морен, которые занимают в целом большую площадь.

Для привершинной части Шалбуздага выявлены три глетчера (полностью перекрытые моренами ледники) небольшого размера (первые сотни метров). Они образованы в стадии активизации накопления снежно-ледовых масс в 20 в.

Быстрый рост температуры и деградация оледенения в пределах исследованной территории ослабляют устойчивость моренных отложений и склонов в целом. Это может спровоцировать рост развития опасных природных процессов в регионе, включая развитие оползней и селей.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №19-29-05205.*

## Список литературы:

- [1] Атаев З.В. Современное оледенение Бишиней-Саладагского хребта (Восточный Кавказ) // Мониторинг. Наука и технологии. 2019. № 4 (42). С. 12-20.
- [2] Бушуева И.С., Соломина О.Н. Колебания ледника Кашкаташ в XVII-XXI вв. по картографическим, дендрохронологическим и лишенометрическим данным // Лёд и снег. 2012. Т. 52. № 2. С. 121-130.
- [3] Долгова Е.А., Мацковский В.В., Соломина О.Н., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф. Реконструкция баланса массы ледника Гарабаши (1800–2005 гг.) по дендрохронологическим данным // Лёд и снег. 2013. Т. 53. № 1. С. 34-42.
- [4] Записки Кавказского отдела Императорского русского географического общества. Книжка XXIX. Выпуск 1-а 3. Ледники Кавказского хребта. Подозерский К.И. Тифлис, 1911. 201с.
- [5] Идрисов И.А., Атаев З.В., Балгуев Т.Р. Геолого-геоморфологические условия высокогорного кластера проектируемого Самурского национального парка // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. 2017. №11 (4). С.34-43.
- [6] Лурье П.М., Панов В.Д. Изменение современного оледенения северного склона Большого Кавказа в XX в. и прогноз его деградации в XXI в. // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 68-76.
- [7] Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 429 с.
- [8] Соломина О.Н., Бушуева И.С., Кудерина Т.М., Мацковский В.В., Кудиков А.В. К голоценовой истории ледника Уллука // Лёд и снег. 2012. Т. 52. № 1. С. 85-94.
- [9] Тающие горы Дагестана. М.: Всемирный фонд дикой природы. 2016. 108 с.

## ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ТАМБОВСКОЙ РАВНИНЫ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ (ПО ДАННЫМ БИОГЕОХИМИИ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ)

**И.В. Ковалев**

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
kovalevmsu@mail.ru

## DYNAMICS OF THE NATURAL ENVIRONMENT OF THE TAMBOV PLAIN

**I.V. Kovalev**

Soil Science Faculty Moscow State University, Moscow, Russia

Палеоклиматическая реконструкция природной среды Тамбовской равнины во второй половине голоцена возможна на основе анализа свойств почв и культурных слоев педолитоциклитов. Впервые для почв Тамбовской области выполнено определение изотопного состава углерода гумуса и карбонатов и получены изотопные кривые, пригодные для сопоставления с изотопными кривыми для других регионов мира. Высокая чувствительность растений, а, следовательно, и изотопного отношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в их тканях, к колебаниям влажности и температуры воздуха, а также к концентрации углекислого газа в атмосфере, позволяет использовать данный параметр в качестве точного палеоклиматического индикатора [1]. Изотопный состав почвенного органического вещества идентичен таковому в растительных тканях или на 1 ‰ выше. Соответственно, чем выше влажность воздуха и меньше температуры, тем более «легкие» значения изотопного отношения обнаруживаются в почве. И, наоборот, чем более засухоустойчивая растительность формировала почвенное органическое вещество, тем более «тяжелые» значения  $\delta^{13}\text{C}$  свойственны органическим остаткам растений [2]. Таким образом, при интерпретации данных изотопного состава углерода органического вещества почв возможно рассмотрение различных климатических сценариев.

**Объекты исследования.** Исследованы 3 группы ландшафтов: 1) катены почв, вскрывающие ландшафты древних славянских городищ – Давыдовского, Никольского. Разрезы заложены на валах городищ, в днище оборонительных рвов, в зоне надолбов; на фоновых территориях центральной поймы и высоких террас Пощенья, на водоразделе. Всего 11 разрезов [2]; 2) хронокатена почв, заложённая в 30 км к югу от г. Тамбов на территории Тамбовского участка Белгородской засечной полосы неподалеу от д. Кузьмина Гать,

включающая 4 почвенных разреза – чернозем обыкновенный окультуренный на пашне (его распашка не прерывалась более 400 лет), чернозем обыкновенный 400-летнего возраста – на Тамбовском валу, лугово-черноземная почва – в днище рва у Тамбовского вала, чернозем выщелоченный, погребенный под Тамбовским валом; 3) в качестве фоновых разрезов были выбраны автоморфный чернозем оподзоленный под дубравой бывшей усадьбы Строгановых неподалеку от с. Никольское (Знаменский район), черноземно-луговая почва типичного гидроморфного ландшафта Тамбовской равнины – заповедной Матырской дубравы, чернозем обыкновенный и чернозем оподзоленный в районе с. Давыдово (Моршанский район).

**Методы исследования.** Изотопный состав углерода был измерен на масс-спектрометре Thermo-Finnigan Delta V Plus IRMS и элементном анализаторе Thermo Flash 1112. Очистка почвы от карбонатов путём разложения карбонатов парами концентрированной соляной кислоты – фумигирования почвы [4]. В качестве стандарта принят углерод ископаемого моллюска *Belemnite Americana* из слоев формации PD в Южной Калифорнии (обозначается как PDB, а в последнее время используют Венский вторичный состав, обозначаемый VPDB). Изотопный состав углерода выражается отношением  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  или относительной плотностью  $\delta^{13}\text{C}$ , которая равна:  $\delta^{13}\text{C}, \text{‰} = 1000 [(R_{\text{образца}}/R_{\text{стандарта}} - 1)]$ , где  $R = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ . Для стандарта PDB  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = 0,01125$ , а величина  $\delta^{13}\text{C} (\text{PDB}) = 0$ .

**Результаты и их обсуждение.** Катена почв в Никольском городище вскрыла чернозем оподзоленный со следами распашки верхнего гумусового горизонта около 150 лет назад (исходя из возраста дубравы) на третьей террасе и сложносоставной профиль на второй террасе, состоящий из трех частей: 1) профиля дневной аллювиальной почвы, сформированной в отвале породы; 2) культурного слоя, наложенного на профиль 3) аллювиальной серо-гумусовой почвы с ортзандом в нижней части.

Радиоуглеродный возраст почвы, сформированной на 3 террасе, составил  $1210 \pm 70$  лет (Ki-17410), что свидетельствует об эпохе интенсивного накопления аллювия и повышенного гидроморфизма перед 8-9 веками н.э. и соответствует глобальному влажному эпизоду в истории региона. Величины изотопных отношений также закономерно облегчаются - до -26,41 ‰ (рис. 1). Вероятно, этому периоду соответствуют отложения марганца и железа и формирование ортзанда в нижней части обсуждаемого разреза (под культурным слоем), маркируя уровень подъема грунтовых вод [2].

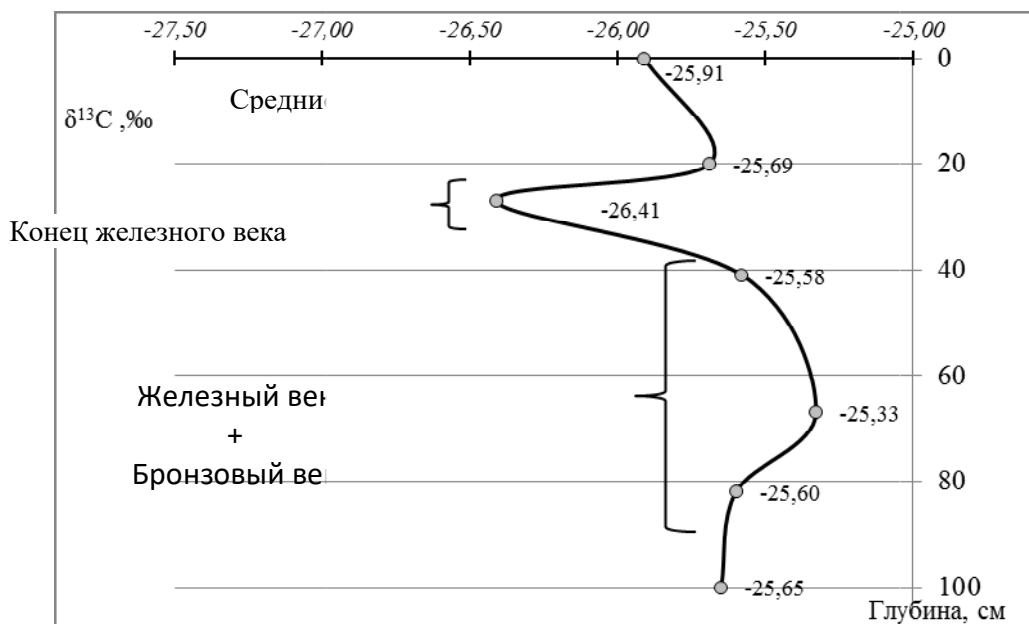


Рис. 1. Изотопная кривая разреза чернозема оподзоленного на третьей террасе р. Цна (Никольское городище).

В Давыдовском городище (рис. 2 а) в этот период, вероятно, облик ландшафтов вернулся в позднеголоценовое состояние, обводнив городище со всех сторон и обусловив

необходимость подсыпки городского вала [2]. В ландшафтах Никольского городища их освоение стало возможно лишь к началу средних веков. Интересно отметить, что результаты изотопного анализа в нижележащих под аллювием горизонтах (-25,5 – -25,3 ‰) разрезов почв, заложенных в Никольском городище, диагностируют эпоху сухого аридного климата железного века. В то же время возраст дневных гумусовых горизонтов на водоразделах составил 2500-2600 лет, то есть на водоразделах почвообразование с железного века до средневековья не прерывалось, лишь повышался или понижался уровень грунтовых вод, а в Поценье сохранились лишь городища на наиболее высоких гипсометрических отметках, что в условиях Тамбовской низменности – большая редкость. Древний человек в начале исторического времени в силу природных причин был вынужден перемещаться из пойм на водоразделы. Формирование мощных, устойчивых по времени средневековых культурных слоев говорит о длительном прерывании аллювиальных процессов в пределах речных долин в целом, и первой надпойменной террасы, к которой приурочено Никольское городище, в частности [2]. Величины изотопных отношений около -25,5 ‰ в органическом веществе, сформированном в средние века, свидетельствует о теплом и сухом климате эпохи. Последующий малый ледниковый период, напротив, отличался похолоданием, повышенным увлажнением почв и подъемом уровня почвенно-грунтовых вод и уреза воды в реке Цна, о чем можно судить по величинам  $\delta^{13}\text{C}$  вплоть до -27,2 ‰ в соответствующих слоях профиля (рис. 2 б). Действительно, культурный слой сформирован в толще солоды, а сверху перекрыт аллювиальным наносом с аллювиальной темно-гумусовой почвой [2]. Жизнь на низких надпойменных террасах в этот период вновь стала невозможной, верхние террасы заросли лесом. Расположение современной деревни Никольское в центральной пойме свидетельствует о снижении уровня грунтовой воды и уменьшении интенсивности паводков в последние 100 лет. Величина  $\delta^{13}\text{C}$  в современных дневных почвах повышается – до -25,8 – -26,4 ‰, не достигая средневековых отметок сухости климата.

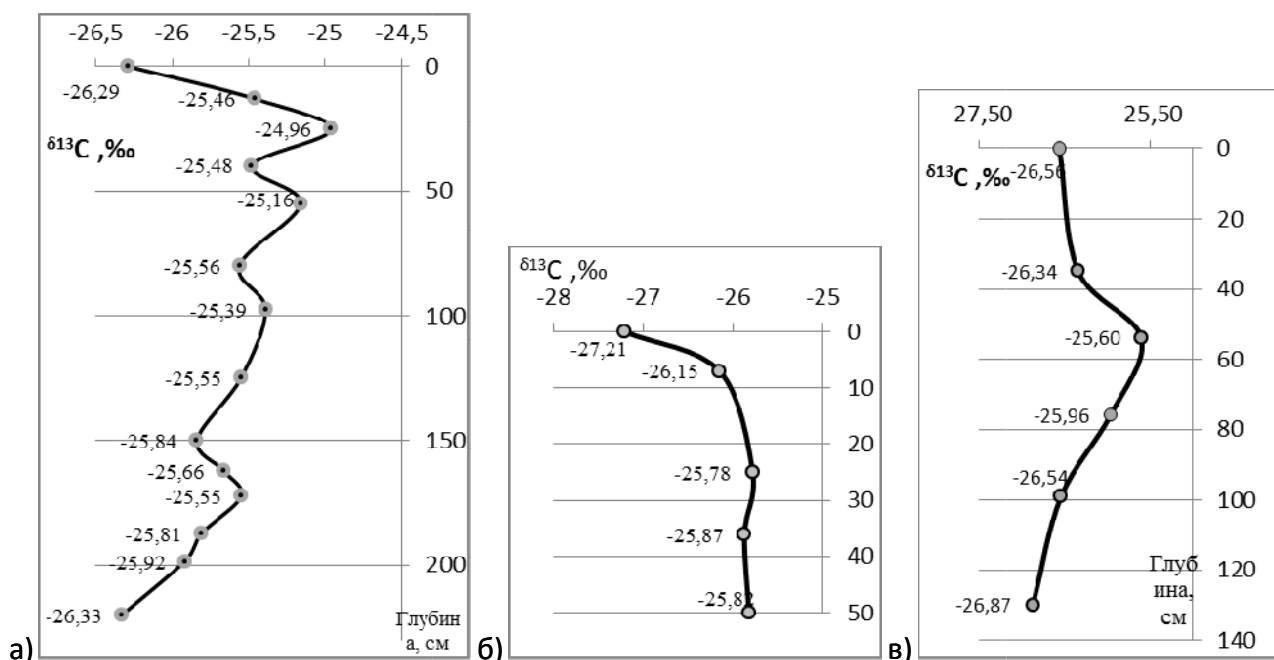


Рис. 2. Распределение  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) по профилю а) Давыдовского городища, б) аллювиально-луговой почве на первой надпойменной террасе, в) черноземно-луговой почвы типичного гидроморфного ландшафта Тамбовской равнины – заповедной Матырской дубравы.

Радиоуглеродный возраст нижней части гумусового профиля – 6220±100 ВР (Ki-8439). Таким образом, середина атлантического периода среднего голоцена на Тамбовщине – это длительный сначала умеренно холодный и влажный, а затем все более теплый и сухой



период стабилизации поверхности, понижения уровня грунтовых вод, ослабления процессов седиментогенеза, активного почвообразования и заселения речных долин человеком. Величины  $\delta^{13}\text{C}$  (-26 – -27 ‰) для аллювиальных песчаных отложений под культурным слоем (Рис. 2 б) маркируют наиболее влажный эпизод в истории изучаемых ландшафтов, сопоставимый лишь с эпохой, близкой к современности. Уровень грунтовых вод в этот период намного превосходил сегодняшние отметки [2]. Описанная аллювиальная луговая почва в результате последующей активизации паводкового и аллювиального процессов была перекрыта бурым пролювием (результат овражной эрозии), а также озерными глинами с пониженными величинами изотопного отношения (-25,8 ‰), фиксирующими усиление увлажнения климата, активизацию эрозионных процессов и паводковых явлений в пойме реки Серп на рубеже культур энеолита и бронзы [3]. В подобных условиях повышения уровня грунтовых вод балки были обводнены, реки усиленно меандрировали [3]. Таким образом, в речных долинах складывались неблагоприятные и для почвообразования, и для проживания условия. Хорошо развитая полнопрофильная почва, сформированная позже в отложенном в этот период суглинке, несет явные признаки осолодения (по морфологии и величинам кислотности почв диагностируется осолоделый горизонт) [2], то есть обнаруживает лугово-лесной генезис «куста» (типичного пониженного тамбовского ландшафта с близким уровнем грунтовой воды) (рис. 2 в). При этом климат эпохи бронзы оставался умеренно влажным, так как величины  $\delta^{13}\text{C}$  находятся в интервале от -25,6 до -25,3 ‰, но, очевидно, он был чуть суше и теплее предыдущего климатического эпизода. Самые тяжелые значения изотопного отношения наблюдаются в средние века (-24 ‰), диагностируя сухие и теплые условия почвообразования черноземного типа. Интенсивная аллювиальная аккумуляция веществ в долинах рек отсутствовала и не нарушала почвообразования. Климат был суше современного, уровень грунтовых вод опустился ниже сегодняшних значений, преобладал десуктивно-выпотной тип водного режима [2].

Радиоуглеродное датирование и кривые распределения изотопов  $\delta^{13}\text{C}$  по профилям исследуемых почв показывают, что эволюция почв в различные исторические периоды по-разному зависела от антропогенного пресса. Возраст почв обнаружил, что формирование дневных гумусовых горизонтов черноземов на территории Тамбовской равнины началось 2680±80 тысяч лет назад на рубеже позднего голоцена. Это эпоха железа, и по величинам  $\delta^{13}\text{C}$  она характеризуется умеренно влажным климатом – -25,3 – -25,5 ‰ (рис. 1). Минимальные значения изотопного отношения (-26,6‰) свойственны лугово-черноземной почве на дне рва около вала, черноземно-луговой почве в Матырской дубраве, закономерно отражая более влажные условия формирования почв. Надо отметить, что антропогенное обезлесивание ландшафтов лесостепи не затронуло лишь заболоченные понижения так называемых «осиновых кустов», не пригодных к распашке (из-за высокого уровня грунтовых вод гидрокарбонатно-натриевого состава). Возраст погребенной почвы в разрезе Строгановской дубравы составил 1210±70 лет (рис. 1). Возраст гумусового горизонта агрочернозема – 1640 лет (рис. 3). Величины изотопного отношения в нем (-26,41‰) свидетельствуют об эпохе повышенного увлажнения климата в начале исторического времени, что соответствует глобальному влажному эпизоду климатической истории планеты и объясняет отсутствие археологических находок в этот период для данного региона. Таким образом, процессы естественной эволюции почв в древней истории Тамбовской равнины преобладали над антропогенными и подчинялись изменениям климата.

Следующий этап активного заселения Тамбовской равнины приурочен к средним векам и последующему укреплению южных границ государства, и именно об этом свидетельствует распашка черноземов под Тамбовским валом и под Строгановской дубравой.

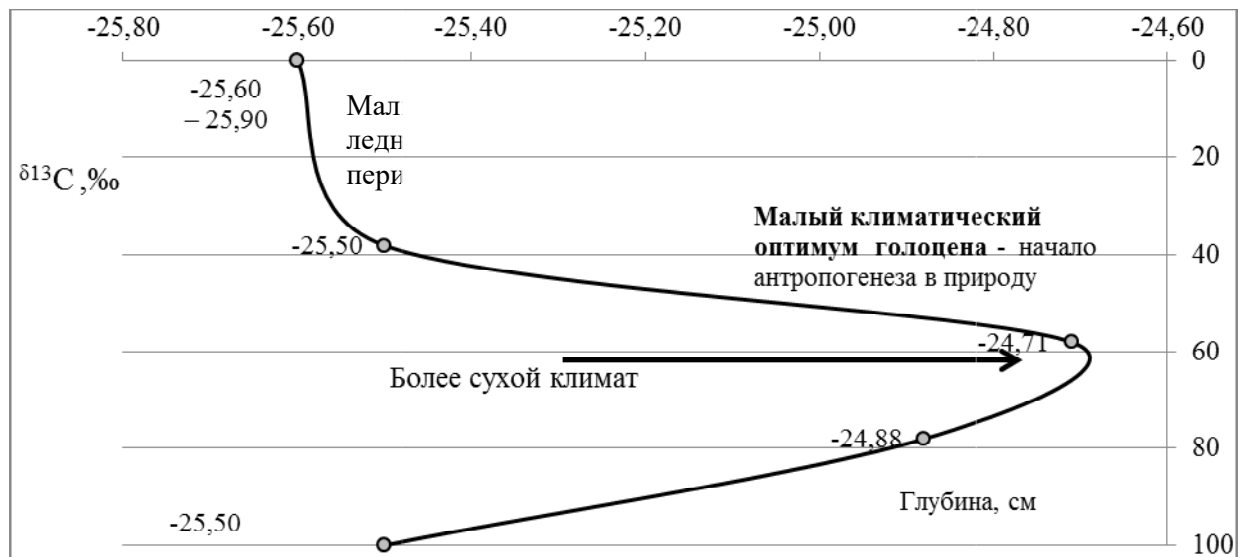


Рис. 3. Распределение  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) по профилю агрочернозёма сегрегационного (чернозем обыкновенный окультуренный на пашне).

В погребенных пахотных горизонтах средневекового возраста изотопные отношения составляют около  $-25,50$ ‰ (рис. 3), то есть характеризуют самые сухие климатические эпизоды в рассматриваемом ряду почв. Это малый климатический оптимум голоцена, и начало активного антропогенного изменения ландшафтов и вмешательства в природные процессы. Изменения изотопных отношений в сторону увеличения увлажненности климата до  $26$ ‰ характерны для дневных горизонтов почвы и отражают тенденцию усиления увлажненности климата в малый ледниковый период 17-19 века, что приводит к развитию лугово-черноземных почв в почвенном покрове и к увеличению содержания гумуса в них, которое фиксирует Докучаев в 19 в. Затянувшийся социально-экологический кризис малого ледникового периода на рубеже 19-20 веков усугубляется чередой засух, о которых пишет в своих работах Докучаев. Он также отмечает поднятие глубины вскипания карбонатов.

**Заключение.** Выявленные по результатам изотопного анализа рубежи климатических эпизодов четко совпадают со сменой исторических культур: заселение пойм соответствует сухим периодам, а подъем уровня грунтовых вод прерывает развитие городищ и селищ. По результатам изотопного анализа гумуса и возраста почв обнаружено, что наиболее близким к современной климатической эпохе в данном регионе оказался атлантический период голоцена, а не средневековый климатический оптимум.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 21-18-00024 в рамках госзадания МГУ имени М.В. Ломоносова № 121040800146-3.*

Список литературы:

- [1] Ковалева Н.О. Горные почвы Евразии как палеоклиматический архив голоцена. Автореферат на соискание ученой степени доктора биологических наук. М.: МГУ. – 2009, 50 с.
- [2] Ковалева Н.О., Ковалев И.В. Роль климатических ритмов в динамике археологических культур в ландшафтах Поценья // Человек и природа в пространстве и времени. Серия «Социальная история. Генезис кризисов природы и общества в России». Под ред. Кульпина Э.С. Вып. XXXVI. М.: ИАЦ-Энергия. – 2012. С. 97–110.
- [3] Сычева С.А. Причины и общие закономерности многовековой ритмичности голоценового почвообразования в трансаккумулятивных ландшафтах // Почвоведение. – 2003. – № 5. – С. 528–542.
- [4] Рысков Я.Г., Мергель С.В., Ковда И.В., Моргун Е.Г. Стабильные изотопы углерода и кислорода как индикатор условий формирования карбонатов почв // Почвоведение. – 1995. – № 4. – С. 405–414.

**ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА  
В 20-М ВЕКЕ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ГОДОВОМ ПРИРОСТЕ СОСНЫ  
ОБЫКНОВЕННОЙ (*PINUS SYLVESTRIS* L.) НА СЕВЕРНОМ БЕРЕГУ  
БЕЛОГО МОРЯ**

**Ю.М. Кононов, С.Н. Тимирева**

Институт географии РАН, Москва, Россия, jukon02@mail.ru

**TEMPERATURE CHANGES IN THE KOLA PENINSULA DURING THE 20TH  
CENTURY AND THEIR RESPONSE IN SCOTS PINE (*PINUS SYLVESTRIS* L.) ANNUAL  
GROWTH ON THE NORTHERN COAST OF THE WHITE SEA**

**Yu.M. Kononov, S.N. Timireva**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

**Введение.** Вот уже несколько десятилетий климатические изменения вызывают повышенный интерес в общественных и научных кругах, так как современное потепление оказывает глобальное воздействие на природные экосистемы и условия жизнедеятельности человека [12]. Для оценки современной изменчивости климата и его возможного состояния в будущем важно использовать достоверные палеоклиматические реконструкции. В таких реконструкциях широко используют данные о радиальном приросте деревьев. Годичные кольца деревьев, формируясь в течение вегетационного периода, содержат ценную информацию об условиях окружающей среды. Относительно высокая продолжительность жизни деревьев позволяет получать древесно-кольцевые хронологии (ДКХ) протяженностью в несколько сотен, а иногда и тысяч лет. ДКХ, в свою очередь, служат основой для дендроклиматических реконструкций с высоким (год-сезон) временным разрешением. Наиболее широко используется такой показатель как ширина годичных колец (ШГК). Несмотря на то, что количество хронологий значительно увеличилось по всему миру за последнее десятилетие [16], все еще существуют большие различия в пространственном распределении этих данных. Фенноскандия – один из самых известных регионов мира, где проводились обширные дендроклиматические исследования. Здесь были получены несколько ДКХ длиной от нескольких веков до тысячелетий [6, 7, 9-11, 13, 14]. Однако подавляющее большинство этих ДКХ приурочены к западным и центральным районам Фенноскандии. На востоке (Кольский полуостров) в доступных публикациях информация о ДКХ встречается крайне редко и ограничивается центральной областью.

В настоящей работе представлены первые результаты дендроклиматических исследований, выполненных в юго-восточной части Кольского п-ова в относительной близости от северной границы леса, которая здесь имеет субмеридиональное направление. Целью данного исследования является изучение взаимосвязи между климатом и вариацией ширины годичных колец сосны обыкновенной в регионе и оценка возможностей для реконструкции долгосрочных климатических изменений.

**Район исследования** находится на юго-востоке Кольского п-ова в пределах Терского района, который вытянут вдоль южного побережья Белого моря приблизительно от Порьей губы на западе до мыса Святой нос на востоке (рис. 1). Оротографическое строение района относительно однородное и представляет собой слабохолмистую на севере и северо-западе и пологоволнистую на востоке равнину. Встречаются равнины морского и озерно-ледникового генезиса, отдельные конечно-моренные гряды и другие типы рельефа. Климат Терского района относится к субарктическому, но заметно теплей и мягче, чем на этих же широтах в восточных регионах Евразии. Среднегодовая температура составляет примерно 0°C. Среднегодовое количество осадков – 500-600 мм [1]. Наиболее холодным месяцем года всего района является февраль (среднемесячная температура – 11,48°C), наиболее теплым – июль (+14,31°C) [2, 3].



Рис. 1. Район исследований. Местоположения метеостанций (1) и участка отбора образцов (2) для дендроклиматического анализа.

Район относится к Западно-Терскому геоботаническому округу [4]. Одной из особенностей растительного покрова округа является его переходный к лесотундре характер. Леса здесь сильно разрежены. Среди лесных и болотных сообществ попадаются участки предтундровых редколесий. Наиболее распространены редкостойные сосновые и елово-сосновые кустарничковые лишайниковые леса [5]. Большие площади заняты сочетанием лесов с кустарничково-лишайниковыми болотами. Заболоченные территории занимают более трети округа [4].

**Методы и материалы.** Для построения хронологии радиального прироста отбирались образцы на ровных площадках, расположенных в верхних частях дюнных массивов (рис. 1). На каждом участке брали керны 15–20 живых деревьев сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.). Сбор и обработка образцов древесины, измерение радиального прироста, датировка и стандартизация хронологий проводились с помощью стандартных дендрохронологических методов [15] с использованием измерительной установки LINTAB 6 (точность 0.01 мм), а также пакетом программ TSAPWin, COFECHA и ARSTAN [8]. Окончательная хронология была получена путем осреднения индивидуальных серий после их индексации и удаления возрастного тренда.

Для оценки влияния климата на динамику прироста деревьев использовались ежемесячные данные по приземной температуре воздуха 12 метеостанций, расположенных на Кольском п-ове (табл. 1, рис. 1). Большинство этих станций находятся на значительном расстоянии от места отборов образцов, тем не менее, в работе использовались материалы всех станций, так как одной из задач исследования является оценка пространственной однородности термического режима всего региона.

Таблица 1. Метеостанции и их характеристики.

№ п/п	Индекс ВМО	Наименование станции	Координаты станции		Высота метеопл.	Начало наблюдений
			широта	долгота		
1	22003	Вайда-Губа	69°56'	31°59'	8	1913
2	22019	Полярное	69°12'	33°29'	32	1899
3	22028	Териберка	69°12'	35°07'	33	1889
4	22101	Янискоски	68°58'	28°47'	99	1954
5	22113	Мурманск	68°58'	33°03'	57	1918
6	22140	Святой Нос	68°09'	39°46'	12	1895
7	22204	Ковдор	67°34'	30°27'	246	1952
8	22217	Кандалакша	67°09'	32°21'	26	1912
9	22235	Краснощелье	67°21'	37°03'	155	1932
10	22249	Каневка	67°08'	39°40'	149	1948
11	22324	Умба	66°41'	34°21'	39	1932
12	22355	Сосновец остров	66°29'	40°41'	15	1862

**Результаты и обсуждение.** Исходя из того, что в работе использовались керны живых деревьев, а леса здесь сравнительно молодые, окончательная древесно-кольцевая хронология на данном этапе имеет протяженность в 175 лет (рис. 2). Однако этого вполне достаточно для поставленной задачи – выявления связи температурного режима с годовым приростом, так как длина хронологии покрывает самый длинный период метеорологических наблюдений в районе исследований.

Анализ метеорологических данных инструментальных наблюдений выявил высокую корреляцию ( $p < 0,001$ ) между всеми станциями (табл. 2). Таким образом, при наличии качественной локальной палеоклиматической реконструкции можно получить представление об изменениях температуры воздуха в прошлом для всего региона.

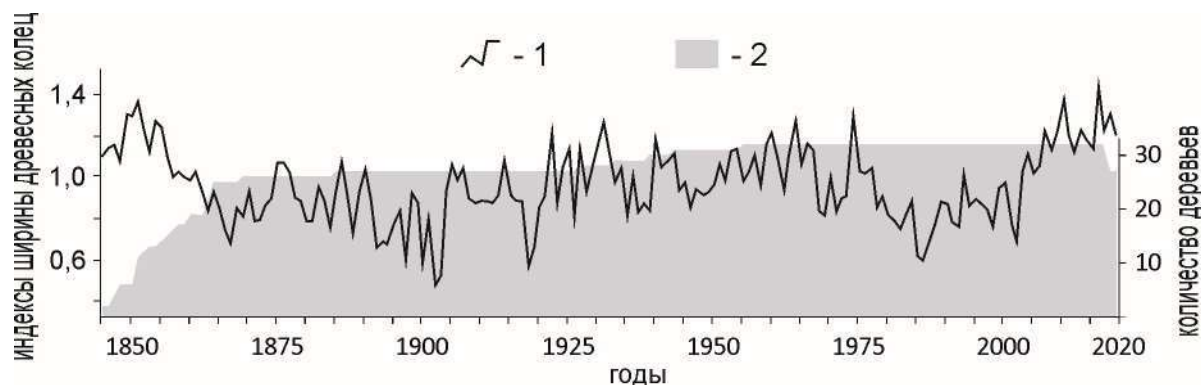


Рис. 2. Стандартная хронология радиального прироста и объем выборки (количество деревьев).

Таблица 2. Корреляционная матрица летних температур по данным метеостанций.

Метеостанции	Териберка	Сосновец	Вайда-Губа	Полярное	Янискоски	Мурманск	Святой Нос	Ковдор	Кандалакша	Умба	Краснощелье	Каневка
Териберка		0,79	0,98	0,98	0,87	0,98	0,85	0,82	0,88	0,91	0,94	0,90
Сосновец	0,79		0,74	0,75	0,53	0,72	0,84	0,55	0,68	0,78	0,79	0,86
Вайда-Губа	0,98	0,74		0,96	0,90	0,97	0,81	0,85	0,88	0,90	0,92	0,86
Полярное	0,98	0,75	0,96		0,90	0,97	0,79	0,85	0,91	0,91	0,93	0,90
Янискоски	0,87	0,53	0,90	0,90		0,93	0,62	0,94	0,93	0,89	0,87	0,78
Мурманск	0,98	0,72	0,97	0,97	0,93		0,77	0,89	0,93	0,93	0,95	0,90
Святой Нос	0,85	0,84	0,81	0,79	0,62	0,77		0,60	0,70	0,77	0,80	0,83
Ковдор	0,82	0,55	0,85	0,85	0,94	0,89	0,60		0,96	0,93	0,88	0,78
Кандалакша	0,88	0,68	0,88	0,91	0,93	0,93	0,70	0,96		0,97	0,95	0,88
Умба	0,91	0,78	0,90	0,91	0,89	0,93	0,77	0,93	0,97		0,97	0,92
Краснощелье	0,94	0,79	0,92	0,93	0,87	0,95	0,80	0,88	0,95	0,97		0,97
Каневка	0,90	0,86	0,86	0,90	0,78	0,90	0,83	0,78	0,88	0,92	0,97	
<b>Средний</b>	<b>0,90</b>	<b>0,73</b>	<b>0,89</b>	<b>0,90</b>	<b>0,83</b>	<b>0,90</b>	<b>0,76</b>	<b>0,82</b>	<b>0,88</b>	<b>0,90</b>	<b>0,91</b>	<b>0,87</b>

Дендроклиматический анализ показал существенную зависимость годового прироста с температурой воздуха летнего сезона, что вполне типично для деревьев, произрастающих вблизи северной границы леса. При этом, значимая связь радиального прироста существует со всеми станциями. Также наблюдается определенная закономерность – наибольший отклик в вариации ширины годичных колец для северных станций фиксируется для температур мая, а по станциям, расположенным южнее, на годовой прирост наибольшее влияние оказывают температуры августа. Тем не менее, почти для всех станций корреляция радиального прироста со средними за лето температурами оказалась самой высокой. Наиболее тесная связь была выявлена с метеостанцией Сосновец, расположенной на одноименном острове вблизи восточной оконечности Кольского п-ова (табл. 3, рис. 3).

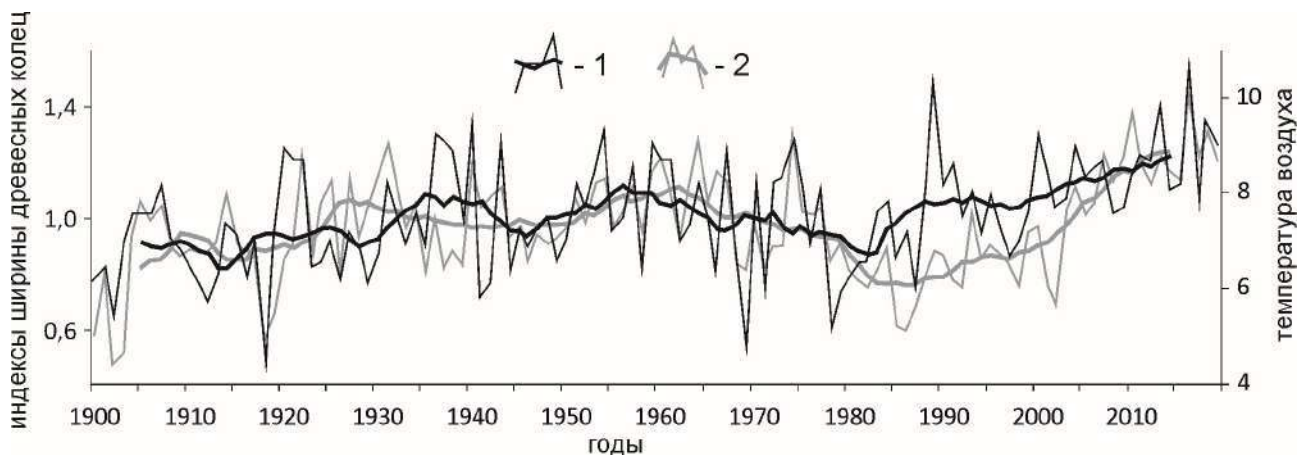


Рис. 3. Динамика радиального прироста сосны (1) и летней температуры по данным метеостанции Сосновец (2). Жирными линиями представлены значения, сглаженные с помощью 11-летнего скользящего среднего.

Таблица 3. Корреляция радиального прироста и среднемесячных температур по данным метеостанций.

Метео станции	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сент.	Окт.	Лето
Вайда-Губа	0,26	0,39	0,21	0,31	0,32	0,25	0,20	<b>0,38</b>
Полярное	0,22	0,38	0,19	0,38	0,35	0,27	0,24	<b>0,42</b>
Териберка	0,25	0,39	0,20	0,39	0,33	0,31	0,22	<b>0,43</b>
Янискоски	0,32	0,37	0,00	0,25	0,28	0,29	0,14	<b>0,23</b>
Мурманск	0,22	0,32	0,02	0,32	0,30	0,20	0,12	<b>0,30</b>
Святой Нос	0,21	0,40	0,31	0,41	0,35	0,25	0,29	<b>0,53</b>
Ковдор	0,24	0,34	0,06	0,29	0,35	0,27	0,13	<b>0,27</b>
Кандалакша	0,19	0,35	0,01	0,28	0,40	0,19	0,11	<b>0,32</b>
Краснощелье	0,24	0,33	0,10	0,37	0,40	0,28	0,13	<b>0,41</b>
Каневка	0,29	0,32	0,17	0,41	0,49	0,35	0,22	<b>0,51</b>
Умба	0,27	0,34	0,06	0,34	0,38	0,29	0,14	<b>0,36</b>
Сосновец	0,25	0,40	0,34	0,49	0,55	0,40	0,25	<b>0,54</b>

Анализ статистических характеристик связи измеренных значений ШГК и инструментальных данных летней температуры воздуха на станции Сосновец показал следующие результаты: коэффициент корреляции оказался значим ( $p < 0,05$ ) для каждого месяца с апреля по октябрь включительно; с мая по сентябрь значимость корреляции еще выше ( $p < 0,01$ ); наиболее тесная связь зафиксирована для температуры августа ( $R = 0,55$ ); примерно такая же корреляция присутствует и между ШГК и средней за летний сезон температурой воздуха. Следует отметить, что такие высокие показатели обусловлены большим размером используемой выборки, обеспеченной длительностью наблюдений на станции Сосновец. Для оценки возможности использования хронологии ШГК для реконструкции температуры летнего сезона используется коэффициент детерминации по модели линейной регрессии  $R^2$ . В нашем случае он оказался равен 0,3. Это значит, что динамика реконструированной летней температуры только на 30% может быть объяснена изменчивостью ШГК при использовании линейной регрессионной модели с годовыми значениями. Хорошо известно, что при формировании годичного кольца на многие его параметры, в том числе и ширину, оказывают определенное влияние условия окружающей среды предыдущих лет. Этот факт может объяснить некоторое запаздывание в реакции годового прироста на значительные межгодовые колебания температуры воздуха. Например, после 1918 г. температура уже на следующий год резко поднялась на  $2,5^\circ$  и оставалась, примерно, на одинаковом уровне в течение 4-х лет. Изменение ШГК было более плавным, и положительный прирост остановился только в 1922 г. (рис. 3). В 1989 г. наблюдалась максимальная температура за весь период наблюдений, при этом, всего лишь за 2 года до этого значения летней температуры были ниже средних за весь период наблюдений показателей. А уже в 1990 г. температура резко понизилась и продолжала снижаться несколько лет. На кривой изменчивости ШГК этот температурный скачок не отразился (рис. 3). Вместе с тем, сглаженные значения демонстрируют общую синхронность в динамике ШГК и летних температур.

**Выводы.** Получена новая древесно-кольцевая хронология ШГК для района с относительно слабой изученностью. Первые результаты показывают соответствие характера радиального прироста данной хронологии общепринятым представлениям об особенностях роста деревьев на границах своих ареалов.

Основным лимитирующим фактором изменчивости ШГК является температура воздуха теплого сезона. Климатический сигнал выражен значительно. Основные статистические характеристики сопоставимы с уровнем, применяемым в аналогичных исследованиях.

Климатическая реконструкция, основанная на данной хронологии, может дать представление о динамике летнего режима всего региона.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00082 А).*

Список литературы:

- [1] Атлас Мурманской области. – М: Картографическая фабрика, – 1971. – № 2. – 33 с.
- [2] Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н., Швец Н.В. Описание массива данных месячных сумм осадков на станциях России. <http://meteo.ru/data/158-total-precipitation>
- [3] Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В. «Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России» <http://meteo.ru/data/156-temperature>
- [4] Геоботаническое районирование Нечерноземья европейской части СССР / Под ред. В.Д.Александровой, Т.К.Юрковской. – Л.,– 1989.– 63 с.
- [5] Паянская-Гвоздева И.И. Изучение неоднородности растительности Кольского полуострова в связи с крупномасштабным картографированием // Геоботаническое картографирование, – 1984. – Л., –1984. –С. 33-45.
- [6] Briffa K.R., Jones P.D., Pilcher J.R., Hughes M.K. Reconstructing summer temperatures in northern Fennoscandia back to A.D. 1700 using tree-ring data from Scots pine // Arctic and Alpine Research, – 1988. –Vol. 20. –№ 4 –P. 385–394. <http://dx.doi.org/10.2307/1551336>.
- [7] Briffa K.R., Jones P.D., Bartholin T.S., Eckstein D., Schweingruber F.H., Karlen W., Zetterberg P., Eronen M. Fennoscandian summers from AD-500 – temperature-changes on short and long timescales// Climate Dynamics, – 1992. – Vol.7. –P. 111–119. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00211153>.
- [8] Cook E.R., Krusic P.J. Program ARSTAN: a tree-ring standardization program based on detrending and autoregressive time series modeling, with interactive graphics. Lamont-Doherty Earth Obs. Columbia Univ. Palisades NY. – 2005.  
<http://www.ldeo.columbia.edu/tree-ring-laboratory/resources/software>
- [9] Eronen M., Zetterberg P., Briffa K.R., Lindholm M., Merilainen J., Timonen M. The supra-long Scots pine tree-ring record for Finnish Lapland: Part 1, chronology construction and initial inferences // Holocene. –2002. – Vol. – 12.– № 6. –P. 673–680. <http://dx.doi.org/10.1191/0959683602h1580rp>.
- [10] Gervais B.R., MacDonald G.M. A 403-year record of July temperatures and tree-line dynamics of *Pinus sylvestris* from the Kola Peninsula, northwest Russia // Arctic, Antarctic, and Alpine Research, – 2000. –Vol.32. –P. 295–302.
- [11] Grudd H. Tornetrask tree-ring width and density AD 500–2004: a test of climatic sensitivity and a new 1500-year reconstruction of north Fennoscandian summers // Climate Dynamics.–2008. –Vol.31. –P. 843–857. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-007-0358-2>.
- [12] IPCC, 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University
- [13] Kirchhefer A.J. Reconstructions of summer temperatures from tree-rings of Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) in coastal northern Norway // The Holocene. –2001. – Vol. 11. –№ 1.–P. 41–52.
- [14] Kononov Yu. M., Friedrich M., Boettger T. Regional summer temperature reconstruction in the Khibiny Low Mountains (Kola Peninsula, NW Russia) by means of tree-ring width during the last four centuries // Arctic, Antarctic, and Alpine Research.– 2009.– Vol. 41.– No. 4.–P. 460–468.
- [15] Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences / eds. E.R.Cook, L.A. Kairiukstis. Springer, Netherlands,– 1990.– 394 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-015-7879-0>
- [16] Wilson R., Anchukaitis K., Briffa K.R., Büntgen U., Cook E., D'Arrigo R., Davi N., Esper J., Frank D., Gunnarson B., Hegerl G., Helama S., Klesse S., Krusic P.J., Linderholm H.W., Myglan V., Osborn T.J., Rydval M., Schneider L., Schurer A., Wiles G., Zhang P., Zorita E. Last millennium northern hemisphere summer temperatures from tree rings: Part I: The long term context // Quaternary Science Reviews.–2016. – Vol. 134. –P. 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.005>



**ПОЛИГОНАЛЬНЫЕ ТОРФЯНИКИ СЕВЕРА ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ:  
ПЕРЕСТРОЙКА КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ И РЕЛЬЕФА В СВЯЗИ  
С КОЛЕБАНИЯМИ КЛИМАТА**

**Е.С. Королева<sup>1,2</sup>, Е.А. Слагода<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия, koroleva\_katy@inbox.ru

<sup>2</sup> Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

**POLYGONAL PEATLANDS OF THE NORTH OF THE PUR-TAZ INTERFLUVE:  
RECONSTRUCTION OF CRYOGENIC STRUCTURE AND RELIEF IN CONNECTION  
WITH CLIMATE FLUCTUATIONS**

**E.S. Koroleva<sup>1,2</sup>, E.A. Slagoda<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia

<sup>2</sup> Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia

Многолетнемерзлые породы (ММП) широко распространены на севере Западной Сибири, поэтому изучение их реакции на изменения природных условий является актуальной фундаментальной и практической задачей. В Арктике с начала 2000-х годов и до настоящего времени отмечены колебания климата и активизация целого ряда экзогенных геологических процессов опасных для предприятий нефтегазового комплекса. В пределах субширотной полосы южной тундры, лесотундры широкое распространение имеют полигональные льдистые торфяники, которые в холодные периоды прошлого века обеспечивали устойчивое состояние верхней части мерзлых толщ. Повышение среднегодовых температур воздуха в последние годы привело к пучению, протаиванию и просадкам льдистых торфяников, вытаяванию полигонально-жильных систем, термоэрозии и термокарсту, заболачиванию и росту заозеренности торфяных массивов, что осложняет функционирование дорог, нефтегазовых сооружений. С современным потеплением связаны углубление сезонноталого слоя (СТС) и перестройка микрорельефа поверхности в полигонах торфа, преобразование теплофизических и физико-механических свойств торфа, формирование неравномерного распределения этих свойств в массиве. Прогноз изменения мерзлоты, перестройки рельефа в хасырях тундры осложнены недостаточной изученностью строения, свойств мерзлого и талого торфа, а также механизма криотурбаций в торфяниках. Необходим анализ связей свойств и строения торфа с определяющими их факторами: геокриологическими условиями, процессами и климатом последних лет. Одной из проблем при изучении торфяников криолитозоны является выделение переходного и промежуточного слоев – защитной (буферной) зоны для верхней части мерзлоты, а также их реакции на изменения природных условий.

С неоднозначной реакцией верхней части мерзлой толщи на изменения климата связаны вопросы формирования криотурбаций в мощных полигональных торфяниках, процессы и механизмы образования органических пятен-медальонов и последствия их развития. Неоднозначность и сложность реакции криолитозоны на климатические изменения определяют необходимость изучения явлений, связанных с перестройкой строения и микрорельефа торфяников, а также анализ факторов, определяющих их развитие.

Пур-Тазовское междуречье расположено в северо-восточном секторе Западной Сибири, разделяет Тазовский и Гыданский полуострова, в низовьях р. Таза и его крупных левых притоков. В его рельефе выделяют следующие геоморфологические элементы – лайды, поймы, террасы и равнины, с озерными котловинами, речными долинами и хасырями [3]. Верхняя часть мерзлой толщи сложена четвертичными аллювиальными, озерными, озерно-болотными и морскими отложениями. ММП севернее полярного круга развиты с поверхности и имеют практически сплошное распространение за исключением таликов под крупными водотоками и озерами. Мерзлая толща имеет двухслойное строение [2].



Рис. 1. Район исследований.

Район исследований расположен в пределах южной тундры и лесотундры Пур-Тазовского междуречья, где глубина СТС для торфяников в 60-80-е годы прошлого века в среднем составляла 0,4 м, температуры пород на глубине нулевых амплитуд  $-3...-5^{\circ}\text{C}$  [2]. В районе п. Тазовский и с. Газ-Сале расположенные в пределах III озерно-аллювиальной равнины (рис. 1) изучены полигональные торфяники.

Полигональные торфяники в районе исследований распространены преимущественно в хасырях, термокарстово-эрозионных ложбинах с остаточными озерами, на поймах старичных озер, малых рек и ручьев. К торфяникам Пур-Тазовского междуречья приурочены полигонально-жильные льды (ПЖЛ) с вертикальным размером более 4 м [1]. Эти ПЖЛ отличаются гетерогенным строением, которое связано с локальным термокарстом в ходе сингенетического промерзания озерно-болотных отложений в финале сартанского времени и преимущественно в голоцене [6]. В настоящее время в торфяниках проявляются процессы термокарста и термоэрозии по полигонально-жильным льдам, криогенное пучение и просадки, что приводит к изменению их строения и свойств торфа. На фоне не затронутом техногенезом торфянике эти процессы появляются, в основном, в виде просадок (рис. 2А), наиболее активно термоэрозия воздействует на рельеф торфяников вблизи дорог с образованием глубоких промоин (рис. 2Б).



Рис. 2. Термоэрозия по фоновому полигональному торфянику Пур-Тазовского междуречья (А), термоэрозия по полигональному торфянику вблизи техногенного воздействия дороги (Б) (фото Р.Р. Хайруллина).

Полигональные торфяники Пур-Тазовского имеют сложное криогенное строение. Высокая и неравномерная льдистость в торфе связана с наличием переходного и промежуточного слоев, образование которых происходило под воздействием климатических колебаний на нижнюю часть СТС и верхнюю часть ММП. Переходный слой относится к нижней части СТС, которая ежегодно не оттаивает, не менее трех лет находится в мерзлом состоянии и выполняет защитную роль для ММП. Промежуточный слой относится к верхней части ММП, является реликтовым переходным слоем, фиксирующим увеличение глубины СТС за счет разных причин: изменения ландшафтно-фациальной обстановки или более продолжительного потепления климата. В современных условиях происходит углубление СТС и частичное вытаивание переходного и промежуточного слоев. Признаками промежуточного слоя в полигональных торфяниках являются криотурбации, включения льдов – сегрегационных, термокарстово-полостных, конжеляционных, инфильтрационно-сегрегационных, ростки полигонально-жильных льдов, которые являются частью полигонально-жильных льдов [4].

Торф имеет неоднородное строение: разный ботанический состав, меняющуюся в разрезе льдистость и плотность, которые в результате циклического промерзания и оттаивания, уплотнения торфа и его деформаций в торфяниках способствуют образованию криотурбаций, просадок и инъекций. Просадки вызваны неравномерным протаиванием сильнольдистого торфа и подземных льдов, а пучение связано с промерзанием обводненного торфа в замкнутой системе.

На поверхности торфяников развиты органические пятна-медальоны (рис. 3А), которые образуются в летний период [5]. Образование органических пятен-медальонов связано с углублением СТС, вытаиванием переходного и промежуточного слоев. Поэтому органические пятна-медальоны могут служить локальным индикатором понижения и перестройки кровли ММП.

В результате деятельности снеговых и дождевых вод органические пятна-медальоны сливаются, занимая обширные области, достигающие десятки метров. Органические пятна-медальоны могут оползать с валиков в межполигональные понижения, перекрывая растительность и изменяют теплообмен с поверхностью. В полигональных ваннах органические пятна-медальоны сливаются, осушая заболоченные участки и образуют уплотненную ровную поверхность с отдельными редкими кочками в пределах полигональных торфяников (рис. 3Б).

На начальных этапах образования органических пятен-медальонов нарастает контрастность микрорельефа поверхности. При дальнейшем развитии процесса пятнообразования увеличивается площадь распространения органических пятен-медальонов, происходит выравнивание общей поверхности торфяника и кровли ММП. В этом случае происходит вытаивание переходного и промежуточного слоев. При их вытаивании уничтожаются криогенные текстуры и льды. Торф этих слоев переходит в деятельный слой и подстилается синкриогенно-промерзшим торфом.

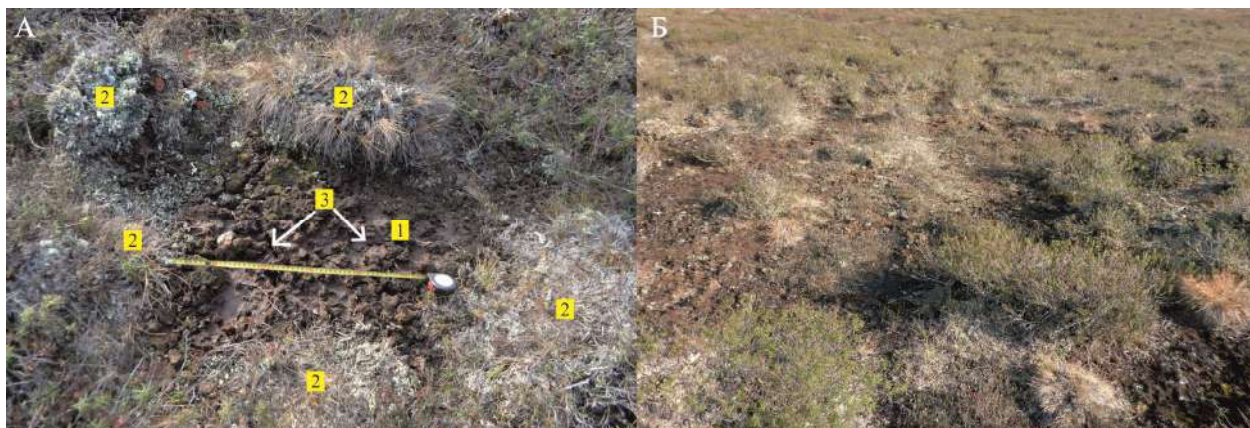


Рис. 3. Органическое пятно-медальон. Условные обозначения: 1 – органическое пятно-медальон, 2 - кочки, 3 - трещины усыхания (А). Уплотненная ровная поверхность, образованная при слиянии органических пятен-медальонов (Б).

### Выводы

Строение верхней части полигональных торфяников до начала современных колебаний климата было обусловлено присутствием промежуточного слоя с ростками льда в кровле жил, инфильтрационно-сегрегационных, термокарстово-полостных льдов в торфе и связано с увеличением глубины протаивания. В двухметровом разрезе торфа присутствуют несколько промежуточных слоев, положение которых фиксируют протяженные шпильки льда субпараллельные поверхности, что указывает на неоднократный процесс протаивания. В микрорельефе поверхности в естественных условиях эти процессы сопровождались расширением межполигональных понижений и полигональных заболоченных ванн, оползанием краев полигонов и образованием новых валиков за счет просадок и криогенного пучения на перегибах полигональной поверхности, а также сужение ПЖЛ. В современных колебаниях климата происходит частичное вытаивание переходного и промежуточного слоев, что может приводить к просадкам, а при полном вытаивании к разрушению торфяника.

В полигональных торфяниках южной тундры Пур-Тазовского междуречья за последние 5 лет происходило постепенное затемнение поверхности за счет органических пятен-медальонов, что приводит к снижению кровли и увеличению температуры многолетнемерзлых пород за счет отсутствия растительного покрова и большего прогрева поверхности. При этом происходит увеличение площадей органических пятен-медальонов, что приводит к снижению поверхности, выравниванию микрорельефа полигонов торфяников и их заболочиванию. Сниженная поверхность полигональных торфяников может привести к затоплению и расширению площади акватории мелководных озер, при затоплении термоэрозионных промоин может увеличиться изрезанность береговых уступов озер. При сохранении современных тенденций изменения климата под озерами могут активизироваться термокарстовые процессы, а в хасырях – термоэрозионные, что, вероятно, вызовет дальнейшую перестройку рельефа поверхности полигональных торфяников.

Список литературы:

- [1] Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Мощные полигональные торфяники в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 4. С. 3–15.
- [2] Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. – 454 с.
- [3] Карта «Природных комплексов севера Западной Сибири» масштаба 1:1000000. Москва, 1991.
- [4] Королева Е.С., Слагода Е.А., Мельников В.П., Бабкина Е.А., Хомутов А.В., Опокина О.Л., Данько М.М., Тихонравова Я.В. Идентификационные признаки переходного и промежуточного слоев в полигональных торфяниках севера западной сибирии // Доклады Российской Академии наук. Науки о земле. 2021, том 498, № 2, с. 131–137
- [5] Королева Е.С., Тихонравова Я.В., ак. Мельников В.П., Слагода Е.А., Бабкина Е.А., Бутаков В.И. Формирование пятен-медальонов в полигональных торфяниках Пур-Тазовского междуречья на фоне современного потепления// Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология., 2019, №6, с.42-51
- [6] Тихонравова Я.В. Особенности строения полигонально-жильных льдов севера Гыданского полуострова и Пур-Тазовского междуречья: Автореф...дис. кан. г-м наук.-Тюмень, 2019.

**ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ ПОЧВ ИШИМСКОЙ СТЕПИ НА ОСНОВЕ  
РЕТРОСПЕКТИВНОГО АНАЛИЗА****Ю.В. Кравцов**Новосибирский государственный педагогический университет, Новосибирск, Россия,  
kravtsov60@mail.ru**ISHIM STEPPE SOIL DEVELOPMENT FORECAST BASED ON RETROSPECTIVE  
ANALYSIS****Yu.V. Kravtsov**

Novosibirsk State Pedagogical University, Novosibirsk, Russia

Ишимская степь (Ишим-Иртышское степное междуречье) представляет собой важный аграрный регион Сибири, специализирующийся на производстве зерна и кормовых трав. Почвенные ресурсы района эксплуатируются в богарном земледелии в течение последних 65 лет. Вследствие этой эксплуатации в почвах происходят изменения, которые важно своевременно отслеживать, давать им хозяйственную оценку и разрабатывать мелиоративные рекомендации в случае негативного воздействия выявляемых изменений на производство аграрной продукции. Все эти вопросы объединяются в научно-практическую задачу установления основных направлений эволюции почв под влиянием хозяйственной деятельности, определения конкретных факторов и механизмов этих изменений. Флуктуации почв антропогенной природы накладываются на естественноисторические тренды их развития, которые также важно выявлять для формирования более отчетливых представлений о направлениях, причинах и механизмах динамики ишимских степных почв. Эти тенденции изменения устанавливаются, в том числе, и на основе ретроспективного анализа и используются для прогноза развития почв важного аграрного региона Сибири.

Цель работы – разработать прогноз развития почв Ишимской степи на основе ретроспективного анализа их изменений естественной и антропогенной природы.

Район исследований расположен на южной окраине Ишимской наклонной слаборасчлененной равнины с абсолютными высотами 110–140 м. В ее пределах доминируют плоские плакорные пространства (ими занято до 70% территории исследуемого междуречья), перемежающиеся с микропонижениями диаметром до 100–200 м и глубиной менее 1 м (распространены на 5–20% поверхности). На междуречье встречаются крупные дефляционные котловины дочетвертичного возраста [1] диаметром до 5–6 км и глубиной до 20 м. Благодаря слабой расчлененности территории в почвенном покрове Ишимской степи типичны крупные по площади массивы плакорных почв, исходно диагностированных как черноземы южные [4]. В микропонижениях и в крупных котловинах развиты почвы разной степени луговости и засоленности. Поверхность Ишимской степи выполнена мощной (до 1000–2000 м) толщей осадочных отложений. В верхней ее части широко представлены глинистые высоко илистые озерные осадки неогена, нижнего и среднего плейстоцена. Фактом их минерализованности подчеркиваются аридные или семиаридные условия существования озер. Эти озерные осадки перекрыты маломощным плащом (толщиной 1–10 м) верхнеплейстоценовых лессовидных отложений субаэрального генезиса [1] преимущественно тяжелосуглинистого гранулометрического состава. Участие ветра в переносе материала этих отложений, их засоленность и лессовидность, формирующаяся в условиях периодического смачивания и высыхания свеженакопленных осадков, дают основание предполагать, что формирование субаэральных отложений происходило в засушливых или полусушливых климатических условиях. Благодаря ветровому перераспределению илистых частиц в эпоху их седиментации рассматриваемые покровные отложения обогащены илистой фракцией (содержание ила в них достигает 40%). Высоким содержанием ила в материнских и подстилающих породах обусловлена малая резервная водовместимость ишимских почв и подпочвенных толщ (0,06) и, следовательно, возможность быстрого изменения уровня минерализованных грунтовых вод при нарушении их баланса. Климат района исследований в течение, по меньшей мере, плейстоцена

характеризуется континентальностью, т.е. недостаточным атмосферным увлажнением и многолетней изменчивостью метеоусловий. Гидрографическая сеть Ишимской степи представлена в основном мелководными (до 3 м глубины) озерами. Грунтовые воды встречаются в неогеновых, нижне- и среднелейстоценовых глинах и покровных суглинках. Их минерализация составляет 0,5–1 г/л, местами до 10–20 и более г/л. Засоление вод сульфатно-хлоридное, преобладают катионы  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ .

Поскольку в почвенном покрове Ишимской степи доминируют плакорные почвы, основное внимание уделим прогнозам именно их развития. Для прогноза развития исследуемых почв рассмотрим тенденции их изменений во времени.

Естественные тенденции. Фактический материал по погребенным и ископаемым почвам Ишимской степи практически отсутствует. В связи с этим предположения о происхождении и изменениях почв Ишим-Иртышского степного междуречья в течение последних тысячелетий формируются как на основе генетической интерпретации свойств и режимов исследуемых почв, так и с учетом косвенных данных по природным условиям юга Ишимской равнины и их изменениям на протяжении верхнего плейстоцена и голоцена.

При рассмотрении прошлого почв южных районов Западной Сибири достаточно популярной является концепция их палеогидроморфизма. В работах почвоведов неоднократно проводится мысль о чутком реагировании глубины залегания грунтовых вод и степени гидроморфности плакорных почв слабо дренируемых равнин юга Западной Сибири на многолетние изменения атмосферного увлажнения [2], которые допускаются в течение последних тысячелетий. Однако концепция палеогидроморфизма не находит подтверждений применительно к плакорным почвам современной Ишимской степи. В исследуемых почвах в ходе многолетних полевых работ ни нами, ни нашими предшественниками [3, 4, 10] не обнаружены следы предполагаемого их развития в прошлом при дополнительном увлажнении. Обзор известного палеогеографического материала также не дает оснований поддерживать предположение о палеогидроморфизме ишимских степных плакорных почв.

Поскольку в течение последних эпох похолоданий существовавшие в пригляциальных районах с аридными и семиаридными климатическими условиями формы рельефа быстро перекрывались субаэральным материалом [1], полагаем, что на новообразованных отложениях в пределах плакорных участков юга Ишимской равнины формировались степные или сухостепные автоморфные почвы. Даже во время сартанского температурного пессимума в исследуемом регионе, расположенном южнее 54 с.ш., не установлено следов многолетней мерзлоты в виде криотурбаций глинистого материала и, следовательно, мерзлотный гидроморфизм плакорных почв на территории современной Ишимской степи на границе между верхним плейстоценом и голоценом является маловероятным. Версия о гидроморфности ишимских плакорных почв в связи с влиянием предполагаемых подпорных приледниковых водоемов в сартанскую эпоху похолодания представляется совсем неубедительной. По общепризнанному мнению, в течение сартанского похолодания в Сибири развивалось преимущественно подземное оледенение (многолетняя мерзлота), поэтому существование на южных приподнятых окраинах Ишим-Иртышского междуречья подпрудных водоемов в связи с развитием покровных ледников представляется сомнительным. Следы таких водоемов в виде соответствующих озерных отложений на юге Ишимской равнины до сих пор не обнаружены. Таким образом, судя генетическим особенностям современных почв, и на базе доступного материала по природным условиям последней фазы плейстоценовых похолоданий и переходного периода от неоплейстоцена к голоцену предполагаем, что в течение указанного промежутка времени в пределах современной южной окраины Ишимской равнины на плакорных участках шло степное или сухостепное автоморфное почвообразование.

С учетом данных многолетних полевых изысканий в районе исследований и на основании известного палеогеографического материала предполагаем степное или сухостепное автоморфное почвообразование в пределах плакорных участков современной Ишимской степи и в течение последних 10 тыс. лет. Судя по составу солей и по характеру

элювиально-иллювиального ионно-солевого профиля плакорных почв изучаемого региона, он формировался в течение нескольких тысячелетий (не менее семи) в условиях недостаточного увлажнения (т.е. в степных) без участия грунтовых вод [8]. Повторимся, наиболее вероятной причиной появления черт гидроморфности в почвах плакорных участков Ишим-Иртышского степного междуречья является положение грунтовых вод на глубинах, превышающих критические. Для подъема этих вод выше критических отметок необходимо дополнительное поступление в них влаги, что ожидается в промежутки лет с повышенным атмосферным увлажнением. Однако нами установлено, что в промежутки лет с повышенным атмосферным увлажнением режим влажности ишимских степных почв под целинными ценозами и под посевами многолетних трав не испытывает отклонений от многолетней нормы [5]. Причиной этому является высокая потребность в почвенной влаге растительных сообществ, несопоставимая по величине с прибавкой воды в корнеобитаемом слое почв даже в годы с повышенным увлажнением. И в такие годы влагосодержание корнеобитаемого слоя почв под указанными сообществами (мощностью до 200 см) в течение большей части периода вегетации не превышает влажности завядания. И только в весеннее и раннелетнее время содержание влаги в верхнем 40–50-сантиметровом слое исследуемых почв под многолетними травами может достигать уровня 70–90% наименьшей влагоемкости. Эти ресурсы влаги уже к 1 июля оказываются практически исчерпанными.

Внятных свидетельств дополнительного поступления влаги в горизонт грунтовых вод на междуречье, приподнятом на 40–50 м над урезом воды в реках, в связи с вероятным увеличением водности транзитных рек (Иртыша и Ишима) или озер (Кызыл-как, Теке и пр.) также не обнаружено ни во время полевых изысканий, ни в литературе.

Одним из характерных для степного почвообразования процессов является карбонатно-иллювиальный, т.е. вертикальное перераспределение нисходящими с поверхности почв водами соединений карбонатов. Установлено, что суммарное содержание карбонатов в иллювиальном горизонте ишимских степных плакорных почв превышает среднюю концентрацию этих солей в верхних слоях почвообразующей породы (избыток карбоната кальция в горизонте вымывания составляет 20–25 кг/м<sup>2</sup>) и обоснован атмосферный перенос солей, их перераспределение нисходящими водами вглубь профиля почв в течение большей части голоцена [8]. Фактическим подтверждением этих расчетов явились материалы по солевым профилям тела кургана скифского времени и погребенных под ним почв. При сравнении современных плакорных почв и почв, погребенных под курганом скифского времени установлено, что погребенная почва характеризуется диагностическими признаками чернозема южного и в целом по морфологии весьма похожа на близлежащие почвы [6]. Это дает основание думать, что в течение последних 2500 лет условия почвообразования на юге Ишимской равнины не претерпевали существенных изменений.

Таким образом, на базе имеющихся материалов по свойствам исследуемых почв и по палеогеографии голоцена юга Западной Сибири полагаем, что в течение последних 10 тыс. лет на плакорных участках Ишимской степи шло автоморфное почвообразование и перераспределение по профилю почв солей, в том числе, и переносимых в атмосфере.

Антропогенные изменения. Причиной, обусловившими процесс антропогенных изменений в почвах Ишимской степи, явились подъем целинных и залежных земель в середине 1950-х гг. и последующая эксплуатация почв в богарном земледелии. Позднее на состоянии обследуемых почв оказало влияние функционирование созданных в течение 1970–1980-х гг. для борьбы с пыльными бурями защитных лесонасаждений.

При распашке территории уничтожались естественный растительный покров и горизонт дернины; на пахотных землях стали доминировать посева преимущественно яровых зерновых культур. Это привело к уменьшению вертикальной мощности корнеобитаемого слоя (с 200 см под целинными дерновинно-злаковыми сообществами до 80 см под посевами яровых зерновых). В результате произошла перестройка водного баланса слоя аэрации: увеличился, в том числе, горизонтальный перенос снега с плакорных участков в микропонижения по осенней зяби; дополнительное количество влаги в отрицательных

формах рельефа (за счет накопления снега) стало просачиваться в горизонт грунтовых вод. Следствием этого явился многолетний подъем уровня грунтовых вод в восточной части Ишим-Иртышского степного междуречья, в которой концентрация лесопосадок низка (0,8% против 1,4% в центральной части междуречья) и влияние их на изменения в естественном круговороте воды минимально. На картах 1965 г. [9] глубина залегания воды в колодцах в этой части междуречья показана на 6–17 м, во время полевых изысканий в течение 2010-х гг. в этой части района исследований уровень грунтовых вод фиксировался на глубине 4–6 м.

Морфология старопахотных почв плакорных участков, описанная в течение 2018–2021 гг., оказалась сходна с внешним видом свежераспаханных черноземов, охарактеризованным во второй половине 1950-х гг. [4]. Вместе с тем, в слое 0–20 см старопахотных почв, по материалам наших полевых изысканий, обнаружены: снижение концентрации гумуса (с 6–7% в свежераспаханных черноземах [4] до 3,6–3,8%) и уменьшение содержания илистой фракции (до 16–18% против 32–34% в подпахотных горизонтах).

В плакорной почве под контрольной лесополосой 1973 г. посадки по сравнению со свежераспаханными в середине 1950-х гг. черноземами выявлено увеличение вертикальной мощности гумусового горизонта (горизонт А – 30–40 см против 20–21 см), глубины вскипания от соляной кислоты (80–100 см против 24 см), положения карбонатного горизонта (с глубины 80–100 см против 40 см) и формирование дернины мощностью 3–5 см.

Полезащитные лесополосы ажурно-продуваемой конструкции не подвергались регулярной прочистке, вследствие чего они функционировали как полосы плотной конструкции. С подветренной стороны таких полос скапливаются сугробы переносимого ветром снега. Их вертикальная мощность может достигать 3 м, а запасы воды в них – 1000 мм. После снеготаяния часть этой влаги попадает в грунтовые воды, что является основной причиной (наряду с влиянием распашки и культивирования яровых зерновых) быстрого подъема их уровня в центральной части исследуемого междуречья до критической глубины и выше. Превышение грунтовыми водами критического уровня в опорных почвенных разрезах на соседней пашне зафиксировано в 2002 г. Преобладание в XXI столетии влажных многоснежных лет обусловило устойчивое положение минерализованных грунтовых вод выше критической глубины на плакорных участках центральной части Ишим-Иртышского степного междуречья в течение последних двадцати лет.

Вследствие такого положения грунтовых вод в опорных почвенных разрезах на плакорных участках центральной части междуречья в настоящее время не всегда визуальное выделяется горизонт скопления гипса в подпочвенной толще, что четко прослеживалось и в конце 1950-х, и в 1980-х гг. в тех же самых разрезах. Другим следствием положения минерализованных грунтовых вод выше критической глубины является начавшееся засоление плакорных почв. Концентрация легкорастворимых солей в профиле старопахотных почв увеличилась с 0,55% в 1986 г. до 0,73% в 2019 г. и изменился химический состав водной вытяжки. Во второй половине 1980-х гг., когда старопахотные почвы находились еще в автоморфном режиме, максимальное содержание ионов хлора в разрезах отмечалось на глубине 110–160 см (5,30–5,40 мг-экв/100 г), т.е. ниже почвенного профиля. В 2019 г. максимальное его содержание пришлось на промежуток глубин 50–80 см и составило 8,5 мг-экв/100 г. Одного этого факта достаточно, чтобы признать превращение бывших еще в 1980-е гг. автоморфных почв плакорных участков в гидроморфные с дополнительным увлажнением от минерализованных грунтовых вод в настоящее время. Среднее содержание иона хлора в водной вытяжке из 1,5-м слоя почвы возросло в течение 1986–2019 гг. с 2,8 до 5,0 мг-экв/100 г [7]. Увеличение средней концентрации иона хлора в почвенном профиле плакорной почвы и смещение слоя с максимальным его содержанием вверх означает изменение основного направления передвижения почвенных растворов: в течение последних двух десятилетий преобладает движение снизу вверх, что характерно для гидроморфной почвы с дополнительным грунтовым увлажнением.

Таким образом, вследствие хозяйственной деятельности в течение 65 лет в ишимских степных плакорных почвах произошли значительные изменения. В старопахотных почвах



уменьшилось содержание гумусовых веществ и илистой фракции в слое 0–20 см, в результате нарушения естественного водного баланса постепенно поднимается уровень грунтовых вод; вследствие функционирования непрочищаемых лесополос уровень грунтовых вод в районе их влияния уже поднялся выше критической глубины и началось засоление профиля почв; в почвах лесополос увеличилась вертикальная мощность гумусового горизонта и возросла концентрация гумусовых веществ.

На основании выявленных тенденций возможно построение прогноза развития почв Ишимской степи. Ближайшим прогнозируемым изменением в пределах Ишим-Иртышского степного междуречья является полное исчезновение полезащитных лесополос, в которых в настоящее время наблюдаются признаки деградации. В результате этого исчезновения возможно вовлечение в распашку освободившихся от лесонасаждений земельных угодий и уменьшение в них вследствие производства зерновой продукции содержания гумусовых веществ, а также некоторое понижение уровня грунтовых вод в районе влияния лесополос и, соответственно, приостановка засоления почв. В пределах старопахотных участков уменьшение содержания гумусовых веществ и илистой фракции в пахотном слое рано или поздно прекратится. Однако, вследствие агрогенной перестройки водного баланса территории медленный подъем грунтовых вод продолжится, как и продолжится связанное с поднятием грунтовых вод выше критической глубины засоление плакорных почв. В случае культивирования на полях многолетних трав или перевода полей в залежное состояние произойдет постепенное восстановление концентрации гумуса в пахотном слое и снижение глубины залегания грунтовых вод с прекращением гидрогенного засоления почв. Таким образом, основным содержанием представляемого прогноза является неизбежность неогидроморфизма и вторичного гидрогенного засоления почв Ишимской степи при сохранении распашки почв. Все это будет сопровождаться постепенным накоплением в профиле почв атмосферных солей и сохранением природных условий степного почвообразования.

Список литературы:

- [1] Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен – четвертичное время. – Новосибирск: Наука, 1969. – 332 с.
- [2] Гаджиев И.М., Курачев В.М. Специфика почвообразования и некоторые итоги исследований // Генезис, эволюция и география почв Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988. – С. 5–14.
- [3] Горшенин К.П. Почвы южной части Сибири. – М.: Изд. АН СССР, 1955. – 590 с.
- [4] Градобоев Н.Д., Прудникова В.М., Сметанин И.С. Почвы Омской области. – Омск: Омское кн. изд., 1960. – 374 с.
- [5] Кравцов Ю.В. Водный режим почв Ишимской степи. – Новосибирск: изд-во НГПУ, 2014. – 251 с.
- [6] Кравцов Ю.В., Сеньков А.А. Генетические свойства черноземов южных Ишимской степи // Геоэкологические проблемы почвоведения и оценки земель: М-лы Междунар. науч. конф. / под ред. Л.И. Герасько. – Томск: ТГУ, 2002. – Т. 2. – С. 293–298.
- [7] Кравцов Ю.В., Смоленцева Е.Н., Шаркова А.Н. Агрогенные изменения в плакорных почвах Ишимской степи // Географическая наука, туризм и образование: современные проблемы и перспективы развития. Мат-лы IX Всеросс. научно-практич. конф-ции. Изд-во: Новосибирский гос. пед. ун-т, Новосибирск. 2020. – С. 6–10.
- [8] Сеньков А.А. Галогенез степных почв (на примере Ишимской равнины). – Новосибирск: изд-во СО РАН, 2004. – 152 с.
- [9] Топографическая карта масштаба 1 : 1 000 000: лист I-33-48. М: ГУГК, 1965.
- [10] Черноземы: свойства и особенности орошения. – Новосибирск: Наука, 1988. – 254 с.

**ИСТОРИЯ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 8500 ЛЕТ ПО ДАННЫМ ПАЛЕОАНТРАКОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА**

**Д.А. Куприянов<sup>1</sup>, Е.Ю. Новенко<sup>1,2</sup>, Н.Г. Мазей<sup>1</sup>, А.Е. Шатунов<sup>1</sup>, К.А. Бородин<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, dmitriy Kupriyanov1994@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, lenanov@mail.ru

**THE FOREST FIRES HISTORY IN THE CENTRAL PART OF THE EAST EUROPEAN PLAIN OVER THE PAST 8500 YEARS ACCORDING TO PALEOANTRACOLOGICAL ANALYSIS**

**D.A. Kupriyanov<sup>1</sup>, E.Yu. Novenko<sup>1,2</sup>, N.G. Mazei<sup>1</sup>, A.E. Shatunov<sup>1</sup>, K.A. Borodina<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

В эпоху современных глобальных климатических изменений смена пожарных режимов является важнейшим объектом исследований из-за увеличивающейся частоты пожаров и их влияния на экосистемы и жизнь человека. Для создания прогнозных моделей изменения пожарной динамики в будущем необходим анализ истории лесных пожаров в прошлом. Анализ макроскопических частиц угля в торфяных или озёрных отложениях позволяет реконструировать историю лесных пожаров на локальном (ландшафтном) уровне, а использование интегральной модели лесных пожаров позволяет установить общие черты динамики лесных пожаров в голоцене на обширной территории центра Восточно-Европейской равнины.

Для создания реконструкций историй лесных пожаров был произведён отбор отложений 6 болотных комплексов: Призрачное (Устьянский район Архангельской области, 60°51'38" с.ш.; 43°14'56" в.д.), Кривецкий Мох (Пеновский район Тверской области, 57°06'15" с.ш.; 32°21'33" в.д.), Мостовое и Студенческое (Клепиковский район Рязанской области, 55°08'31" с.ш.; 40°56'20" в.д. и 55°15'58" с.ш.; 40°12'04" в.д. соответственно), Аграфенино (Боровский район Калужской области, 55°13'52" с.ш.; 36°20'36" в.д.), Долгий Мост (Темниковский район Республики Мордовия, 54°45'17" с.ш.; 43°12'00" в.д.). Отбор образцов торфа производился торфяным буром Сукачёва производства фирмы Eijkelkamp с диаметром пробоотборника 5 см и длиной 50 см.

Для реконструкции истории лесных пожаров применялся анализ концентрации макроскопических (размером  $>125 \mu\text{m}$ ) частиц угля в болотных отложениях. Отбор образцов осуществлялся непрерывно с шагом от 1 до 5 см в зависимости от мощности торфа. Для экстракции частиц угля из торфа использовалась стандартная методика [5], основанная на отбеливании образца сырого торфа объёмом 1 см<sup>3</sup> в 10%-м водном растворе NaOCl объёмом 100 мл в течение 24 часов.

Хронологической основой проведённых реконструкций стали радиоуглеродные AMS-датировки разрезов, по результатам которых построены модели вертикальной скорости накопления отложений программе «Vason» версии 2.3.2. [1] с использованием калибровочной кривой IntCal20.

Локальные реконструкции истории лесных пожаров выполнены на основе результатов обработки полученных данных концентрации макрочастиц угля в болотных отложениях в программе CharAnalysis [4]. Представленный программный аппарат позволяет на основе значений концентрации угля рассчитать фоновые и интерполированные скорости аккумуляции угольных частиц (CHAR-индекс), а также установить пороговые значения скоростей, позволяющие отделить пожарные эпизоды (лесной пожар или серия лесных пожаров, происходивших в коротком временном интервале), случившиеся в радиусе до 1-3 км от изучаемого болота, от пожаров, затронувших территорию на расстоянии до 20 и более [3].

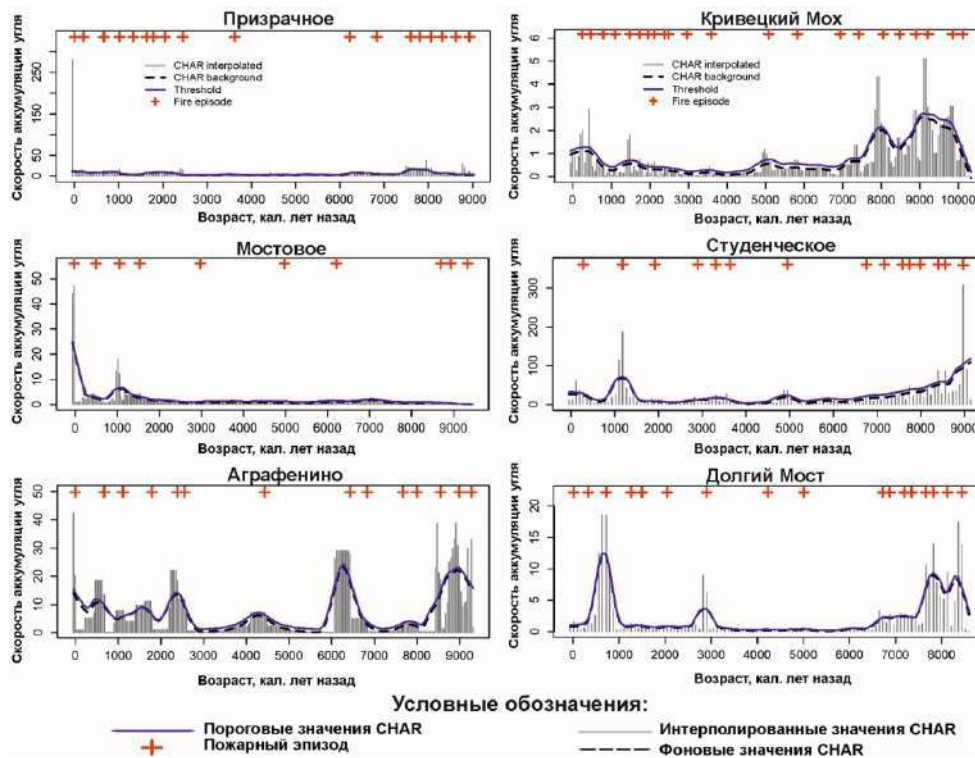


Рис. 1. Фоновые, интерполированные и пороговые значения скоростей аккумуляции частиц угля (CHAR-индекс), а также локальные пожарные эпизоды по данным изучения концентрации макроскопических частиц угля в отложениях болот центральной части Восточно-Европейской равнины.

Фоновые и пороговые значения концентрации угля в торфе для болота Студенческое были вычислены с использованием статистической сглаживающей функции LOWESS и периодами сглаживания от 500 до 1000 лет. Пики накопления частиц угля рассчитывались как отношение между интерполированными значениями концентрации частиц угля и рассчитанного фонового их содержания. Пороговые значения для идентификации пиков выделены на основе нормального распределения значений с распределением «шумов» основанных на Гауссовой модели рассеивания примесей.

Полученные локальные реконструкции для каждого разреза (рис. 1) показывают, что максимальные скорости лесных пожаров отмечены в интервале от начала накопления осадков (для изученных болотных комплексов начало осадконакопления отмечено в диапазоне 10300-9000 кал. лет назад) до 7000-6000 кал. лет назад с видимым трендом на постепенное снижение скоростей аккумуляции частиц угля в болотных отложениях. Для выделенного интервала соответствует относительно большое количество локальных пожарных эпизодов. Затем в интервале от 7000-6000 кал. лет назад до 2500-1000 кал. лет назад скорости аккумуляции угля снижаются в несколько раз, пожарные эпизоды относительно редки. Повторное увеличение скоростей аккумуляции древесного угля зафиксировано во всех реконструкциях, но в разных регионах начало этого процесса отличается в диапазоне от 2500 до 1000 кал. лет назад.

На основе полученных данных по каждому разрезу была построена интегральная модель истории лесных пожаров за последние 8500 кал. лет (рис. 2). Создание интегральной реконструкции осуществлялось в программном пакете Paleofire [2], который позволяет трансформировать полученные данные и объединять их выборки с помощью методов гомогенизации, сглаживания и масштабирования данных. Итоговая интегральная кривая (Z-score) отражает отклонения безразмерных значений скоростей накопления частиц угля в болотных отложениях (и соответственно количество сгоревшей биомассы в изучаемом регионе) от их средних значений, принимаемых за 0.

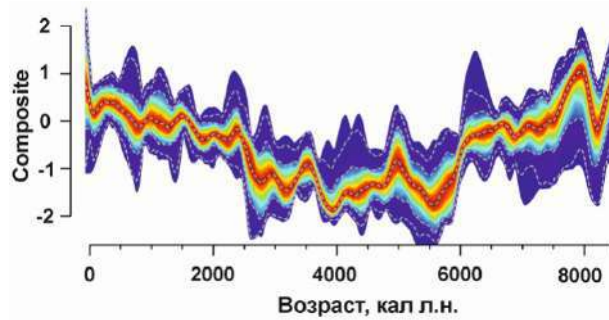


Рис. 2. Интегральная кривая накопления частиц угля в отложениях в болотных отложениях центральной части Восточно-Европейской равнины за последние 8500 лет. Цветом показана плотность значений, пунктирной линией показаны доверительные интервалы.

Реконструкция аномалий от средних значений лесных пожаров показывает, что положительные аномалии наблюдаются в интервале 8500-6000 кал. лет назад, на смену которым приходит период с отрицательными аномалиями в 6000-2200 кал. лет назад. После 2200 кал. лет значения интегрального параметра вновь возрастают, достигая максимальных значений в наши дни.

Анализ региональных реконструкций истории лесных пожаров и интегральной модели на их основе, а также их сравнение с имеющимися реконструкциями изменений климата в голоцене позволяет сказать, что в интервале 8500-2500 кал. лет назад наблюдается чёткая связь между изменениями климата и изменениями скоростей накопления частиц угля в болотных отложениях. Палинологические реконструкции для изучаемых регионов подтверждают значительную роль лесных пожаров в функционировании экосистем для данного интервала: периодам с высокой скоростью накопления частиц угля и соответственно высокой частотой лесных пожаров соответствует массовое распространение постпирогенных сосново-берёзовых древостоев, в то время как по мере снижения количества лесных пожаров происходит распространение ели и широколиственных видов деревьев.

Увеличение количества лесных пожаров начиная с 2200 кал. лет назад, вероятно, обусловлено ростом влияния человека на экосистемы, что подтверждается данным спорово-пыльцевого анализа, указывающими на синхронный с ростом скоростей аккумуляции угля рост количества пыльцы антропогенных индикаторов. Кроме того, именно в данное время началось широкое распространение подсечно-огневого типа земледелия, что также могло приводить к росту числа лесных пожаров. Несовпадение датировок начала роста скоростей аккумуляции древесного угля для локальных реконструкций в разных регионах объясняется различиями в расселении и начале активного хозяйственного освоения изучаемой территории. Палинологические данные свидетельствуют о том, что увеличение частоты лесных пожаров привело к снижению доли ели и широколиственных видов в лесных сообществах.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и БРФФИ № 20-55-04003 и финансовой поддержке РФФИ № 20-05-00234.*

#### Список литературы:

- [1] Blaauw, M.; Christen, J.A. Rbacon: Age-Depth Modelling Using Bayesian Statistics; R Package Version 2.3.5; R Foundation for Statistical Computing: Vienna, Austria, 2020.
- [2] Blarquez O., Vannièrè B., Marlon J. R., Daniau A.-L. Power M. J. Brewer S. and Bartlein P. J. Paleofire: An R package to analyse sedimentary charcoal records from the Global Charcoal Database to reconstruct past biomass burning. *Computers and Geosciences*, 2014. – vol. 72, – P. 255-261.
- [3] Conedera M., Tinner W., Neff C., Meurer M., Dickens A. F., Krebs P. Reconstructing past fire regimes: Methods, applications, and relevance to fire management and conservation // *Quaternary Sci. Reviews*, 2009. – Vol. 28, – N 5-6. – P. 555–576.
- [4] Higuera P. CharAnalysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis – Montana State University: Bozeman, MT, 2009. – P. 1–27.
- [5] Mooney S., Tinner, W. The analysis of charcoal in peat and organic sediments // *Mires and Peat*, 2011. – Vol. 7. – P. 1–18.

**ВЛИЯНИЕ СОСТАВА И СВОЙСТВ ХВАЛЫНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
НА ЭВОЛЮЦИЮ ПОЧВ И ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО  
МЕЖДУРЕЧЬЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МИНЕРАЛОГО-  
МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)**

**М.П. Лебедева, О.О. Плотникова, Е.Б. Варламов, Н.А. Чурилин, Т.В. Романис**  
ФИЦ ФГБНУ «Почвенный Институт им. В.В. Докучаева», Москва, Россия,  
m\_verba@mail.com

**INFLUENCE OF THE COMPOSITION AND PROPERTIES OF KHVALYNSK DEPOSITS  
ON THE EVOLUTION OF SOILS AND SOIL COVER OF THE VOLGA-URAL  
INTERFLUVE (BASED ON THE RESULTS OF MINERALOGICAL AND  
MICROMORPHOLOGICAL STUDIES)**

**M.P. Lebedeva, O.O. Plotnikova, E.B. Varlamov, N.A. Churilin, T.V. Romanis**  
V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia

Волго-Уральское междуречье занимает большую часть Прикаспийской низменности, которая охватывает полукольцом северное побережье Каспийского моря. Отложения Междуречья тесно связаны с изменениями границ Каспийского моря в результате трансгрессий и регрессий, приводящих к смене литологического состава поверхностных отложений, что находит отражение в особенностях состава и строения почвообразующих пород. Береговая граница максимальной трансгрессии хвалынского моря располагалась на высоте 48-50 м, доходя на севере к подножью Общего Сырта и увалов Сыртового Заволжья. Этапы отступления хвалынского моря и стадии задержки на разных гипсометрических уровнях до настоящего времени остаются предметом дискуссии. Отступающее в конце верхнечетвертичного времени хвалынское море обнажило плоское, наклоненное к югу морское дно, на поверхности которого уже тогда существовали неровности как за счет деятельности морских вод и солевой тектоники. По мере отступления хвалынского моря на осушавшейся поверхности постепенно начиналось формирование своеобразных ландшафтов, свойственных полупустынной зоне юго-востока Русской равнины. Равнинность, безводность и бессточность, засоленность отложений, почв и грунтовых вод, разреженность и низкорослость растительного покрова, палящий летний зной и сильные холодные ветры, черные бури и снежные бураны – вот основные черты природы северного Прикаспия.

Вся поверхность Прикаспийской низменности покрыта разновозрастными морскими отложениями, которые преимущественно на севере представлены желто-бурыми тяжелыми и средними суглинками, к югу они сменяются легкими и опесчаненными суглинками и песками. Наиболее специфическими для почвообразования Нижнего Поволжья являются нижнехвалынские шоколадные глины (ШГ), которые приурочены ко вторым террасам рек Волги и Урала и не очень характерны для Волго-Уральского междуречья [10]. Возраст раннехвалынских отложений по последним OSL датам лежит в интервале 25-12.6 тыс. л.н. [12]. ШГ имеют сложную полифациальную слоистость и характерные кристаллооптические свойства [13]. Максимально частая встречаемость ШГ на Междуречье отмечена в серии понижений, идущих параллельно долине Волги. Это было описано ранее М.П. Брициной [1] и подтвердилось нашими полевыми исследованиями и анализом почвенной литературы [2, 6] (рис. 1). Для многих голоценовых почв отмечено, что хвалынские слоистые (или скрыто слоистые) отложения с включением морских раковин перекрыты слоем наземных более молодых образований, отличительной особенностью которых является высокое содержание пылеватой фракции - лессовидность.

Цель работы – выявление особенностей микростроения, минералогических и физико-химических свойств почв, связанных с составом и строением почвообразующих пород, с современными и реликтовыми процессами почвообразования.

Исследования комплекса морфологических свойств (макро-, мезо-, микро-) проводились с применением отечественной и зарубежной терминологии [16].

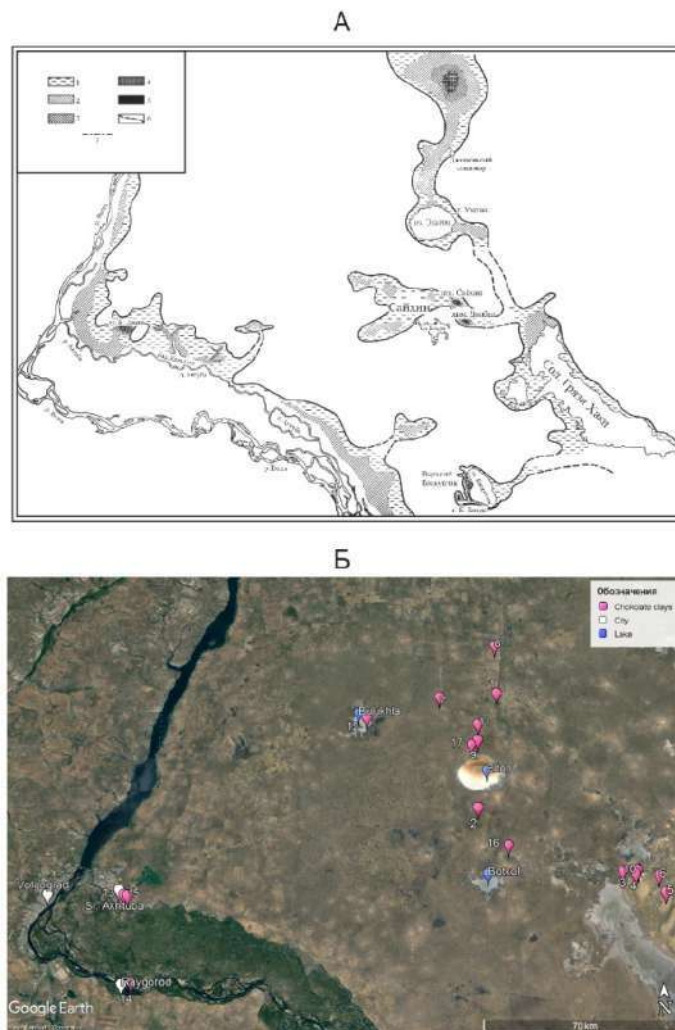


Рис. 1. А – карта распространения шоколадных глин по данным М.П. Брициной [1]. Б – карта распространения шоколадных глин по литературным данным и личным находкам: 1 – А.А. Роде, М.Н. Польский [9]; 2-4 – В.А. Ковда [6]; 5-6 – Т.Ф. Якубов [11]; 7 – Плотникова с соавт. [7]; 8 – И.В. Иванов, В.А. Демкин [5]; 9 – личные находки Е.Б. Варламова; 10-12, 17 – личные находки М.П. Лебедевой; 13 – Lebedeva et al. [13]; 14-15 – R.R. Makshaev, A.A. Svitoch [15]; 16 – М.П. Брицина [1].

Расчет коэффициента криогенной контрастности (ККК) проведен по формуле  $KKK = (Q_1/F_1)/(Q_2/F_2)$ , где  $Q_1$  и  $F_1$  содержание соответственно кварца и полевых шпатов во фракции 0.05-0.01 мм;  $Q_2$  и  $F_2$  – во фракции 0.1-0.25 мм [8]. Фракции 0.1-0.25 мм и 0.1-0.05 мм выделены с помощью сит из суммарного остатка частиц  $\geq 0.01$  мм, полученного в результате отмучивания по Горбунову [3], их минералогический анализ проведен на микроанализаторе SEM (JEOL JSM-6610LV (Japan) (ИГАН). Минералогический анализ ила после отмучивания – с помощью универсального рентгендифрактометра HZG-4a.

Изучены почвы целинных солонцовых комплексов на участке между 3 и 4 Гослесополосами стационара Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН (+26+28 м н.у.м.): солонец светлый солончаковый на микроповышении (разр. 02-15) и солонец остепненный [9] на краю микрозападины (разр. 01-15). Каштановая почва (разр. 03-15) – на склоне микрорельефа – расположена на расстоянии 86 м на юго-восток от разр. 02-15. Перепад высот над днищем западины у разр. 01-15 составлял 2 см, у разр. 02-15 – 24 см. В обнажении Лисьей балки у оз. Эльтон (+5 м н.у.м.) была изучена бурая аридная почва при близком подстилании нижнехвалынских шоколадных глин (разр. 06-19). Определение возраста отложений проведено по раковинам морского моллюска рода *Didacna*.

Согласно полученным данным, в настоящее время отмечено сглаживание микрорельефа бугорково-западного микрорельефа, описанного для Джаныбекского стационара, вызванное опусканием поверхности. Наиболее отчетливо это проявляется вблизи западин или около нор почвенных животных. В качестве механизма, приводящего к

опусканию современного микрорельефа, рассматривается увлажнение засоленных нижних горизонтов поднимающимися грунтовыми водами (с 7 до 4-5 м за последние 30-40 лет) и переход сульфата натрия (тенардита) в раствор, что вызывает переупаковку и уплотнение подсолонцового псевдопесчаного материала [14]. Суффозионная просадка, что, как известно, характерно для лессов и описана как один из механизмов образования микрозападин для территорий с лугово-степными солонцовыми комплексами. Нами было выявлено, что оседание поверхности наиболее характерно для тех почв, в нижних горизонтах которых отмечена высокая межагрегатная пористость, лессовая и криоаридная почвенная агрегированность. При близком подстилании слоистой толщи ШГ оседание, как отмечено в литературе [2], не характерно. После 70 лет развития солонца на опустившемся участке отмечено выщелачивание легкорастворимых солей и накопление гумуса, изменение микроформ органики в гумусовых горизонтах. При этом в его верхних 50 см сохраняются микропризнаки бывшего осолонцевания в виде высокой оптической ориентации тонкодисперсного вещества и структурной организации солонцового типа, возникших на не дренированных участках этого региона в хроноинтервале 3500-3000 лет [4].

В почвах стационара глубже 50-60 см впервые отмечены признаки позднеплейстоценового криоаридного почвообразования (агрегаты-ооиды), относительным возрастным маркером которого являются фрагменты ШГ пылевой и мелкопесчаной размерности (рис. 2) и высокие значения ККК ( $\geq 1.2$ ). Источником фрагментов глин, как мы считаем, являются эродированные отложения нижнехвалынских ШГ из балок у оз. Эльтон, например, из Лисьей балки, расположенной в 20 км от стационара. В ней развита автоморфная (из-за дренированности балки) современная бурая аридная почва, которая сформирована в пылеватом слое полифациальной толщи ШГ. В лессовидном верхнем слое отмечена слабая гумусированность, зоогенная агрегированность и различные трансформационные преобразования фрагментов шоколадных глин с их ассимиляцией во внутрисредный материал с микритовой пропиткой (рис. 2 А, В). Микропризнаков подвижности глины не отмечено. В моноглинистых слоях из шоколадных глин отмечена их трещиноватость, фрагментированность на плитки, а также микропризнаки разных генераций гипсовых инфилингов. Диагностирован слой (146-160 см), в котором глина микроагрегирована среди пылеватого материала аналогичным образом, как и в почвообразующем слоистом материале солонца на микроповышении на стационаре (разр. 02-15 на глубине 80-90 см) (Рис. 2 Б, Г). Это позволяет предполагать одинаковый

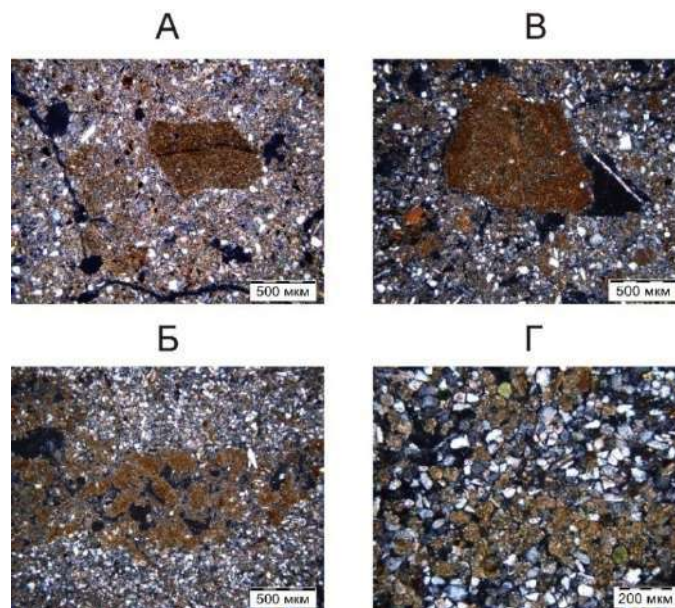


Рис. 2. Фрагменты шоколадных глин в почвах Джаныбекского стационара (А, Б) и Лисьей балки (В, Г), фотосъемка с анализатором. А – разрез солонца на микроповышении, 57-100 см; Б – солонец светлый солончаковый на микроповышении, разр. 02-15, 82-86 см; В, Г – бурая аридная почва, раз. 06-19, 20-35 и 146-160 см соответственно.

генезис этих слоев в удаленных друг от друга разрезах. Анализ ККК по слоям с разным содержанием ила показал, что наиболее высокие значения этого коэффициента ( $K_{KK} \geq 1.16$ ) отмечены для более глинистых слоев, для пылеватых слоев меньше единицы.

Таким образом, сочетание минералого-микроморфологических исследований с определением величины ККК позволили выявить, что в почвах полупустынных солонцовых комплексов сочетаются разновозрастные почвенные и литологические признаки, обусловленные разным составом и свойствами нижнехвалынских морских отложений и цикличностью палеоклиматических условий.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант №21-74-20121.*

Список литературы:

- [1] Брицина М.П. Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии Северного Прикаспия // Тр. ИГ АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Вып. 62. С. 5–27.
- [2] Буяновский М.С., Доскач А.Г., Фридланд В.М. Природа и сельское хозяйство Волго-Уральского междуречья. Москва. Изд-во Акад. наук СССР. 1956. 231 с.
- [3] Горбунов Н.И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. Москва. Изд-во Акад. наук СССР. 1963. 302 с.
- [4] Демкин В.А., Иванов И.В. Развитие почв Прикаспийской низменности в голоцене. Пушино. 1985. 165 с.
- [5] Иванов И.В., Демкин В.А. Возраст микрорельефа и комплексность почвенного покрова в условиях полупустыни северного Прикаспия. В сборнике: Структура почвенного покрова и использование почвенных ресурсов. Москва. 1978. С. 171–178.
- [6] Ковда В.А. Почвы Прикаспийской низменности (северо-западной части). Москва. 1950. 256 с.
- [7] Плотникова О.О., Лебедева М.П., Варламов Е.Б., Нухимовская Ю.Д., Шуйская Е.В. Микроморфологическое строение почв полупустынных солонцовых комплексов Прикаспийской низменности под растительными сообществами с участием *Kochia prostrata* // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2019. № 100. С. 83–116. DOI <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2019-100-83-116>
- [8] Рогов В.В. Основы криогенеза. Академическое изд-во "ГЕО" Новосибирск. 2009. 203 с.
- [9] Роде А.А., Польский М.Н. Почвы Джаныбекского стационара, их морфологическое строение, механический и химический состав и физические свойства // Почвы полупустыни северо-западного Прикаспия и их мелиорация. Труды Почвенного института им. В.В. Докучаева АН СССР. М.: Издательство АН СССР. 1961. Т. 56. С. 3–214.
- [10] Свиточ А.А., Макшаев Р.Р., Ростовцева Ю.В., Ключиткина Т.С., Березнер О.С., Трегуб Т.Ф., Хомченко Д.С. Шоколадные глины Северного Прикаспия. 2017. 140 с.
- [11] Якубов Т.Ф. Пески Нарып полупустынного Нижнего Заволжья. В кн.: Работы сектора песков и пустынь. Изд-во Акад. наук СССР. Т. XVII. С. 7–118.
- [12] Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей А.С., Ткач Н.Т., Сычев Н.В. Опыт датирования плейстоценовых отложений нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2017. № 1. С. 21–29.
- [13] Lebedeva M., Makeev A., Rusakov A., Romanis T., Yanina T., Kurbanov R., Kust P., Varlamov E. Landscape dynamics in the Caspian Lowlands since the last deglaciation reconstructed from the pedosedimentary sequence of Srednaya Akhtuba, Southern Russia // Geosciences. Т. 8. № 492. 2018. P. 1–21 DOI <https://doi.org/10.3390/geosciences8120492>
- [14] Lebedeva M.P., Konyushkova M.V. Solonetzic soils in the northern Caspian Lowland: local and spatial heterogeneity of pedofeatures and their changes in time. Dokuchaev Soil Bulletin. 2016. № 86. P. 77–95. DOI <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2016-86-77-95>
- [15] Makshaev R.R., Svitoch A.A. Chocolate clays of the Northern Caspian Sea Region: Distribution, structure, and origin // Quaternary International. Vol. 409. Part A. 2016. P. 44–49. DOI <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.07.018>.
- [16] Stoops G. Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections; Vepraskas, M.J., Ed.; Soil Science Society of America Inc.: Madison, WI, USA. 2003. 184 p.



## ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА РАЗВИТИЕ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НАДЫМ)

Е.Л. Маликова

Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева, Новосибирск, Россия,  
malikovael@igm.nsc.ru

## THE INFLUENCE OF CLIMATIC CONDITIONS ON THE DEVELOPMENT OF AEOLIAN RELIEF IN THE NORTH OF WESTERN SIBERIA (NADYM)

E.L. Malikova

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia

Песчаные массивы являются распространенным элементом ландшафтов многих регионов Европы, Азии и Америки. Одним из таких регионов является север Западной Сибири. Здесь распространены массивы песков с активным проявлением эоловых процессов, которые играют важную роль в современном рельефообразовании [7]. В данном исследовании рассматривается территория песчаного раздува, находящаяся в подзоне северной тайги Западной Сибири, в долине р. Надым. Раздув вытянут с севера на юг.

Для того чтобы изучить особенности распространения песчаных массивов были использованы методы дистанционных исследований:

- снимок, скачанный с ПО SAS Planet, в проекции WGS 84 Pseudo\_Mercator, с разрешением 19z;

- SRTM снимок, доступный на сервере Геологического управления США (USGS) для визуального представления данных о высотах и эффективной оцифровки и выделения форм.

Вся обработка материалов дистанционного зондирования выполнена в ПО ArcGIS. Для выделения эоловых форм рельефа за основу были взяты классификации К.К. Маркова и Б.А. Федоровича [4].

Были выделены следующие формы рельефа (рис. 1): 1 – закрепленные продольные ложбинно-гривистые дюны, 2 – заросшие котловины выдувания, 3 – валообразная дюна, 4 – граблевидная котловина выдувания, 5 – граблевидная дюна, 6 – дюнные валы, 7 – комплексные котловины выдувания, 8 – комплекс сложных дугообразных дюн, 9 – комплексные валообразные дюны, 10 – крупная кольцевая дюна, 11 – межгривная ложбина выдувания, 12 – параболические дюны, 13 – периферийные валы, 14 – полукруглые крупные дюны с полигональными жильными трещинами. Также наблюдаются антропогенные объекты: 15 – застройка, 16 – техногенная трансформированная территория.

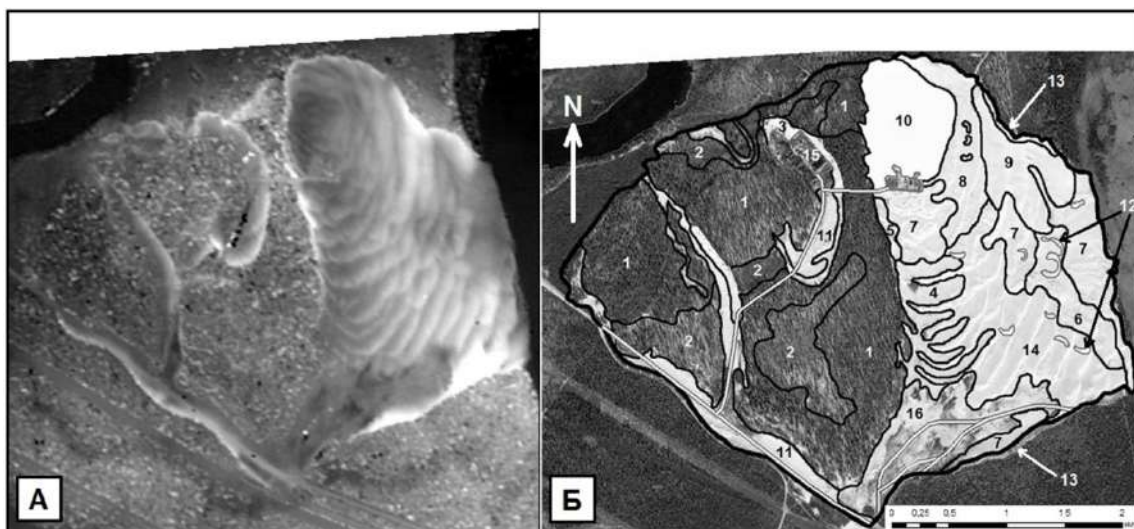


Рис. 1. Эоловые формы рельефа: А-SRTM, Б-выделенные формы рельефа (расшифровка дана в тексте).

Анализ высокодетальных космических снимков и материалы полевых исследований показали распространение на территории Надымского Приобья многообразных форм золового рельефа. Основными являются: крупные полукруглые дюны с полигональными жильными трещинами. Высота этих дюн достигает 3–3,5 м. Наличие полигональных мерзлотных структур внутри этих дюн подтверждено материалами полевых исследований [3].

Крупная кольцевая дюна – представляет собой округлую изолированную котловину дефляции. Единичная форма рельефа, располагающаяся на севере данной территории из-за особенностей ветрового режима.

Котловины выдувания: на данной территории располагается несколько типов котловин выдувания – комплексные, заросшие и граблевидные. Все эти котловины выдувания характеризуются разной формой, стадией развития и преобладающих на них процессах.

Западная часть территории зарастает, и особенно активно это происходит в котловинах выдувания, где условия наиболее благоприятные для этого. С восточной стороны пока еще только присутствуют признаки зарастания. Самостоятельные полевые наблюдения автора и анализ данных, опубликованных другими исследователями [3, 5], подтверждают результаты, полученные по средствам дистанционного картирования форм рельефа исследуемой территории.

Направление и сила ветра являются главными факторами образования дюн, что подтверждается их ориентацией по направлению преобладающих ветров. Полукруглые крупные дюны, которые занимают основную часть территории раздува, располагаются на юго-востоке. В западной и северо-западной частях территории находятся небольшие дюны, на развитие которых оказывают влияние южные ветра. Все это хорошо согласуется с современными метеорологическими наблюдениями: зимой преобладают южные, а летом – северные и северо-западные ветра [1].

В механическом составе отложений дюны в основном преобладают фракции мелко- и среднезернистого песка, что свидетельствует о силе ветра свыше 3.5 м/с. Однако только при больших скоростях ветра (15 м/с) песчаные частицы способны перемещаться на высоте до 2.9 м, тогда как основная масса материала не поднимается выше 50 см [2]. В настоящее время такая скорость характерна в основном для северных ветров.

Современный период дюнообразования начался после 1500 г. н.э. [3]. С этого времени усилилась аридизация и сила северных ветров, что и стало причиной разрастания дюны, продолжающегося по настоящее время. Усиление северных ветров подтверждается расположением наиболее высоких дюн в юго-восточной части раздува.

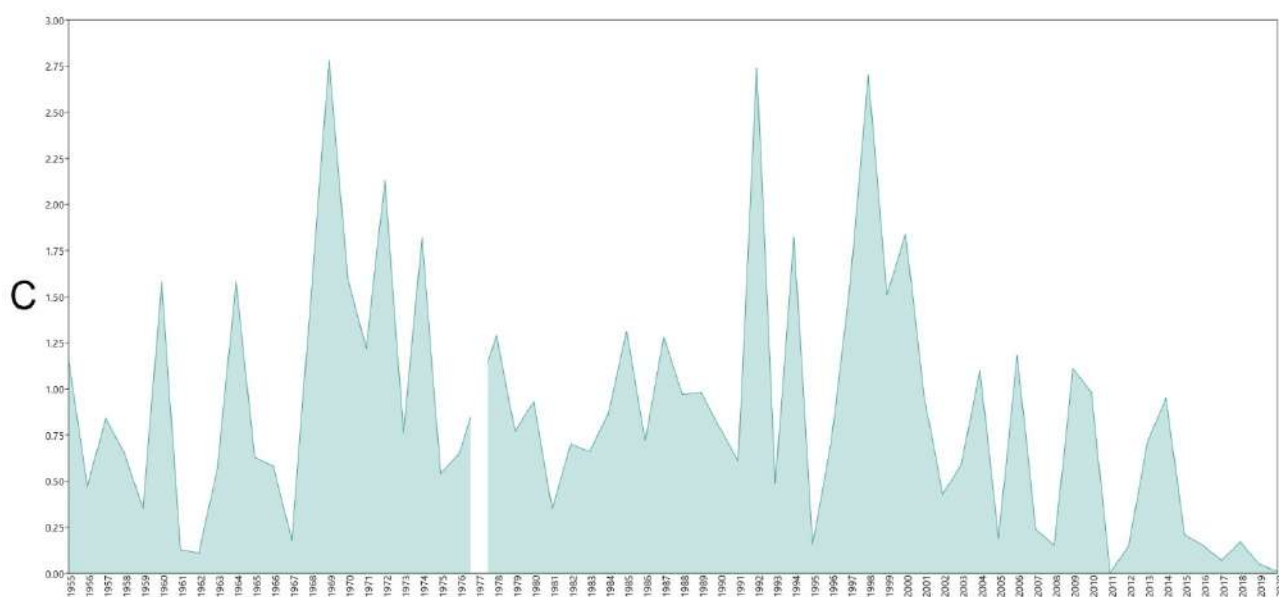


Рис. 2. Динамика среднегодовых значений фактора климата С, метеостанция Надым.

Для оценки дефляционного потенциала района был посчитан фактор климата (С), предложенный Е.М. Любцовой [6], рассчитанный по формуле:

$$C = 10^2 v^3 / (H/T + 10)^2,$$

где С – фактор климата; v – среднегодовая скорость ветра, м/с; H – годовое количество осадков; T – среднегодовая температура. Для расчетов были использованы данные метеонаблюдений с метеостанции Аэропорт Надым с 1955 по 2020 гг. [1, 8].

Наибольшая интенсивность дефляции наблюдалась в 70-х и 90-х гг. XX века (рис. 2), когда фактор климата достигал С=2,78. В настоящее время он снизился до минимальных значений за всё время наблюдений (С=0,001), что говорит о цикличности климатических колебаний. За время наблюдений на данной территории дефляция носила умеренный и сильный характер, но в последнее десятилетие наблюдается тенденция к снижению дефляции. Вероятно, это связано с увеличением температуры и количества осадков в исследуемом районе в последние годы.

*Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и грантов РФФИ 19-05-00513 и 20-05-00801.*

Список литературы:

- [1] Архив погоды - [www.gismeteo.ru](http://www.gismeteo.ru) (дата обращения: 05.08.2021)
- [2] Гаель А.Г., Смирнова Л.Ф. Пески и песчаные почвы. – Москва, ГЕОС – 1999. – 255 с.
- [3] Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О., Овчинников И.Ю., Сизов О.С., Соромотин А.В. Строение, криогенные образования и условия формирования верхнечетвертичных отложений Надымского Приобья // Криосфера Земли. – 2017. – Том XXI. – №6. – С. 14-25.
- [4] Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. – Москва, Высшая школа, – 1988. – 320 с.
- [5] Лоботросова С.А., Сафонов Ю.С., Соромотин А.В., Сизов О.С. Роль мезорельефа в зарастании естественных песчаных дюн в подзоне Северной тайги Западной Сибири // Материалы межд. конф. «Актуальные вопросы биогеографии» / Н.В. Терехина и др. (ред.). Санкт-Петербург: Изд-во: Санкт-Петербургский государственный университет, – 2018. С. 242–244.
- [6] Любцова Е.М. Эоловые процессы // Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири / В.А. Снытко (ред.). Новосибирск: Изд-во Наука, – 1997. С. 132–177.
- [7] Маликова Е.Л. Картографирование эоловых форм рельефа Надымского Приобья // Материалы межд. геогр. конф. «Географические исследования Сибири и сопредельных территорий» / И.Н. Владимиров и др. (ред.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, – 2019. С. 510–513.
- [8] Сизов О.С. Геоэкологические аспекты современных эоловых процессов северотаежной подзоны Западной Сибири. – Новосибирск, Гео, – 2015. – 124 с.

## ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГОВЫХ ФОРМ АЗОВСКОГО МОРЯ НА ПРИМЕРЕ КОСЫ ДОЛГАЯ (КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

Г.Г. Матишов<sup>1</sup>, В.В. Польшин<sup>1</sup>, В.В. Титов<sup>1</sup>, В.В. Кулыгин<sup>1</sup>, Е.П. Коваленко<sup>1</sup>,  
А.С. Тесаков<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия, [matishov\\_ssc-ras@ssc-ras.ru](mailto:matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru),  
[vlad0220vlad@mail.ru](mailto:vlad0220vlad@mail.ru), [vvtitov@yandex.ru](mailto:vvtitov@yandex.ru)

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, [tesak@ginras.ru](mailto:tesak@ginras.ru)

## EXPERIENCE IN STUDYING OF ACCUMULATIVE COASTAL FORMS OF THE SEA OF AZOV AT THE EXAMPLE OF THE DOLGAYA SPIT (KRASNODAR TERRITORY, RUSSIA)

G.G. Matishov<sup>1</sup>, V.V. Pol'shin<sup>1</sup>, V.V. Titov<sup>1</sup>, V.V. Kulygin<sup>1</sup>, E.P. Kovalenko<sup>1</sup>, A.S. Tesakov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Southern Scientific Centre RAS, Rostov-on-Don, Russia

<sup>2</sup>Geological institute RAS, Moscow, Russia

Азовское море является внутренним водоёмом, связанным с Чёрным и Средиземным морями. Изучение четвертичной истории этого водоёма позволяет достаточно подробно проследить динамику изменения уровня и гидрологии моря, этапов открытия и прекращения водообмена с Чёрным и Каспийским морями, характер изменения береговой линии, трансформации водораздельных пространств и т.п. [5, 6]. Побережье мелководного

Азовского моря характеризуется наличием серии песчано-ракушечных кос. Нами уделяется много внимания комплексному изучению этих аккумулятивных форм, поскольку они дают возможность проследить целый ряд палеогеографических процессов в регионе. Комплексные исследования, проводимые нами на косах азовского побережья, включают следующие виды работ: бурение с отбором керна, изучение вдольбереговых течений и рельефа дна в прибрежной зоне моря, абсолютное датирование отложений радиоуглеродным методом и их малакологическое изучение, а также изучение береговых валов, формирующих эти аккумулятивные береговые формы [2–4].

Одним из ключевых объектов исследований стала коса Долгая (Краснодарский край, Ейский район), являющаяся самой крупной на южном побережье Азовского моря. При этом её строение и история развития остаются неясными и требуют уточнения. Общая протяженность системы коса – островная часть составляет более 30 км. Длина собственно косы по правому (восточному) берегу превышает 10 км, по левому – около 7 км. Ширина прикорневой части достигает 3,75 км. Коса Долгая фактически отгораживает Таганрогский залив от основной части моря. Она подвержена воздействию господствующих юго-западных и северо-восточных ветров.

Вскрытая 13 скважинами верхняя часть отложений косы Долгой (рис. 1) повсеместно сложена ракушечным материалом с примесью глины и суглинка. Мощность ракушечных отложений увеличивается от корневой к дистальной части косы от 4 до 7 м. В ракушечных отложениях тела косы было выявлено порядка 20 видов и надвидовых таксонов моллюсков. Из них наиболее многочисленными являются раковины *Cerastoderma glaucum* (в разных горизонтах их доля до 76,5-96,1%), *Bittium reticulatum* (до 1,5%), *Tritia reticulata* (до 1,5%). Предварительный анализ малакофауны из исследованных обнажений, подкрепленный полученными данными абсолютного датирования (по  $^{14}\text{C}$ ), позволяет предположить, что основная часть аккумулятивного тела косы была образована в интервале времени от  $1920 \pm 110$  (ЛУ-9756) до  $2500 \pm 150$  (ЛУ-9757) лет, во время нимфейской трансгрессии позднего голоцена [2]. Причиной накопления большого количества ракушечного материала в отложениях косы является высокая продуктивность Азовского бассейна. Общая годовая продукция зообентоса в Азовском море оценивается в 19–20 млн тонн, т.е. до  $2 \text{ кг/м}^2$  [1].



Рис. 1. Схема расположения мест бурения и отбора малакологических проб на косе Долгой в 2019-2021 гг. (южный берег Азовского моря, Краснодарский край, Ейский район).

Толща ракушечников залегает на тугопластинчатых серых суглинках, которые в свою очередь перекрывают коричневые глины и суглинки. В дистальной части косы на глубине 18-20 м они подстилаются среднелепесточными песками пресноводного генезиса. В этих песках массово встречаются раковины моллюсков: *Viviparu ssp.*, *Bittium sp.*, *Lithoglyphu ssp.*, *Planorbis sp.*, *Dreissena sp.*, *Theodoxus sp.*, *Cerastoderma sp.* и *Abra sp.* Найденные совместно с ними зубы *Arvicola cf. Mosbachensis* и *Microtus cf. Gregalis* (примитивный морфотип) позволяют коррелировать эти слои с началом среднего плейстоцена.

По аэро- и космоснимкам косы Долгой можно выделить пять генераций разновозрастных береговых валов общим количеством около 150. Самые древние из них расположены в непосредственной близости от участка коренного берега (прикорневой части косы) и были образованы более 5 тыс. лет назад в начальную стадию развития древнеазовской (новочерноморской) трансгрессии. Дальнейшее формирование аккумулятивного тела косы происходило в результате последовательного присоединения к ней береговых валов.

Основной причиной образования и дальнейшего роста косы Долгой явилось то, что в ее береговую зону непрерывно поступал интенсивно продуцируемый органогенный материал из центра Азовского моря. Крупнейший источник наносов для формирования надводно-подводной части косы Долгой очевидно существовал в юго-восточной части Азовского моря в районе Железинской, Ахтарской и Елениной банок. Площадь этих положительных структур составляет порядка 100 км<sup>2</sup>. Господство южных течений в Азовском море предопределило вектор перемещения органогенных наносов в сторону косы Долгой [2].

Анализ топографических карт и космоснимков позволяет подробно проследить современную динамику развития косы за период 1974-2020 гг. Замечено, что берег со стороны Таганрогского залива отступает, а со стороны Азовского моря является аккумулятивным.

*Работа выполнена в рамках гранта РФФИ №20-17-00196.*

Список литературы:

- [1] Воробьев В.П. Бентос Азовского моря // Труды АзЧерНИРО. Симферополь, Крымиздат.– 1949. – № 13. – 195 с.
- [2] Матишов Г.Г., Польшин В.В., Коваленко Е.П., Григоренко К.С. Азовского моря в голоцене (по данным бурения и изучения малакофауны на косе Долгой) // Океанология. – 2021. – Т. 61. – №4. – С. 609–619.
- [3] Матишов Г.Г., Польшин В.В., Кулыгин В.В., Титов В.В., Коваленко Е.П., Сушко К.С. Новые данные о строении косы Долгой Азовского моря (бурение, исследование обнажений, малакофауна) // Наука Юга России.– 2020. – Т.16. – №3. – С.26–39.
- [4] Матишов Г.Г., Польшин В.В., Титов В.В. Исследования отложений кос Азовского моря (на примере косы Долгой) // Океанология.– 2020б. – Т.60. – №1. – С.158–161.
- [5] Матишов Г.Г., Титов В.В., Ковалёва Г.В., Польшин В.В., Дюжова К.В., Байгушева В.С., Зайцев А.В., Ильина Л.П., Нестерук Г.В., Сушко К.С., Тимонина Г.И., Куршаков С.В., Невидомская Д.Г. Палеогеография Приазовья в голоцене.– Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН. – 2019. – 384 с.
- [6] Tesakov A.S., Dodonov A.E., Titov V.V., Trubikhin V.M. 2007. Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia // Quaternary International. – Vol. 160. – P. 57–69.

**СТАНОВЛЕНИЕ ЭВОЛЮЦИОННОГО ЛАНДШАФТОВЕДЕНИЯ В РОССИИ****В.А. Низовцев<sup>1</sup>, К.Н. Дьяконов<sup>1</sup>, Н.М. Эрман<sup>2</sup>**<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия<sup>2</sup>ИИЕТ им С.И.Вавилова РАН, Москва, Россия**FORMATION OF EVOLUTIONARY LANDSCAPE SCIENCE IN RUSSIA****V.A. Nizovtsev<sup>1</sup>, K.N. Dyakonov<sup>1</sup>, N.M. Erman<sup>2</sup>**<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia<sup>2</sup>IHST RAS, Moscow, Russia

В отличие от палеогеографии и эволюционной географии, сформировавшихся в середине XIX века, исследования по палеоландшафтоведению и эволюционному ландшафтоведению не имеют столь обширной историографии и насчитывают всего несколько десятилетий. Впервые о необходимости проведения, собственно, палеоландшафтных исследований начал говорить В.А. Николаев [11], подчеркивая, что ретроспективный (палеоландшафтный) анализ современных геосистем - один из важнейших методов осуществления принципа историзма в ландшафтных исследованиях и что надо стремиться к использованию двустороннего подхода: «от ископаемого прошлого - к современности и от современности - к прошлому».

Бесчисленное количество палеогеографических исследований как в региональном, так и локальном уровне касается преимущественно отдельных компонентов природы: рельефа, климата, растительности, почв и, в отдельных случаях их «связок», особенно растительности и климата. К настоящему времени в различных регионах страны накоплен определенный опыт палеоландшафтных исследований. Следует отметить, что, к сожалению, во многих публикациях по этой тематике ландшафтная составляющая присутствует преимущественно только в терминологическом плане.

Одной из самых сложных палеогеографических задач является реконструкция природных условий в определенные хроносрезы конкретных территорий и, в первую очередь, «восстановление» растительного покрова. Первые реконструкции коренной растительности, выполнялись практически на оценке эдафических свойств местообитаний и распространении растений индикаторов. Можно отметить пионерные работы В.В. Алехина в 30-х годах XX столетия по составлению карт восстановленной растительности Нижегородской и Московской областей, выполненные на основе анализа распространения современной растительности и эдафического подхода. Позднее подобные работы стали основываться на обобщении палинологических данных, начиная с первых обобщений для послеледникового периода Ф. Фирбаса, М.И. Нейштадта, В.П. Гричука и, особенно, Н.А. Хотинского. Накоплен огромный опыт палеогеографических исследований в различных регионах страны, в основу которых положены базовые принципы «классической» палеогеографии. При этом в работах многих палеогеографов (А.А. Величко, А.А. Свиточа, В.В. Климанова, Н.А. Хотинского) неоднократно говорилось о необходимости использования принципа взаимосвязи эволюционного и конкретно-территориального подходов при изучении формирования ландшафтов.

В последнее время сложилась мощная информационная база компонентных палеогеографических работ, посвященных реконструкции растительности и климата в голоцене на региональном уровне по палинологическим данным по разрезам аллювиальных, озерных и болотных отложений; реконструкции эволюции почв, достаточно кондиционно отражающих смены природных условий конкретных территорий и другие.

Главным недостатком многих работ является то, что характеристика восстановленной растительности или почв дается в общем плане, без конкретных ландшафтных привязок, да и антропогенному воздействию, как фактору эволюционного развития уделяется мало внимания. В лучшем случае можно говорить об определенной степени ее нарушенности под воздействием антропогенного фактора.

Можно привести и весьма успешные геоботанические реконструкции на основе палинологического метода выполненные в содружестве со специалистами разного профиля, особенно археологами, геоморфологами и почвоведом. Особенно много таких межпредметных, а порой и комплексных исследований появилось и в нашей стране, и за рубежом в последнее время. Как, правило, палеогеографические реконструкции выполняются на очень высоком уровне и при определенном лидерстве одного (двух) специалистов. Можно выделить близкие к ландшафтным, комплексные работы по реконструкции (рельефа, растительности, почв, климата) с участием археологов, геоморфологов, геоботаников, почвоведов и целого ряда других исследователей.

На локальном уровне изучение проблем взаимодействия природной среды и человека в разные эпохи голоцена нередко основано уже на археологических материалах и палеоэкологических реконструкциях. Эти и подобные им работы заслуживают большого внимания, использование их результатов существенно повышают кондиционность ландшафтных реконструкций. Однако, их главным отличием является или узкая компонентная направленность или в большинстве случаев они носят точечный, локальный или обобщенный характер.

Чаще всего эти реконструкции носят площадной характер, однако редко «выходят» за пределы реконструкции рельефа. Как и в собственно археологических и исторических исследованиях подобного плана ландшафтная составляющая присутствует также преимущественно в терминологическом плане. Часто в названии присутствует термин ландшафт (ландшафтные), но никаких исследований ландшафтной структуры, тем более ее реконструкции нет. Поэтому, как подчеркивал В.А. Николаев: «в результате воссоздается обобщенный палеогеографический зонально-провинциальный фон, а не конкретная ландшафтная структура территории» [11].

В конце XX века И.И. Мамай [6] разработала эволюционно-динамическую концепцию смен геосистем. На протяжении своей жизни геосистемы проходят этапы зарождения и становления, устойчивого существования, медленного развития и смены одного комплекса другим, образуя эволюционно-динамические ряды, под действием морфолитогенных, термических, гидрологических, геохимических факторов. То есть развитие ПТК (природных территориальных комплексов), приводящее к смене старого комплекса новым, осуществляется через смены их состояний. Смена одного комплекса другим наступает вследствие изменения его литогенной основы, изменения климата или саморазвития. В первом случае трансформируется ландшафтный рисунок. Во втором случае смена инварианта происходит без изменения рисунка морфологической структуры. При саморазвитии геосистем может наблюдаться как изменение морфологической структуры, так и ее сохранение. Новый ПТК наследует черты былых, в чем проявляется гетерохронность ландшафта.

В 90-х годах XX столетия появляются и первые публикации, посвященные палеоландшафтными реконструкциям [5]. Существенный поворот в детальных палеоландшафтных изучениях конкретного региона связывается с работами Г.И. Юренкова и его последователей в Санкт-Петербургском Герценовском педуниверситете. Собственно, Г.И. Юренкови ввел в широкий научный оборот понятие «эволюционное ландшафтоведение» [13] и опубликовал под соответствующим названием первую (и пока единственную) монографию: «Введение в эволюционное ландшафтоведение [13]. Позднее появилась и первая диссертация по такой тематике Л.А. Нестеровой [7]: «Формирование и эволюция ландшафтов восточной части Ленинградской области». Надо отметить, что в РГПУ им. А.И. Герцена формируются две научные школы в рамках этого направления под руководством профессоров Д.А. Субетто и Е.М. Нестерова и уже почти два десятилетия функционирует близкий по тематике международный семинар.

Практически в это время на геофаке МГУ имени М.В. Ломоносова были развернуты крупномасштабные работы по эволюции ландшафтов в Центре Русской равнины. Как и в палеогеографических так и палеоландшафтных исследованиях в основу положено

составление различного рода карт реконструктивного типа. Первые положения палеоландшафтной концепции на базе крупномасштабных исследований голоценовой эволюции мещерских лесных ландшафтов сформулированы Т.А. Абрамовой и К.Н. Дьяконовым [2]. Условия постановки исследования: определение регионального интегрального физико-географического процесса (заболачивание, опустынивание, соленакопление (галогенез), оледенение и т.д.) который должен описываться через баланс вещества и характеризоваться скоростью; установление специфических физико-географических черт региона – современного климата, геолого-геоморфологического строения, биотических факторов.

Собственно работы по эволюционному ландшафтоведению появляются лишь в последние десятилетия XX века. На рубеже тысячелетий разворачиваются работы, посвященные палеоландшафтным реконструкциям и палеоландшафтному картографированию.

В 2004 г. появилась и первая диссертация по такой тематике – Л.А. Нестеровой - Формирование и эволюция ландшафтов восточной части Ленинградской области [7]. Можно отметить исследование палеорастительности позднеледникового и голоцена Восточной Фенноскандии Г.А. Елиной с соавторами [3], которое по содержанию и представленным картографическим материалам имеет ландшафтный характер. Из работ палеоландшафтного плана последних лет можно выделить и одну из последних работ Е.Ю. Новенко с соавторами [12], посвященную реконструкции природных ландшафтов в Мещерской низменности, существовавших до начала их антропогенной трансформации.

Первые опыты крупномасштабного палеоландшафтного картографирования были проведены В.А. Низовцевым на примере Дубнинской палеоозерной системы в крупном масштабе и выполнена палеоландшафтная реконструкция этой территории в 2001-2002 гг. [9]. Важнейшей частью исследований служит применение ландшафтно-эдафического подхода при реконструкции ландшафтной структуры территорий в конкретные хроносрезы и составление карт условно-восстановленных (коренных) ПТК [8].

Данная методика реконструкции палеоландшафтной структуры на локальном уровне согласуется с концепцией Г.А. Исаченко и А.И. Резникова [4], по которой предлагается разделение характеристик элементарных ландшафтов на признаки местоположения (относительно устойчивые параметры рельефа и подстилающих пород, определяющих режим увлажнения) и признаки состояний (более динамичные параметры, растительность и почвы). При этом границы современных урочищ, выявленные в ходе картографирования современного ландшафта, являются так называемым «жестким каркасом», предопределяющим пространственное размещение растительных сообществ и почвенных разностей. Близкий подход в исследованиях по зависимости распределения растительного покрова от ландшафтной структуры можно найти в геоботанических работах А.П. Громцева в таежной зоне Фенноскандии [1] и ряде других исследований.

Детальные палеоландшафтные исследования на ключевых участках лесных зон на Европейской территории России (ЕТР) позволили выявить некоторые закономерности в эволюции их ландшафтов в голоцене [10]. Решающее значение в эволюции ландшафтов имели ритмические колебания климата, приводившие к неоднократным сменам типологической (зональной) их принадлежности. Конкретный рисунок размещения ландшафтов самого крупного ранга, как и локального уровня обусловлен действием группы структурно-геоморфологических факторов. Для территории московского оледенения отличительной чертой является меньшая пестрота морфологической структуры ландшафтов в отличие от области валдайского оледенения с мелкоконтурными ландшафтными комплексами локального уровня, предопределенной значительной «пестротой» форм микро- и мезорельефа. Ландшафты смешанных лесов за голоценовое время меняли свою типологическую принадлежность четыре раза (таежный - смешанных лесов - широколиственных лесов - смешанных лесов) и сменилось шесть подтипов ландшафтов. Продолжительность функционирования каждого типа (частный возраст) в среднем



составляла около 3 тыс. лет. У южнотаежных ландшафтов и северотаежных ландшафтов произошла смена четырех типов зональной принадлежности, а на уровне подтипов насчитывается от пяти до одиннадцати смен, соответственно. У северотаежных ландшафтов самый меньший частный возраст - сокращается до 2 тыс. лет.

С энеолита – бронзы к естественным факторам эволюции ландшафтов прибавляется антропогенный, который уже в бронзовом веке становится одним из важнейших на локальном уровне в некоторых типах ландшафтов, связанных с особенностями расселения первопоселенцев и их способов ведения хозяйства. В эпоху бронзы ссуббореального периода начинается антропогенное преобразование ландшафтов, резко увеличившееся лишь в последние 300-400 лет в области московского оледенения и 200-300 лет - валдайского. На зонально-провинциальном уровне сложилось несколько основных типов хозяйственного освоения ландшафтов, представленных пространственным рисунком сочетаний естественных и антропогенных ландшафтных комплексов. Для южнотаежных и среднетаежных ландшафтов валдайского оледенения, характерен мелкоочаговый (точечный) тип хозяйственного освоения, обусловленный тем, что мелкие массивы освоенных земель приурочены к повышенным дренированным участкам - моренным и камовым холмам или останцам «утопленного моренного рельефа». Распространены линейный и древовидный подтипы рисунков свойственные долинному типу освоения. Сочетание мелкоочагового и линейного характера освоения распространено на участках развития конечно-моренных гряд. Мозаичный тип освоения с примерно равным сочетанием лесных и безлесных территорий более характерен для ландшафтов смешанных лесов территории московского оледенения. Более однородный пространственный рисунок хозяйственного освоения присущ для фонового типа хозяйственного освоения с водораздельным типом расселения, распространенного преимущественно в широколиственной зоне.

Становление эволюционного ландшафтоведения опирается на богатейшую методологическую и методическую базу палеогеографии и эволюционной географии. На рубеже XX-XXI веков появляются работы по эволюционному ландшафтоведению на конкретных территориях, основанные на палеоландшафтных реконструкциях и крупномасштабном палеоландшафтном картографировании. Для большей достоверности результатов «восстановления» ландшафтов прошлого, их эволюционного развития, необходимы сопряженные палеоландшафтные и палеоэкологические реконструкции. Построение палеоландшафтных карт на основе ландшафтно-эдафических интерпретаций спорово-пыльцевых спектров и данных палеопедологических исследований даст полное наглядное представление о развитии основных типов ландшафтных комплексов на локальном уровне на модельных участках (на урочищно-подурочищном уровне иерархии морфологических единиц ландшафта). Такая детальность и комплексность палеоландшафтных реконструкций в значительной степени повысит кондиционность результатов исследований и позволит выявить короткопериодные изменения ландшафтной структуры.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, Проект № 19-05-00233*

#### Список литературы

- [1] Громцев А.Н. Основы ландшафтной экологии европейских таёжных лесов России. - Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008 - 238 с.
- [2] Дьяконов К.Н., Абрамова Т.А. Итоги палеоландшафтных исследований в Центральной Мещере // Известия РГО. — 1998. - Т. 130. - № 4. -С. 10- 21.
- [3] Елина Г.А., Лукашов А.Д., Токарев П.Н. Картографирование растительности и ландшафтов на временных срезах голоцена таежной зоны Восточной Фенноскандии. - СПб.: Наука, 2005. - 112 с.
- [4] Исаченко Г.А., Резников А.И. Динамика ландшафтов тайги Северо-Запада Европейской России. - СПб.: Изд. РГО, 1996. - 166 с.
- [5] Куница И.А. Палеогеографические реконструкции ландшафтов голоцена // Историческая география ландшафтов: теоретические проблемы и региональные исследования: Тез. докл. IVсесоюзн. Научно-практ. конф. - Петрозаводск, 1991. - С. 132-133.

- [6] Мамай И.И. О картах фаз и подфаз развития природных территориальных комплексов // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, География. 1985, № 4, с. 57-65.
- [7] Нестерова Л.А. Формирование и эволюция ландшафтов восточной части Ленинградской области // Автореф. дис. на соиск. учен. степ. к.г.н. - СПб., 2004, - 18 с.
- [8] Низовцев В.А., Фурманова Ю.Г. Методика ландшафтного подхода в реконструкции коренной растительности ГИЗЛ «Горки Ленинские» // Сохранение и восстановление природно-культурных комплексов Подмосковья. М.: Улисс, 1995. - С.52-55.
- [9] Низовцев В.А. Палеорекострукция ландшафтных условий формирования сети поселений в бассейне Средней Дубны в голоцене. Геология и эволюционная география. СПб: «Эпиграф», 2005. - С.196-203
- [10] Низовцев В.А. Периодизация природной и антропогенной составляющей эволюции ландшафтов лесных областей Русской равнины (начальные этапы антропогенного ландшафтогенеза) // География: проблемы науки и образования. Мат. Ежегодной научно-практической конференции LXIV Герценовские чтения. СПб.: Астерион, 2011. – С.214-217.
- [11] Николаев В.А. Принцип историзма в современном ландшафтоведении // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 1986, № 2. - С. 10-16.
- [12] Новенко Е.Ю., Волкова Е.М., Мироненко И.В., Куприянов Д.А., Батанова А.К. Эволюция ландшафтов Юго-Восточной Мещеры в голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2016, № 2. - С. 91-101.
- [13] Юренков Г.И. Введение в эволюционное ландшафтоведение. - СПб: Образование, 1997. – 283 с.

**ИЗМЕНЕНИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЕНИСЕЙСКОЙ СИБИРИ В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ: НОВЫЕ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗУ КРУПНОБУГРИСТОГО ТОРФЯНИКА В РАЙОНЕ ИГАРКИ**  
**Е.Ю. Новенко<sup>1,2</sup>, О.В. Руденко<sup>3</sup>, Н.Г. Мазей<sup>1</sup>, Д.А. Куприянов<sup>1</sup>, К.А. Бородин<sup>1</sup>**  
**Е.А. Макарова<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, dmitriykupriyanov1994@yandex.ru, natashamazei@mail.ru

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, lenanov@mail.ru

<sup>3</sup>Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, Орел, Россия, olrudenko2011@yandex.ru

**VEGETATION CHANGES IN YENISEI SIBERIA DURING THE MIDDLE AND LATE HOLOCENE: NEW PALAEOECOLOGICAL EVIDENCE FROM Palsa PEATLAND NEAR IGARKA**

**E.Yu. Novenko<sup>1,2</sup>, O.V. Rudenko<sup>3</sup>, N.G. Mazei<sup>1</sup>, D.A. Kupriyanov<sup>1</sup>, K.A. Borodina<sup>1</sup>, E.A. Makarova<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography Russian Academy of Science, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Orel State University named after I.S. Turgenev, Orel, Russia

Изменения природной среды в криолитозоне Сибири и ее возможная динамика в условиях меняющегося климата текущего столетия остаются одной из актуальных научных проблем, требующих детальных исследований. Палеоботанические данные, полученные в результате изучения озер и болот, наиболее часто используются для реконструкции изменений растительности и климата прошлых эпох и решения прогнозных задач.

Исследования изменений палеорастительности проведены в окрестностях города Игарка в Туруханском районе Красноярского края. Изучаемая территория находится на границе Западносибирской и Среднесибирской физико-географических стран, и поэтому лесные и болотные экосистемы этого региона очень чувствительны к климатическим изменениям и могут служить архивом для изучения динамики природной среды в голоцене. Первые палеоботанические данные для этой территории получены Н.Я. Кацем, Н.И. Пьявченко и Г.М. Левковской с соавторами. Обзор имеющихся данных о растительности, строении и развитии крупнобугристых торфяников в регионе представлен в монографии Ю.К. Васильчука с соавторами [2].

В качестве объекта для палеоэкологических исследований было выбрано крупнобугристое болото, названное нами болото «Большая Гравийка», расположенное в 8 км к северо-востоку от города Игарка в пределах пологохолмистой моренной равнины ермаковского оледенения. Болото представляет собой чередование крупных бугров типа пальза (миграционно-сегрегационных бугров пучения в торфяниках) и плоских широких ложбин, шириной 200-300 м. Климат изучаемой территории умеренный, резко континентальный. По данным наблюдений на метеостанции в городе Игарка, среднегодовая температура составляет  $-7.8^{\circ}\text{C}$ , осадков выпадет около 650 мм в год. Район исследований находится в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Растительный покров территории представлен берёзово-елово-лиственничными с участием сосны сибирской зеленомошными лесами. Преобладающие типы почв – криозёмы и торфяно-криозёмы.

Скважина (N  $67^{\circ}31'53,77''$ ; E  $86^{\circ}38'05,65''$ ) была заложена на вершине мерзлого торфяного бугра, высотой около 5 м. Отбор образцов торфа выполнен с помощью переносной буровой станции, оснащенной мотобуром колонкового способа бурения. Скважиной вскрыта торфяная залежь и подстилающие ее суглинки общей мощностью 860 см.

Для разреза торфяного бугра получено 18 радиоуглеродных AMS-датировок, анализ проведен в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США). Для построения модели роста отложений торфяного бугра (рис. 1) применена программа *Basin* [6] с использованием калибровочной кривой *IntCal20*.

Обработка проб для анализа ботанического состава торфа и подстилающих отложений выполнена согласно методике, разработанной С.Н. Тюремновым [4]. Для определения степени гумификации торфа было выполнено определение его оптической плотности [7]. Образцы для спорово-пыльцевого анализа были подготовлены по стандартной методике [8]. При анализе помимо пыльцы и спор было проведено определение непыльцевых палиноморф и микрочастиц угля. За 100% принята сумма пыльцы древесных пород (AP) и травянистых растений (NAP). Интервал отбора образцов для обоих видов анализа составлял 4-5 см.

Согласно полученным данным, изучаемое болото начало формироваться около 6200 кал. л.н. (календарных лет назад), что соответствует концу термического максимума голоцена. Радиоуглеродные датировки образцов, отобранных с интервалом 50 см, за исключением нескольких инверсий, показывают равномерное увеличение возраста с глубиной. Однако, анализ модели роста отложений (рис. 1) показал, что формирование восьмиметровой толщи торфа (глубины 860-15 см) в течение 4 тысяч лет, очевидно, не отражает истинную скорость торфонакопления в болоте, а является следствием расширения торфа при пучении и формировании шлирового льда при сегрегационном льдообразовании [2]. При бурении торфяного бугра нами были отмечены прослои чистого льда толщиной до 5 см, а также отмечались включения кристаллов льда в торфе.

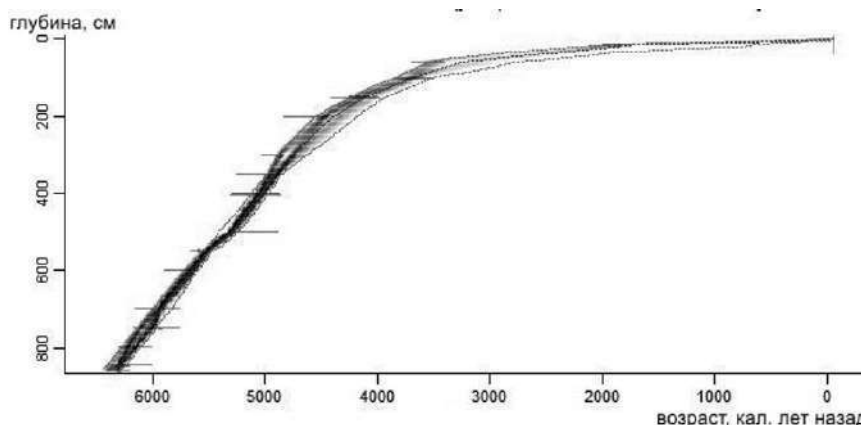


Рис. 1. Модель роста отложений разреза многолетнемерзлого бугра из болота Большая Гравийка.

Радиоуглеродная датировка, показывающая возраст около 1850 кал. л.н., полученная на глубине 15 см, указывает на очень низкие скорости вертикального прироста торфа в течение последних 2 тысяч лет (0,075 мм год<sup>-1</sup>). Но, вероятнее всего, верхние горизонты торфа эродированы или выгорели. При полевом описании, на глубине 10-11 см были обнаружены скопления угольков и обугленных веточек, что свидетельствует о пожаре и выгорании части торфяной залежи.

Согласно результатам анализа макроскопических остатков растений в разрезе, в основании торфяной залежи вскрыт горизонт тяжелого суглинка, содержащий остатки древесины *Larix* sp., *Duschekia fruticosa*, что позволяет сделать заключение о начале формирования болота на месте влажного лиственничника. На ранних стадиях развития болота (6260-5360 кал. л.н.) накапливался хорошо разложившийся гипновый низинный торф, сложенный остатками мхов *Drepanocladus aduncus*, *Hamatocaulis vernicosus*, *Scorpidium scorpioides* с участием остатков *Menyanthes trifoliata* и осок. В интервале 5330-5060 кал. л.н. условия увлажнения в болотной экосистеме изменились, начал накапливаться низинный сфагновый торф средней и низкой степени разложения. Выше него залегает хорошо разложившийся травяно-гипновый торф (5060-4970 кал. л.н.), который снова сменяется низинным сфагновым торфом (4970-4465 кал. л.н.). В течение интервала 4970-2250 кал. л.н. накапливались осоково-гипновый, гипновый и осоково-сфагновый сильно разложившиеся торфа.

Постепенное накопление торфа и увеличение его мощности привело к смене минерального питания болота и переходу болотной геосистемы из эвтрофной в мезотрофную стадию. Начало этого этапа маркируется появлением остатков *Eriophorum vaginatum* и *Scheuchzeria palustris* на глубине 31-16 см (2250-1700 кал. л.н.). Резкое увеличение гумификации торфа указывает на понижение поверхностной влажности болота, соответствующее ранней субаэральной фазе развития бугра пучения. Таким образом, в изученном болоте возраст бугра, т.е. момент перехода бугра из субаквальной стадии в субаэральную определен около 2250 кал. л.н. Развитие торфяного бугра в течение субаэральной фазы проходило по пути иссушения его поверхности и формированию растительных сообществ из видов, способных переносить сухие условия. Верхнюю часть торфяной залежи образует рыжевато-охристый рыхлый горизонт, пронизанный корнями растительности и погребенными стволиками кустарничков. Среди остатков отмечены: *Cladonia*, *Cetraria*, *Polytrichum strictum*, *Betula nana*, *Ledum palustris* (преобладает). В верхних 6 см разреза доминируют остатки лишайников.

Согласно палинологическим данным, в интервале 6200-5700 кал. л.н. (пыльцевые зоны 1-3, рис. 2) на изучаемой территории были распространены среднетаежные леса из лиственницы, ели и пихты. Северная граница ареала пихты (*Abies sibirica*) проходит примерно в 200 км к югу от района исследований [1], что свидетельствует о более теплых климатических условиях. Наиболее близкие к району исследования палеоклиматические реконструкции, выполненные по палинологическим данным озера Лама на северо-западе плато Путорана [5], показывают, что температуры достигали максимальных значений за весь голоцен в период между 7200 и 5200 кал. л.н.

В изученном нами разрезе на спорово-пыльцевой диаграмме выделена фаза резкого снижения обилия пыльцы древесных растений и увеличения обилия пыльцы карликовой березки, продолжительностью около 200 лет (зона 2). Очевидно, изменения растительности обусловлены не климатическими причинами, а являются отражением послепожарной сукцессионной динамики растительного покрова. Это также подтверждается пиками микрочастиц угля, на два порядка превышающими их среднее содержание в разрезе, а также находками мелких угольков при анализе макроостатков растений на тех же глубинах.

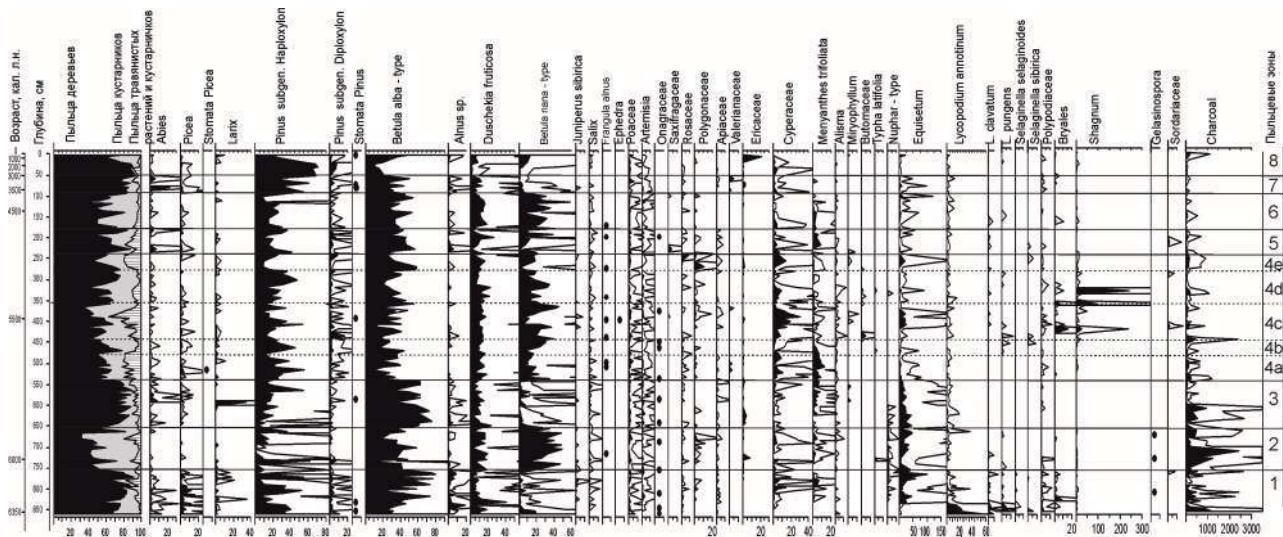


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяной залежи болота Большая Гравийка.

В период между 5200 и 4700 кал. л.н. (зона 4, рис. 2) в районе исследований произрастали редкостойные северотаежные леса. В спорово-пыльцевых спектрах количество пыльцы ели, пихты и лиственницы постепенно снижается, увеличивается доля березы, как древесной, так и кустарниковой, и сосны (*Pinus subgen. Haploxyylon* и *P. subgen. Diploxyylon*). Сосна сибирская (*Pinus sibirica*) в настоящее время растет в районе исследований в виде примеси в елово-лиственничных лесах. Сосна обыкновенная на изучаемой территории не встречается. Следует отметить, что на севере Сибири доля пыльцы обоих видов сосен приобретает максимальные значения в растительных сообществах с очень низкой сомкнутостью крон или вообще лишенных древостоя, где выше доля заносной пыльцы в целом. Ботанический анализ торфа в изученном разрезе показал резкую смену видов торфа и условий увлажнения болотной экосистемы около 5330 кал. л.н. Мы предполагаем, что низкая гумификация сфагнового торфа, накопившегося в интервале 5300-4900 кал. л.н., связана не только с большей устойчивостью сфагнов к разложению по сравнению с зелеными мхами, но и с началом промерзания болота, что приводило к подавлению процессов разложения. Согласно палеоклиматическим реконструкциям по палинологическим данным озера Лама [5], начиная с 5200 кал. л.н., в регионе началось постепенное похолодание климата, а на северо-западе плато Путорана выявлено расширение территорий, занятых тундровыми сообществами.

В течение временного интервала между 4700 и 3000 кал. л.н. выявлено 2 фазы увеличения доли древесной растительности, в том числе пихты и ели (интервалы 4700-4300 и 3500-300 кал. л.н., пыльцевые зоны 5 и 7), разделенные периодом (4300-3500 кал. л.н., пыльцевая зона 6), характеризующимся увеличением доли пыльцы березы, сосны и кустарников (*Duschekia fruticosa*, *Betula nana*). Очевидно, что изменения состава спорово-пыльцевых спектров в рассматриваемом периоде вызваны перестройкой растительного покрова и, возможно, отражают изменения положения границы среднетаежных и северотаежных лесных формаций, обусловленные климатическими причинами. Полученные закономерности согласуются с общим трендом климатических изменений в Арктике в этот временной интервал [3].

Условия торфонакопления в течение последних 3000 лет в мерзлом бугре пучения не позволяют получить палинологические данные с той же детальностью, как для предыдущих этапов его формирования. Согласно проведенному анализу, после 3000 кал. л.н. растительный покров становится близким современному. В спорово-пыльцевых спектрах выявлено существенное сокращение доли пыльцы ели и лиственницы и почти полное исчезновение пыльцы пихты на фоне роста содержания пыльцы сосны, а также карликовой березки и эрикоидных кустарничков, макроостатки которых доминируют в ботаническом составе торфа.

Около 2250 кал. л.н. в рассматриваемой болотной экосистеме произошло поднятие бугра пучения и формирование современного мезорельефа. Образование изученного бугра происходило на фоне общего похолодания климата в Арктике [3]. Снижение теплообеспеченности около 2500 кал. л.н., отчетливо прослежено по изменениям палеотемператур, полученным с помощью анализа сообществ хирономид из озер на западе плато Путорана [9] и по материалам изучения озерных отложений Таймыра [3].

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Проведенное исследование показало, что зарождение и развитие многолетнемерзлого торфяного бугра, накопление торфа и смена растительных сообществ были обусловлены не только процессами саморазвития болотной экосистемы, но климатическими изменениями в течение голоцена.

2. Согласно палинологическим данным в период потепления климата среднего и позднего голоцена 6200-5700, 4700-4300 и 3500-3000 кал. л.н. на изучаемой территории были распространены среднетаежные леса из лиственницы, ели и пихты. Изреживание лесного полога, формирование редкостойных березово-елово-лиственничных лесов соотнесены нами с временными рубежами 5360 и 2250 кал. лет назад и сопоставлены с периодами похолодания в Российской Арктике и развитием криогенных процессов.

*Исследования выполнены при поддержке проекта РНФ 20-17-00043.*

Список литературы:

- [1] Ареалы деревьев и кустарников СССР, том 1. Л.: Наука. – 1977. – 164 с.
- [2] Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов. М.: Изд-во Московского университета. – 2008. – 571 с.
- [3] Палеоклимат полярных областей Земли в голоцене / Под ред. Большакина Д.Ю., Веркулича С.Р. СПб.: ААНИИ. – 2019. – 204 с.
- [4] Тюремнов С.Н. (ред.) Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе. М.–Л., Госэнергоиздат, – 1959. – 90 с.
- [5] Andreev A.A., Tarasov P.E., Klimanov V.A., Melles M., Lisitsyna O.M., Hubberten H.-W.. Vegetation and climate changes around the Lama Lake, Taymyr Peninsula, Russia during the Late Pleistocene and Holocene // Quaternary International. – Vol. 122. – P. 69–84.
- [6] Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. – 2011. – Vol. 6(3). – P. 457-474.
- [7] Chambers F.M., Beilman D.W., Yu Z. 2010. Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics // Mires and Peat. – 2010 – Vol.7. –P. 1–10.
- [8] Moore, P.D., Webb, J.A., Collinson, M.E. Pollen Analysis. Blackwell, Oxford. – 1991. – 216 p.
- [9] Self A.E., Jones V.J., Brooks S.J. Late Holocene environmental change in arctic western Siberia // The Holocene. – 2015. – Vol. 25. – P. 150–165.
-

**ГОЛОЦЕН СЕВЕРНОГО КАВКАЗА – ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И АНТРОПОГЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ТОРФЯНЫХ ПАЛЕОАРХИВОВ****Н.Е. Рябогина<sup>1</sup>, И.А. Идрисов<sup>2</sup>, Э.Д. Южанина<sup>1</sup>, А.А. Трошина<sup>3</sup>, А.В. Борисов<sup>4</sup>**<sup>1</sup>Тюменский научный Центр СО РАН, Тюмень, Россия, nataly.ryabogina@gmail.com<sup>2</sup>Институт геологии ДНЦ РАН, Махачкала, Россия, idris\_gun@mail.ru<sup>3</sup>Институт археологии РАН, Москва, Россия, allatroschina89@gmail.com<sup>4</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Россия, a.v.borisovv@gmail.com**HOLOCENE OF THE NORTHERN CAUCASUS - ENVIRONMENTAL CHANGES AND HUMAN IMPACT ACCORDING TO THE DATA FROM PEAT PALEOARCHIVES****N.E. Ryabogina<sup>1</sup>, I.A. Idrisov<sup>2</sup>, E.D. Yuzhanina<sup>1</sup>, A.A. Troshina<sup>3</sup>, A.V. Borisov<sup>4</sup>**<sup>1</sup>Tyumen Scientific Center of the SB RAS, Tyumen, Russia<sup>2</sup>Institute of Geology DSC RAS, Makhachkala, Russia<sup>3</sup>Institute of Archeology RAS, Moscow, Russia<sup>4</sup>Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science RAS, Pushchino, Russia,

Отдельные аспекты палеогеографии северной части Кавказа до настоящего времени остаются слабо исследованными. В частности, остаются невыясненными динамика расселения древесных пород и история изменения растительности в голоцене, обусловленные климатическими изменениями, а также роль хозяйственной деятельности в трансформации облика горных ландшафтов. Кроме того, специфичность природных условий восточной, центральной и западных частей северного макросклона Кавказа не позволяет экстраполировать палеоэкологические реконструкции, полученные для одних регионов, на другие территории, как, впрочем, и опираться на результаты исследований южного макросклона Кавказа и Закавказья.

Проведенные в 2017-2021 гг. исследования были направлены на заполнении этого пробела и получение новых материалов о развитии растительности и климата по отложениям, последовательно накопившимся в торфяных палеоархивах из разных районов северного макросклона Большого Кавказа. При этом особое внимание было сосредоточено на сопоставлении полученных палеоэкологических данных с историей освоения этих территорий и, в частности, с появлением и развитием земледелия.

Исследование стратиграфических особенностей и палеоботанического состава торфяных толщ, а также весьма детальное (через 10-20 см) датирование отложений выполнено для десяти торфяников, расположенных преимущественно в средневысотной зоне. В докладе будет уделено внимание четырем из этих разрезов, к настоящему времени обеспеченных палинологическими данными, и характеризующими природные тренды и локальную специфику антропогенного влияния в Дагестане, Северной Осетии, Кабардино-Балкарии (КБР) и Карачаево-Черкессии (КЧР).

Исследование торфяника Шотота (горный Дагестан) позволило получить информацию о ландшафтно-климатических изменениях восточной части Кавказа за последние 9.2 тыс. лет, начиная с эпохи неолита и включая все периоды дальнейшего заселения территории. Наиболее ранний этап (9.2.-7.3 ka cal BP) пришелся на умеренно теплые и сухие условия, когда горные луга и степи формировали основной фон растительности. По-видимому, увлажнение было крайне недостаточно и поэтому в это время территория оставалась почти безлесной. Второй этап (7.3-5.0 ka cal BP) связан с некоторой гумидизацией, на фоне которой появились небольшие рощи из липы, вяза, дубов и граба, хотя открытые ландшафты по-прежнему преобладали. Третий этап и последние 5.0 ka cal BP связаны с поэтапной экспансией сосновых и сосново-березовых лесов на Восточный Кавказ; они закономерно формировали насаждения, преимущественно, на северных склонах, а участие широколиственных пород в это время существенно снизилась. Климатические условия на

протяжении этого этапа не были стабильными, с несколькими волнами похолоданий и изменения увлажнения [9].

Кроме горного торфяника Шотота, в Дагестане исследованы также отложения торфа на Прикаспийской низменности (болото Аркида), палиностратиграфические данные которого позволили сопоставить хронологию, интенсивность и проявление в структуре растительности климатических изменений на равнинах, прилегающих к Кавказу с северо-востока.

Повторное исследование торфяника Тарское в предгорной зоне около Владикавказа [6, 8], ставило целью получить более детализированные данные, в том числе датировки этого палеоархива, чтобы сфокусироваться не только на реконструкции растительности, но и на проявлении антропогенного влияния на ее облик. Болото Тарское представляет собой сравнительно молодой торфяник, здесь получены данные только для второй половины голоцена, поэтому с наибольшей детальностью были исследованы отложения, связанные с бронзовым веком и рубежом раннего железного века и Средневековья. В отличие от горной зоны Дагестана, в Северной Осетии широколиственные леса формировали основной фон растительности непрерывно на протяжении последних 5 тыс. лет, что свидетельствует о мягких теплых условиях и хорошем увлажнении. Пыльцевые данные демонстрируют распространение плотных буково-грабовых лесов около 5.0-3.2 ka cal BP, которые затем сменились буково-ольховыми. Открытые луговые участки составляли незначительную часть ландшафтов, однако после 2.5 ka cal BP их роль в растительности постепенно возрастает, в то время как участие бука в лесах заметно сокращается на фоне снижения увлажнения и усиливающегося антропогенного прессинга.

Неожиданные и информативные материалы об истории растительности и формировании культурных ландшафтов получены по болоту Медовое, расположенному в КБР южнее Кисловодска. Торфяные отложения здесь подстилаются озерными и охватывают более 11 тыс. лет. Стратиграфическое строение, свойства отложений, состав растительных остатков и пыльцевые данные демонстрируют постепенное изменение облика растительности: в раннем голоцене до 9.5 ka cal BP здесь преобладали открытые ландшафты с горными лугами и небольшими перелесками с сосной; затем их сменили полуоткрытые ландшафты со смешанными лесами и остепненными лугами. По-видимому, доля широколиственных пород (граба, вяза, бука) и березы с ольхой была максимальной около 7.5-5.5 ka cal BP, что обусловлено наилучшими условиями тепло- и влагообеспеченности.

Однако отмечено резкое и одновременное сокращение участия почти всех лиственных пород после 5.5 ka cal BP, что, вероятнее всего, имеет не климатическую природу, так как согласуется с синхронным увеличением доли пыльцы цикориевых, преимущественно сорных растений, расселяющихся на участках с нарушенным растительным покровом. Вслед за этим в спорово-пыльцевом спектре появляется пыльца культурных злаков. Ранее было известно лишь два периода интенсивного освоения этих земель, которые приходились на более позднее время и были связаны с кобанской культурой и аланской культурой раннего Средневековья [2]. В свете полученных новых данных можно говорить о том, что первый этап земледельческого освоения региона имел место значительно ранее, и уже в майкопское время площадь лесных участков заметно сократилась и на месте широколиственных лесов появились поля и пастбища.

Около 2.5 ka cal BP в болоте Медовое резко сокращается скорость торфонакопления, меняются свойства торфа, почти исчезает пыльца и в больших количествах начинает поступать терригенный материал. В последующий период широколиственные и смешанные леса не восстанавливались, а частые колебания кривой пыльцы сосны в слабозалесенных ландшафтах могут быть связаны с дальним ветровым заносом, а не с местными лесами. Пыльцевые данные свидетельствуют только о сохраняющихся редких зарослях лещины и дуба, а после 2.0 ka cal BP – о расселении сосны на склонах, однако в последние два-три столетия – и эти леса были массивованно сведены.



Самое западное из исследованных – болото Луганское приурочено к верховьям р. Закан (западная часть КЧР), и уже было исследовано ранее [5], однако разрез имел только одну радиоуглеродную датировку. Новый профиль обеспечен серией из 10 дат, это позволило детально проанализировать хронологическую последовательность изменений растительности и облика ландшафтов на протяжении 10.5 тыс. лет. В раннем голоцене, примерно до 9.4 ka cal BP лесов почти не было, а обилие пыльцы полыней, злаков и маревых указывает на недостаток увлажнения, поэтому основной облик ландшафтов формировали остепненные луга.

После 9.4 ka cal BP их сменили смешанные леса с сосной, пихтой и елью, при участии березы, граба и вяза. Экспансия древесной растительности, значительное облесение склонов и формирование выраженного лесного пояса произошли быстро и хорошо согласуются с потеплением и улучшением увлажнения в начале голоцена. В небольшом количестве всегда присутствует также пыльца бука, лещины, кленов, дуба, липы, ореха и каштанов, пыльца которых, вероятно, заносилась из широколиственных лесов низкогорного лесного пояса.

Наиболее благоприятные условия для расширения пояса светлохвойных лесов отмечены около 8.2-7.0 ka cal BP. Но в интервале 7.0-5.0 ka cal BP роль сосновых лесов сокращается и в составе древостоя заметно возрастает доля пихты, бука, ореха и каштана, что свидетельствует о расширении их ареала и возможности продвижения их границы выше на фоне потепления и хорошего увлажнения. Примечательно, что 6.0-5.5 ka cal BP появляются признаки хозяйственной деятельности человека – пыльца культурных злаков и сорняков. Позже леса формировали основу ландшафтного облика в низко и среднегорном поясе, при этом состав леса оставался прежним: светло- и темнохвойные породы чередовались с широколиственными, однако участие последних значительно сократилось.

Прослеживание пыльцевого сигнала культурных злаков в изученных торфяниках дало довольно неожиданные результаты. Так установлено, что в отложениях трех горных торфяников из разных районов Кавказа (Шотота, Медовое и Луганское) во второй половине VII тыс. до н.э. появляется пыльца злаков, морфологически сходная с культурными формами (*Cerealia*). Однако, если для Восточного Кавказа памятники этого времени, в которых зафиксированы следы земледелия, хорошо известны [1], то для Центрального и Западного Кавказа нет известных археологических памятников, которые можно было бы связать с земледелием. Таким образом, полученные данные скорее ставят новые вопросы о времени первого появления земледелия на Кавказе, которые, вероятно, потребуют дополнительного исследования и подтверждения, в первую очередь археологическими данными.

На протяжении VI и до конца V тыс. до н.э. признаки земледелия по имеющимся пыльцевым данным исчезают во всех регионах Северного Кавказа. Следующий интервал с земледельческими сигналами проявляется в пыльцевых данных горной зоны Восточного, Центрального и Западного Кавказа с конца V и в IV тыс. до н.э. Кроме пыльцы *Cerealia* с этого времени постоянно присутствует пыльца разных групп сорняков. На Восточном Кавказе этот всплеск приходится на время существования поселения Гинчи, при раскопках которого было обнаружено большое количество каменных зернотерок, а также кремневые вкладыши серпов [3, 4]. В центральной и западной части Кавказа это время ассоциируется с населением майкопской культуры, однозначно связанной с земледелием [7]. Во всех высокогорных зонах Кавказа следы земледелия исчезают в середине III тыс. до н.э., в то время как в предгорьях Центрального Кавказа в этот же период впервые фиксируются признаки земледелия (болото Тарское). Наиболее ярко выраженный пыльцевой земледельческий сигнал выявлен в отложениях палеоархивов, сформировавшихся синхронно с ранним железным веком и средневековьем.

*Палеоботанические исследования торфяных палеоархивов, в том числе появление признаков земледелия, выполнены при финансовой поддержке РФФ проект № 19-18-00406; исследование свойства торфяных почв поддержано грантом РФФИ проект №19-29-05205\19.*

Список литературы:

- [1] Амирханов Х.А. Чохское поселение: человек и его культура в мезолите и неолите горного Дагестана. – М., Наука. – 1987. – 224 с.
- [2] Борисов А.В., Коробов Д.С. Древнее и средневековое земледелие в Кисловодской котловине: итоги почвенно-археологических исследований. – М., Таус. – 2013. – 272 с.
- [3] Гаджиев М.Г. Новые данные о южных связях Дагестана в IV—III тысячелетиях до н.э. // Краткие сообщения Института археологии. – М. – 1966. – Вып. 108. – С. 55-61.
- [4] Гаджиев М.Г. Поселения горного Дагестана эпохи ранней бронзы // Древние и средневековые поселения Дагестана. – Махачкала, ИИЯЛ. – 1983. – С. 6-42.
- [5] Квавадзе Э.В., Ефремов Ю.В., Букреева Г.Ф., Акатов В.В. Палинологическая характеристика серии озерных и болотных отложения голоцена в истоках р. Закан // Сообщения академии наук Грузии. – 1994. – Том 150. – №1. – С. 177–182.
- [6] Князев А.В., Савинецкий А.Б., Гей Н.А. История растительного покрова Северной Осетии в голоцене // Историческая экология диких и домашних копытных: история пастбищных экосистем. – М., Наука. – 1992. – С. 84–109.
- [7] Мунчаев Р.М. Майкопская культура. Эпоха бронзы Кавказа и Средней Азии. Ранняя и средняя бронза Кавказа. – М., Наука. – 1994. – С. 158–225.
- [8] Нейштадт М.И. История лесов в голоцене. М.: Из-во АН СССР. – 1957. – С. 215–217.
- [9] Ryabogina N., Borisov A., Idrisov I., Bakushev M. Holocene environmental history and populating of mountainous Dagestan (Eastern Caucasus, Russia) // Quaternary International. – 2019. – Vol. 516. – P. 111–126.

## РОЛЬ ПАЛЕОМЕРЗЛОТЫ В ФОРМИРОВАНИИ ПОЛИГОНАЛЬНО-БУГРИСТОГО МИКРОРЕЛЬЕФА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

А.Г. Рябуха<sup>1</sup>, Д.Г. Поляков<sup>1</sup>, И.Д. Стрелецкая<sup>2</sup>, И.В. Ковда<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт степи УрО РАН, Оренбург, Россия, annaryabukha@yandex.ru

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, irinastrelets@gmail.com

<sup>3</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия, ikovda@mail.ru

## THE ROLE OF PALEOPERMAFROST IN THE FORMATION OF POLYGONAL BUMPY MICRORELIEF IN THE ORENBURG REGION

A.G. Ryabukha<sup>1</sup>, D.G. Polyakov<sup>1</sup>, I.D. Streletskaya<sup>2</sup>, I.V. Kovda<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institute for Steppe Research, Russian Academy of Sciences Ural Branch, Orenburg, Russia

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>3</sup>V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia

На территории степной зоны на луговых участках, берегах озер, низких речных террасах, в днищах долин, падей и котловин обнаружен микрорельеф, представленный невысокими буграми или валообразными грядами, разделенными понижениями (рис. 1, 2). Микрорельеф имеет строго упорядоченное расположение и образует полигонально-сетчатый или полосчатый рисунок на пологих склонах, который хорошо читается на космических снимках. Размер бугров составляет в поперечнике от 0,5 до 3,0 м, высота – от 0,2 до 0,6 м. Форма бугров прямоугольная, округлая или куполообразная, с крутыми склонами и уплощённой вершиной. Бугры отделены друг от друга понижениями шириной от 0,2 до 0,6 м.

Большинство авторов относят эти объекты, расположенные вне зоны многолетней мерзлоты к формам морозного пучения, являющегося проявлением сезонного криогенеза на увлажненных участках [1-5]. В англоязычных публикациях такие формы называются «earthhummock» (земляной бугор, бугорок) [10]. В русскоязычных публикациях, как и во многих работах иностранных авторов, широко используется ирландский народный термин «туфур» [2]. А.П. Горбунов сведения об их распространении, морфологии и генезисе обобщил в статье «Туфуры гор и равнин Казахстана» [2]. При описании полигонально-бугристого рельефа мы также будем использовать термин «туфуры». Несмотря на обилие публикаций, генезис туфуров до настоящего времени не имеет однозначной интерпретации. По разным данным их возраст варьирует от 11 200 до 2 000 лет [2, 3, 9, 11]. Туфуры исследованы на территории Северного, Центрального, Восточного Казахстана, Кавказа, юга Западной Сибири, Алтая и других территориях. На территории Оренбургской области их изучение проводится впервые.



Рис. 1. Полигонально-бугристый микрорельеф в озеровидном расширении долины р. Тарабутак, Соль-Илецкий район Оренбургской области.

Исследования проводились в 2018-2021 гг. на территории Оренбургской области. Для изучения особенностей распространения и морфологии туфуров были проведены наземные маршрутные и полустационарные исследования в летний и зимний период. Во время полевых работ на ключевых участках проводились комплексные ландшафтные и геоморфологические исследования. Почвы туфуров изучались в шурфах глубиной до 1,5 м, которые закладывались на различных элементах микрорельефа. В зимний период в почвенных шурфах определялись глубина промерзания, льдистость пород и наблюдались криотекстуры в отложениях. Были изучены космические снимки высокого разрешения ресурсов Google Earth на данную территорию.



Рис. 2. Полигонально-бугристый микрорельеф в долине реки Тузлукколь, Беяевский район Оренбургской области.

Район исследования находится в пределах возвышенных эрозионно-денудационных поверхностей Восточно-Европейской равнины (Общий Сырт, Подуральское плато), низкогорного Южного Урала и денудационных цокольных равнин южного Зауралья (Урало-Тобольское плато).

Климат региона умеренно-континентальный, переходящий в резко-континентальный ( $T_{\text{ср.год}} \sim 3,8^{\circ}\text{C}$ ) с холодной суровой зимой (ср. $T_{\text{январь}} -15,8^{\circ}\text{C}$ ), сухим жарким летом (ср. $T_{\text{июль}} 22^{\circ}\text{C}$ ). Среднегодовое количество осадков  $\sim 350$  мм. Зональный почвенный покров представлен черноземами и каштановыми почвами, характерна комплексность почвенного и растительного покровов. Глубина зимнего промерзания составляет 1,2-1,4 м (на февраль), длительность залегания снежного покрова 136 дней при средней высоте 0,2-0,3 м. В ботанико-географическом отношении изучаемая территория относится к зоне дерновинно-злаковых степей, которые в настоящее время практически полностью распаханы [8].

Полевые исследования и анализ космических снимков, показали, что данный микрорельеф широко распространен на территории области, выделено около 200 участков его местонахождения. Бугристый микрорельеф встречается в долинах рек Тузлукколь, Тарабутак, Илек, Большой Кумак, Салмыш, Шестимир, Мельник, Кызала, Башкирка, Неть, Губерля и др. Наиболее крупный его ареал находится в долине реки Баузда (приток р. Большой Кумак).

Детальные исследования были проведены на двух ключевых участках.

Участок Тузлукколь расположен в 12 км юго-западнее поселка Бурлыкский Беляевского района Оренбургской области ( $51^{\circ}15'28,97''$  сш,  $56^{\circ}37'12,50''$  вд), в долине реки Тузлукколь, в восточной зоне Предуральского плато. В морфологическом отношении плато представляет собой денудационную равнину, с абсолютными отметками 150-250 м над уровнем моря, с холмисто-увалистым рельефом, в пределах которого распространены четвертичные аллювиальные и озерные отложения.

Туфуровое поле находится вокруг озеровидного расширения р. Тузлукколь и окружает его полосой длиной около 2 км по периметру озера, шириной от 50 до 400 метров. Оно состоит из серии изометричных бугров, разделенных понижениями, вытянутыми по уклон поверхности. Размер бугров составляет в поперечнике от 0,5 до 2,5 метров. Высота бугров в среднем от 0,3 до 0,5 м, максимальная высота – 0,6 м. Форма бугров чаще всего округлая или прямоугольная, иногда слегка вытянутая, с крутыми склонами и уплощенной вершиной. Бугры отделены друг от друга понижениями, вдоль и поперек склона, шириной от 0,3 до 0,6 м. Понижения заняты густой растительностью.

В северо-западной части участка от береговой линии озеровидного расширения к периферии последовательно сменяют друг друга три зоны бугров. Они различаются по морфологии и в разной степени закреплены растительностью. Первая зона представлена куполовидными буграми, высотой около 0,4-0,6 м с уплощенными вершинами. Бугры покрыты выцветами солей и разреженной растительностью. Склоны их практически отвесные, часто лишены растительности. Вторая зона представлена заросшими, слегка вытянутыми буграми, высотой 0,3-0,4 м с плавными очертаниями, плоской вершиной и более пологими склонами. Форма бугров меняется на близкую к прямоугольной. В третьей зоне бугры трансформируются в параллельные друг другу заросшие валообразные гряды, высотой около 0,2-0,3 м и длиной до 30 м.

Бугры расположены строго упорядоченно, образуя сетчатый рисунок или параллельные ряды (полосчатый рисунок). Сетчатый рисунок имеют бугры, расположенные вдоль озера, вверх по склону бугры вытягиваются в плоские гряды параллельными рядами и постепенно сливаются с окружающими ландшафтами водораздельных склонов. В плане понижения образуют сплошную сеть, в ячейках которой расположены бугры, вытянутые серией параллельных цепочек. В местах пересечения понижений образуются замкнутые котловины, округлой формы.

Для исследования внутреннего строения туфуров была заложена почвенная траншея между вершинами бугров, секущая расположенные между ними понижения. В разрезе

вскрывается двухчленное строение толщи, нарушаемое в микропонижении клиновидной структурой.

Верхний слой представлен плотной, связанной дерниной мощностью 0,03-0,05 м. Под дерниной залегает пронизанный корнями темно-серый, светлеющий к низу, увлажненный суглинок с тонкоплитчатой структурой (толщина 1-2 мм), мощностью до 1,0 м. Ниже залегает сизовато-серая мокрая глина с рыжими пятнами, включениями щебня и темными тонкими извилистыми прослоями. С глубины 1,3 м из стенки начала просачиваться вода, сразу после вскрытия разреза она установилась на уровне 1,28 м.

В микропонижении вскрыт хорошо выраженный гумусированный клин с корытообразным расширением в верхней части шириной 0,60 м, который на глубине 0,45 м резко сужается до 0,14 м, а на глубине 0,55 м переходит в узкую S-образную трещину, уходящую ниже грунтовых вод до глубины 0,84 м. Грунтовая жила заполнена гумусированным материалом черного цвета, отличающимся от окружающего материала более легким гранулометрическим составом и рыхлым сложением. В разрезе, заложенном выше по склону в микропонижении, также была вскрыта подобная грунтовая жила.

Участок Старо-Халилово расположен в 1,5 км северо-восточнее деревни Старохалилово Гайского района Оренбургской области (51°27'22.34" с.ш., 58° 7'20.38" в.д.) в Губерлинских горах. Губерлинские горы представляют собой останцовый мелкосопочник, состоящий из системы сближенных конических, резко очерченных сопок высотой 30-50 м, расчленённых многочисленными балками, оврагами и плоскодонными сухими долинами. Ключевой участок находится в межсопочной плоскодонной сухой долине, расположенной в среднем течении реки Губерля. Изученный микрорельеф состоит из серии изометричных бугров, разделенных понижениями. Размер бугров составляет в поперечнике от 0,5 до 3,0 м, с медианой 2,0 м, высота – от 0,2 до 0,4 м. Форма бугров округлая или куполовидная, с крутыми склонами и уплощённой вершиной. Бугры покрыты выцветами солей и разреженной растительностью. Бугры отделены друг от друга понижениями, шириной от 0,2 до 0,4 м, с медианой 0,3 м, которые хорошо видны благодаря густой зеленой растительности. Бугры расположены строго упорядоченно, образуя полигонально-сетчатый рисунок.

Для исследования внутреннего строения туфуров была заложена почвенная траншея, которая вскрыла слоистое, криотурбированное строение отложений и клиновидные структуры в понижениях, проникающие до глубины 0,6 м.

Верхний слой представлен темно-серым гумусированным суглинком, и имеет тонкоплитчатую структуру (толщина 1-2 мм). С глубины 0,54 до 0,94 м залегает криотурбированный коричневый суглинок с желтоватым, палевым и серым оттенками различных слоев и завихрений. Толща подстилается неоднородной коричневой супесью с темно-коричневыми вкраплениями и слоями, а также серий тонких осветленных, гумусированных и ожелезненных параллельных прослоев.

В микропонижениях вскрываются двухъярусные грунтовые жилы, шириной поверху 0,5 м, проникающие до глубины 0,5-0,6 м. Нижние части жил ветвятся. Грунтовые жилы заполнены гумусированным суглинком черного цвета, отличающимся от вмещающих отложений более легким гранулометрическим составом и рыхлым сложением.

Зимой участки с изученным микрорельефом испытывают процессы пучения и серегационного шширообразования. Шширы льда формируются как в пределах микроповышений, так и микропонижений. Криогенная текстура тонкошлировая, слоистая.

Обсуждение результатов. Существует несколько гипотез, объясняющих происхождение полигонально-бугристого и параллельно-грядового микрорельефа туфуров. Такие бугры при изысканиях часто отождествляются с кочками (болотными), а происхождение их объясняется вытаптыванием местности скотом [5]. Но в отличие от кочек, представляющих органогенные образования, туфуры сложены минеральными грунтами, преимущественно супесями и пылеватыми песками. Гипотезе формирования микрорельефа в результате вытаптывания скотом противоречат также строго упорядоченное расположение

бугров по полигональной сети, одинаковые размеры и наличие грунтовых жил в понижениях между буграми. Также не всегда в местах развития туфуров идет выпас скота.

В настоящее время общепринятой является гипотеза, по которой туфуры развиваются на участках, где зимой не образуется постоянный снежный покров, что вызывает неравномерное сезонное промерзание. Одни участки начинают промерзать раньше, к ним мигрирует почвенная влага. Происходит морозное пучение и формирование бугорка из-за образования линзочек льда [3, 4]. Возможен другой механизм, когда первоочередное промерзание при отсутствии снега может начаться по морозобойным трещинам или по трещинам усыхания, если они открыты. В них проникает холодный воздух и возникает полузамкнутое пространство. Следствием этого является выдавливание грунта вверх между трещинами [1]. Наши полевые исследования на ключевых участках ни в летний, ни в зимний период открытых трещин не обнаружили.

Возраст бугров тоже трактуется неоднозначно. Ряд авторов считает их голоценовыми недолговечными образованиями, которые могут легко разрушаться и вновь возобновляться при небольших колебаниях гидрологического режима [2]. С. Zoltai и S.C. Tarnocai, изучив туфуровые поля в долине р. Маккензи, пришли к выводу, что там, где вечная мерзлота отсутствует, они являются реликтовыми [11].

На наш взгляд объяснить образование в степной зоне туфуровых полей со строго упорядоченным, полигональным расположением бугров размером до 3,5 м в поперечнике, разделенных понижениями шириной до 0,6 м, только современными криогенными процессами не представляется возможным. Мы считаем туфуры реликтовыми образованиями, унаследовавшими полигональную структуру мерзлотного рельефа позднелепесточеновой криолитозоны. Их образование было предопределено расчленением поверхности морозобойными трещинами на полигоны размером около 2-3 метров и формированием в позднем неоплейстоцене в трещинах маломощных полигонально-жильных льдов и грунтовых жил. Полигонально-жильные льды в результате оттаивания верхних частей жил сформировали полигонально-бугристый микрорельеф. При этом происходило оплывание стенок трещин и края полигонов приобрели выпуклый профиль. В результате изначально плоская поверхность превратилась в бугристую.

Палеокриогенный генезис микрорельефа подтверждается наличием грунтовых клиновидных структур, приуроченных к понижениям между буграми, криотурбациями. То, что грунтовые жилы – это мерзлотные формы, а не трещины усыхания, доказывается их формой, характерными «хвостами» и характером внедрения и заполнения вмещающими и перекрывающими отложениями, а также их нахождением в оглеенном слое ниже уровня грунтовых вод. На палеокриогенный генезис указывает также строго упорядоченное полигональное расположение бугров.

Полевые исследования, проведенные в зимний период, подтверждают, что в настоящее время туфуры «активны», т.е. испытывают процессы морозного пучения с образованием шлиров сегрегационного льда. Но процесс пучения является «вторичным», он накладывается на микрорельеф, сформированный палеокриогенными процессами. Благодаря морозному пучению микрорельеф туфуров поддерживается, ежегодно обновляясь, в настоящее время.

А.П. Горбунов проводил наблюдения за динамикой процессов пучения на туфуровом поле в окрестностях Большого Алматинского озера (Заилийский Алатау) с июня 1996 г. по апрель 1997 г. Было установлено, что за весь период наблюдений средняя величина пучения на соседних буграх составила 11,5 см и 12,2 см, а в понижении – 10,1 см (максимальная – 14,6 см). Т.е. обращает на себя внимание слабая дифференцированность вертикального движения поверхности между буграми и разделяющей их ложбиной при промерзании [2]. Это, на наш взгляд, также подтверждает реликтовое происхождение бугров-туфуров и их образование в других, более суровых ландшафтно-климатических условиях.

*Исследование выполнено в рамках темы НИР ИС УрО РАН № АААА-А 21-121011190016-1, гранта РФФИ № 20-05-00556, Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени*

*М.В. Ломоносова «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды» и ГЗ «Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии» № 121051100164.*

Список литературы:

- [1] Бондарев И.В. О туфурах Кавказа // Криогенные явления высокогорий. – Новосибирск, 1978. – С. 36–42.
- [2] Горбунов А.П., Северский Э.В., Титков С.Н. Туфуры гор и равнин Казахстана // Криосфера Земли. – 1999. – Т. 3. – С. 23–30.
- [3] Горбунова И.А. Криогенез почв степной зоны Казахстана: диссертация ... кандидата географических наук. 11.00.05. – Москва, 1985. – 255 с.
- [4] Гравис Г.Ф., Заболотник С.И., Суходровский В.Л. Геокриологические условия Монгольской Народной Республики. – М.: Наука, 1974. – 200 с.
- [5] Замана Л.В. Мерзлотно-гидрогеологические особенности мелиорации земель Баргузинской впадины: диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук : 04.00.06. – Чита, 1984. – 226 с.
- [6] Максимович Г.А., Горбунова К.А. Бугры-могильники в Пермской области // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. – 1952. – Т. 84, Вып. 4. – С. 410–412.
- [7] Мудров Ю.В. Мерзлотные явления в криолитозоне равнин и гор. Основные понятия и определения. Иллюстрированный энциклопедический справочник – М.: Научный мир, 2007. – 316 с.
- [8] Проблемы геоэкологии и степеведения. Том IV. – Оренбург: ИС УрО РАН. – 2015. – 196 с.
- [9] Уошборн А.Л. Мир холода. Геокриологические исследования. – М.: Прогресс, 1988. – 328 с.
- [10] Sharp R.P. Soils structures in the St. Elias Range, Yukon Territory // Journal of Geomorphology. – 1942. – Vol. 5. – № 4. – P. 274–301.
- [11] Tarnocai C., Zoltai S.C. Earth Hummocks of the Canadian Arctic and Subarctic // Arctic and Alpine Research. – 1978. – Vol. 10. – P. 581–594.

## **О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОЦЕЗИЕВОГО МЕТОДА ИЗУЧЕНИЯ ПОТЕРЬ ПОЧВЫ ВСЛЕДСТВИЕ ЭРОЗИИ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ БАСЕЙНА ВЕРХНЕЙ ОКИ**

**Л.Н. Трофимец<sup>1</sup>, Е.А. Паниди<sup>2</sup>, А.А. Лаврусевич<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>ФГБОУ Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, г. Орел, Россия, trofimetc\_l\_n@mail.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия, panidi@ya.ru, e.panidi@spbu.ru

<sup>3</sup>Московский государственный строительный университет, г. Москва, Россия, lavrusevich@yandex.ru

## **ON SOME FEATURES OF APPLICATION OF THE RADIOCESIUM METHOD FOR STUDYING SOIL LOSSES DUE TO EROSION IN THE PERIGLATION REGION OF THE UPPER OKA BASIN**

**L.N. Trofimetz<sup>1</sup>, E.A. Panidi<sup>2</sup>, A.A. Lavrusevich<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Orel State University, Institute, Orel, Russia

<sup>2</sup>Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Moscow State University of Civil Engineering, Moscow, Russia

**Аннотация.** На примере экспериментального участка сельскохозяйственного поля в бассейне реки Сухая Орлица (бассейн верхней Оки в пределах Орловской области) рассматриваются особенности применения цезия-137 к оценке потерь почвы на распаиваемом склоне, расположенном в перигляциальной зоне Русской равнины. Обсуждается целесообразность учета полигонально-блочного строения водораздельной поверхности палеокриогенного происхождения при назначении опорного значения цезия-137. Удельная активность цезия-137 выступает в исследованиях как индикатор в разной степени смытых почв.

При применении радиоцезиевого метода к оценке потерь почвы на территориях, подвергшихся чернобыльским выпадениям, необходимо знать удельную активность (запас) цезия-137 на опорной площадке, где отмечаются минимальные потери почвы вследствие эрозии. Опорные площадки назначаются на приводораздельных участках водосборов. Принимается во внимание, что допустимое значение коэффициента вариации удельной активности цезия-137 на опорной площадке не должно превышать 20% (0,2). Такая вариабельность считается допустимой для выпадений цезия-137 глобального происхождения в пределах умеренных широт Северного полушария [10].

Известно, что вариабельность измеренных величин удельной активности цезия-137 на водораздельных поверхностях в пределах опорных площадок зависит от их микрорельефа. Микрорельеф водораздельных поверхностей в перигляциальных областях представляет собой чередование блочных повышений и межблочных понижений. Обусловлено такое строение поверхности наличием различных типов реликтового криогенного микрорельефа [1, 2, 3, 4]. Реликтовый микрорельеф определил как структуру почвенного покрова и особенности протекания эрозионных процессов, так и, как следствие, - мозаику величин потерь почвы в результате смыва. Исследование влияния палеокриогенеза на процессы почвообразования, которые активно развиваются в палеоэкологическом почвоведении, по мнению Алифанова [1], позволяет во многих случаях объяснить микропестроту свойств почв.

Наложение значений удельной активности цезия-137, измеренной в 2021 г. в пахотном слое (0-25 см) вдоль трансекты 9124, на результаты GPS – съемки точек пробоотбора (на экспериментальном участке) и на космический снимок сверхвысокого разрешения (разрешением 1 м) позволило констатировать, что удельная активность цезия-137 зависит от положения точки пробоотбора в рельефе. Повышенным участкам (блочным повышениям) соответствуют повышенные значения цезия-137 (что свидетельствует о невысоком смыве почвы на этих участках). Пониженная активность цезия-137 обнаружена в тальвегах межблочных понижений, где она маркирует почвы разной степени смывости. Обнаруженная в результате этого анализа изменчивость удельной активности цезия-137 в пределах трансект заставила авторов произвести количественную оценку величины коэффициента вариации радиоактивности почвы в пределах двух выборок, приуроченных к двум трансектам, расположенным на приводораздельном пространстве (трансекты 114 и 91224). Дополнительно был проведен анализ особенностей распределения по глубине цезия-137 в пределах девяти точек послынного пробоотбора на водораздельной поверхности в 2017 году. По результатам этого дополнительного анализа были выбраны три точки, которые не «попали» в локальные понижения на водораздельной поверхности (рис.2). Сравнение средней удельной активности цезия-137, рассчитанной по этим трем точкам, с средней активностью (приведенной к 2017 году), рассчитанной по 86 точкам в пределах трансект 114 и 91224, показало, что активность цезия-137 по трем точкам выше, чем приведенная к 2017 г. средняя активность цезия-137, рассчитанная по 86 точкам. Сделан вывод, что удельную активность на опорной площадке необходимо принимать по трем точкам послынного отбора проб почвы в пределах блочных повышений, несмотря на то, что вариабельность цезия-137 по выборке из 86 точек невелика (в пределах 0,12). Принятие в качестве опорного значения средней активности цезия-137 по данным выборки из 86 точек занижает значение интенсивности потерь почвы в среднем на 7,3 тонн с 1 гектара в год.

#### **Результаты и их обсуждение.**

Принятие во внимание чередования блочных повышений (шириной 15-30 м) и межблочных понижений (2 – 15 м) на экспериментальном участке (рис.1) заставило авторов провести исследование с тем, чтобы принять решение о целесообразности учета микрорельефа палеокриогенного происхождения при расчете потерь почвы вследствие эрозии радиоцезиевым методом.





Рис. 1. Экспериментальный участок на космическом снимке сверхвысокого разрешения.

Была проанализирована вариабельность активности цезия-137, определенная в 2012 г., для 86 точек двух трансект (114 и 91224), пересекающих водораздельную поверхность экспериментального участка (рис. 1). Точки пробоотбора попадали то на блочные повышения (светлые участки на космическом снимке), то в межблочные понижения (темные участки на космическом снимке). Но это практически не повлияло на такую статистическую характеристику как коэффициент вариации. Для трансекты 114 он составил 0,12. Для трансекты 91224 – 0,11. Это свидетельствует о том, что статистически и та и другая выборка могут считаться однородными. Однако наложение активности цезия-137 на нивелировочный профиль, построенный вдоль трансекты 91224 (рис. 2, 3), показало, что к блочным повышениям приурочены повышенные значения активности цезия-137, к тальвегам межблочных понижений – пониженные значения.

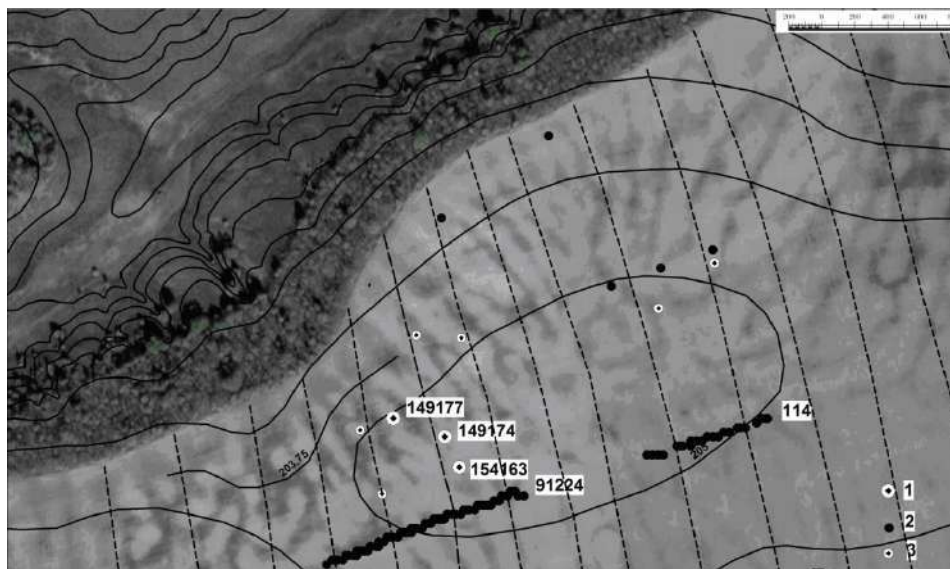


Рис. 2. Экспериментальный участок водораздельной поверхности на распахиваемом склоне южной экспозиции в бассейне реки Сухая Орлица. 1 – три точки, выбранные для установления опорного значения активности цезия-137 в 2017 г.; 2 – точки пробоотбора 2012 года; 3 – точки послынного отбора проб почвы, не принятые к расчету опорного значения ввиду их «попадания» в тальвеги понижений или в свально - развальные борозды. Пунктирные линии помечают положение свально-развальных борозд 2013 года. Космический снимок 16.05.2003 доступен в Google Earth<sup>tm</sup>. 114, 91224 – номера трансект.

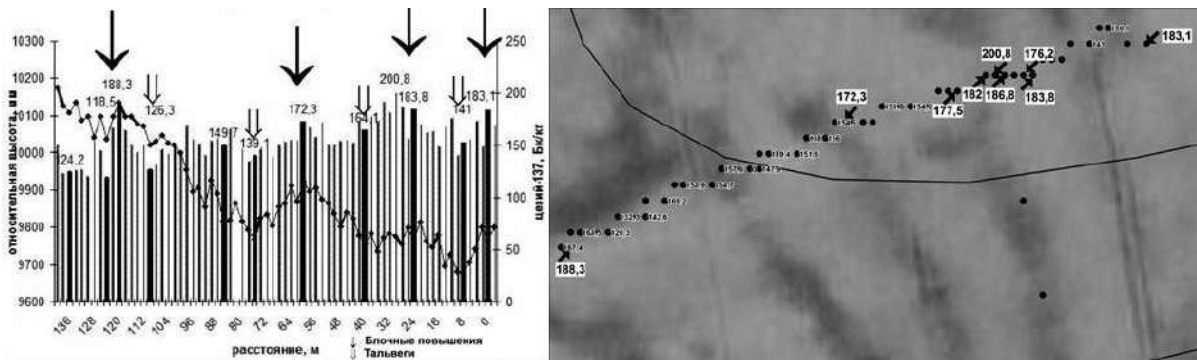


Рис. 3. Нивелировочный профиль с наложенной на него активностью цезия-137 (трансекта 91224).

На рис. 3 это утверждение подтверждается нивелировочным профилем. Вместе с тем, авторы установили, что вариабельность активности цезия-137, в пределах трансект, пересекающих водораздельную поверхность (114 и 91224), составляет 0,11 – 0,12. Эти данные, казалось бы, позволяют считать, что, поскольку вариабельность значений активности цезия-137 вдоль трансект 114 и 91224 на склоне южной экспозиции невелика, то практикам можно рекомендовать при применении радиоцезиевого метода за опорное значение активности цезия-137 принимать среднее значение радиоактивности почвы по всей совокупности набора точек в пределах приводораздельных трансект. То есть, для склона южной экспозиции принимать за опорное значение активности цезия-137, равную 163,2 Бк/кг как среднее из 155,9 Бк/кг (трансекта 91224) и 170,6 Бк/кг (трансекта 114).

Однако, поскольку практическое значение изучения потерь почвы вследствие эрозии радиоцезиевым методом важно в почвоведении, то необходимо следовать рекомендациям почвоведов в части учета микрорельефа при изучении потерь почвы. Н.М. Сибирцев писал: «В распределении почв нет ничего случайного, каждая из них лежит на своем месте, там, где она должна лежать, и занимает именно ту площадь, которую должна занимать в силу естественных законов или условий своего происхождения (1951, с. 289). Почва «...меняется непременно почему-нибудь; изменилась материнская порода, изменился рельеф, изменилось в силу рельефа действие атмосферных вод, изменилось накопление влаги, ... изменилась и почва».

Таким образом, принимая за фоновое (опорное) значение статистическое среднее удельной радиоактивности почвы, рассчитанное по неоднородному ряду точек, занимающих в рельефе то пониженные участки, то блочные повышения, мы тем самым нивелируем различия, генетически присущие этим почвам. Что в принципе должно считаться недопустимым.

Этот факт заставил авторов изучить особенности поведения цезия-137 по глубине почвенных профилей на блочных повышениях и межблочных понижениях распахиваемого склона.

Анализ послойного по глубине распределения удельной активности цезия-137 в области блочных повышений и межблочных понижений [8] позволил сделать вывод о том, к блочным повышениям приурочены несмытые или слабосмытые почвы. К тальвегам межблочных понижений – в разной степени смытые. Обнаружены характерные особенности рисунка профиля в области блочных повышений. Например, обнаружено, что для профиля распределения цезия-137 по глубине на блочном повышении (например, в точке 149174) характерным является наличие пика радиоактивности на уровне плужной подошвы (на глубине 25 см). К такому же выводу пришли Шамшурина, Голосов с соавт., 2016 [9].

При принятии к расчету среднего значения удельной активности цезия-137, рассчитанного по данным трех точек пробоотбора (149174, 149177, 154163), мы получили значение 174,7 Бк/кг. По данным двух трансект (114 и 91224) среднее значение активности цезия-137 в 2012г. составило 163,2 Бк/кг. Поскольку измерения вдоль трансект 114 и 91224 проводились в 2012 г., среднее было приведено к 2017 г. по формуле, учитывающей радиоактивный распад. Приведенное к 2017 г. значение активности цезия-137 (расчеты проводили в отношении величины 163,2 Бк/кг) составило 145,4 Бк/кг. Расчет потерь почвы в 2017 г. и в 2012 г. с учетом этих различий будет отличаться на 29,3 Бк/кг, что составляет всего 16,8%. Как это повлияет на рассчитанные значения потерь почвы, рассмотрим на примере независимой выборки из 200 точек пробоотбора, отобранных в процессе

тахеометрической съемки в 2017 году на том же склоне южной экспозиции (через 31 год после аварии на ЧАЭС).

Расчеты показали, что при принятии за опорное значение активности цезия-137 145,4 Бк/кг из 200 точек половина (50%) точек оказалась в категории несмытых почв. Значение удельной активности этих 50% точек превысило опорное значение. Среднее значение потерь почвы по 50% точек (оказавшихся по результатам расчета в зоне смыва) составило 8,3 т/га год (вариабельность интенсивности смыва – от 1,4 т/га год до 24,3 т/га год).

При принятии за опорное значение активности цезия-137 174,7 Бк/кг из 200 точек всего лишь в 7 точках (3,5%) диагностированы несмытые почвы (радиоактивность почвы оказалась не меньше опорного значения (174,7 Бк/кг)). В остальных точках диагностированы почвы в разной степени смытые. Среднее значение интенсивности потерь почвы в этом случае составило 15,5 т/га год. Вариабельность интенсивности потерь почвы (рассчитанной при опорном значении 174,7 Бк/кг) колеблется в диапазоне: 0,1 т/га год до 34,5 т/га год.

Поскольку космические снимки сверхвысокого разрешения четко показывают испещренность склона микроложбинами и межложбинными повышениями – водоразделами, то следует заключить, что потери почвы, рассчитанные с учетом опорного значения радиоцезия, установленного для блочных повышений, более объективно отражают динамические процессы на распахиваемых склонах, расположенных в перигляциальной области Русской равнины в пределах бассейна верхней Оки.

**Вывод.** Полигонально-блочные формы микрорельефа на водораздельных и склоновых поверхностях в пределах распахиваемых территорий в перигляциальной зоне Русской равнины должны быть учитываемы при применении радиоцезиевого метода для расчета потерь почвы вследствие эрозии.

Список литературы:

- [1] Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. М.: ГЕОС, 2010. 160 с.
- [2] Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976. 126с.
- [3] Величко А.А. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие: монография /А.А. Величко, Т.Д. Морозова, В.Б. Нечаев, О.М. Порожнякова. М.: Наука, 1996. 150 с.
- [4] Величко А.А., Морозова Т.Д., Бердников В.В. и др. Палеогеографические предпосылки дифференциации почвенного покрова и развития эрозионных процессов // Почвоведение. 1987. № 10. С. 102-112.
- [5] Маркелов М.В. Современные эрозионно-аккумулятивные процессы в верхних звеньях гидрографической сети лесной и лесостепной зон : автореф. дис. ...канд. геогр. н. Москва, 2004. 26с.
- [6] Сибирцев Н.М. Избранные сочинения. М.: Сельхозгиз, 1951, т. 1.472с.
- [7] Трофимец Л.Н., Паниди Е.А., Чаадаева Н.Н., Санкова Е.А., Иванеха Т.Л., Тяпкина А.П., Петелько А.И., Александрова А.П., Ладнова Г.Г. Установление опорного значения удельной активности цезия-137 на распахиваемых склонах в перигляциальной области бассейна Верхней Оки: применение спутниковых снимков, ГИС и агрохимических показателей почвы // ИнтерКарто. ИнтерГИС. Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий: Материалы Междунар. конф. М: Издательство Московского университета, 2020. Т. 26. Ч. 3. С. 170–183. DOI: 10.35595/2414-9179-2020-3-26-170-183
- [8] Трофимец Л.Н., Паниди Е.А., Чаадаева Н.Н., Тяпкина А.П., Санкова Е.А. О запасе Цезия-137 в пахотном горизонте на водораздельной поверхности бассейна реки Сухой Орлицы при установлении опорного значения Цезия-137. VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, Москва, 28 сентября-1 октября 2020 г. [Электронное издание] — М.: Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, 2020. С.531-536.
- [9] Шамшурина Е.Н., Голосов В.Н., Иванов М.М. Пространственно-временная реконструкция поля выпадения чернобыльского  $^{137}\text{Cs}$  на почвенный покров в верховьях бассейна реки Локны. Радиационная биология. Радиоэкология, 2016, том 56, № 4, с. 414-425
- [10] Owens Ph.N., Walling D.E. Spatial Variability of Caesium – 137 Inventories at Reference Sites an Example from Two Contrasting Sites in Englsnd and Zimbabwe //Appl. Isot. 1996. V. 47. № 7. P. 699-707

СЕКЦИЯ № 3  
ВОПРОСЫ ГЕОАРХЕОЛОГИИ  
SECTION #3  
GEOARCHEOLOGICAL STUDIES

---

ЗООГЕОГРАФИЯ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПАЛЕОЛИТА  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

А.К. Агаджанян

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия, aagadj@paleo.ru

ZOOGEOGRAPHY OF MAMMALS OF THE PALEOLITHIC  
OF THE NORTH-WESTERN ALTAI

A. K. Agadzhanian

Borisyak Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia

Новые материалы, полученные в последние годы по характеристике различных популяций палеолитического населения Северо-Западного Алтая, вынуждают по-новому рассматривать историю древнего человека. Важнейшие находки останков человека сделаны в плейстоценовых отложениях пещер Денисовой, Окладникова, Страшная, Чагырская. Установлено, что популяция денисовцев *Homo denisensis* (= *altaiensis*) является сестринской группой неандертальцев. Заметное сходство проявляют геномы денисовцев и современных меланезийцев [12]. Молекулярная генетика выявила связь алтайских и европейских неандертальцев, что предполагает контакты между популяциями палеолитического человека Алтая и палеолитическим населением Европы, а также денисовского человека и древнего населения Юго-Восточной Азии. Для понимания этих результатов необходима реконструкция структуры биоты, компонентом которой был палеолитический человек в плейстоцене, его экологии, образа жизни, возможных путей миграции, физико-географических коридоров и барьеров, которые препятствовали и/или способствовали обмену генным материалом. В основу данной публикации положены материалы по крупным млекопитающим палеолитических памятников Северо-Западного Алтая и местонахождений Приобского плато. Всего были проанализированы более 20 тафоценозов пещер Денисовой, Окладникова, Каминной, Чагырской, Страшной и других палеолитических памятников, а также материалы, собранные по реке Чумыш Алтайского края и р. Обь в Новосибирской области [1, 2].

Состав крупных млекопитающих палеолита Северо-Западного Алтая и Приобского плато разделяется на несколько групп: резиденты, космополиты, мигранты.

**Резиденты** – автохтонные виды, постоянно обитавшие и обитающие теперь на данной территории и найденные на всех палеолитических памятниках бассейнов Ануя и Чарыша. Типичным представителем этой группы является архар *Ovis ammon*. В настоящее время он живет в горных и предгорных районах Памира, Гималаев, Алтая, Саян, Монголии и Тибета [11, 8]. В позднем плейстоцене этот вид встречался в Забайкалье, в юго-западной Якутии [5]. На Алтае его останки обычны в палеолитических слоях пещер Окладникова, Денисовой, Каминной, Разбойничьей, Усть-Канской, Страшной, на стоянке Усть-Каракол [3]. Они найдены в лессовых отложениях долины Ануя. Это был типичный резидентный вид Горного Алтая, доля которого в тафоценозах в среднем равна 2,7%, а наибольшая – 5,4% в Денисовой пещере. В местонахождениях позднего плейстоцена Западносибирской равнины остатки *O. ammon* полностью отсутствуют. Другой автохтонный вид Алтая – горный козел *Capra sibirica*, обитатель верхнего пояса гор, в интервале 2000 – 5000 м до 6700 м над уровнем моря. Останки *C. sibirica* присутствуют почти на всех палеолитических памятниках Северо-Западного Алтая, составляя в среднем 5,7%, а максимально 11,7% в отложениях Каминной пещеры.

Автохтонным видам бассейнов Ануя и Чарыша является марал *Cervus elaphus sibiricus*. Благородный олень распространен от Шотландии на западе континента до Сихотэ-Алиня на востоке. Приуроченность к биотопам горных систем, изолированность популяций привели к формированию 18 групп подвидового ранга, один из них – марал – эндемик Горного Алтая. Он зарегистрирован на всех палеолитических памятниках региона, составляя в среднем – 1,9% состава тафоценозов.

**Космополиты** – вторая группа млекопитающих Горного Алтая. В нее входят виды, широко распространенные в плейстоцене на территории Северной Евразии.

Один из представителей этой группы – *Bison priscus*, ареал которого в плейстоцене охватывал всю Северную Евразию [9]. Он имел циркумполярную конфигурацию, что объясняется высокой экологической пластичностью вида. На Русской равнине ареал первобытного бизона простирался от Карпат и степей Причерноморья до верхней Волги. Он заселял бассейн Колымы и Чукотский полуостров, проник в Сев. Америку [14]. На Алтае бизон известен из палеолитических слоев пещер Окладникова, Денисовой, Страшная и Логово Гиены, стоянки Усть-Каракол [3]. В ископаемых сообществах он составляет в среднем 6,36 %. На равнине этот показатель достигает 40,64 %.

Другой аллохтонный вид Горного Алтая – *Capreolus pygargus*. В пределах Северо-Западного Алтая останки косули обычны на палеолитических стоянках пещер Окладникова, Денисовой, Каминной и Страшной, на открытой стоянке Усть-Каракол [3]. Средний показатель обилия по всем палеолитическим памятникам Алтая: 0,98%, максимальный – 2,91%. На равнине этот показатель меньше и равен 0,01 %.

Еще один космополитический таксон Алтая – лошадь *Equus ferus*. Этот вид позднего плейстоцена занимал территорию от Атлантики до Тихого океана. На этом пространстве существовало 6–7 крупных популяций [9]. Доказана их генетическая вариабельность, которая выражалась, в частности, в различии окраски. Экологическая пластичность лошадей была очень велика. Они населяли открытые ландшафты Северной Африки, Западной и Центральной Европы, Русской равнины, Сибири, Забайкалья, бассейна Колымы и Чукотки. На равнинах Приобья в отложениях позднего плейстоцена лошади по количеству останков занимают второе место после бизона [1]. В бассейне Ануя и Чарыша они описаны из палеолитических слоев пещер Окладникова, Денисова, Страшная, Усть-Канская, стоянки Усть-Каракол. Численность этого вида была низкой: средний показатель обилия – 4,55%, а максимум – 16,45% в отложениях Каминной пещеры. В то же время на равнине этот показатель достигает 31,97%, а максимальный – 62,03% в местонахождении Красный Яр на Оби [1].

Космополитом в бассейнах Ануя и Чарыша был шерстистый носорог *Coelodonta antiquitatis*. В плейстоцене его ареал простирался от Шотландии до побережья Охотского и Берингова морей. Редко и только в холодные эпохи плейстоцена он проникал на Пиренейский полуостров. Он известен в северном Китае, был обычен в бассейне Колымы, Анадыря и на островах Ледовитого океана [5]. Однако на Аляску этот вид проникнуть не сумел, хотя он имел высокие адаптивные возможности локомоторного аппарата. Кости стопы сохраняли некоторую подвижность относительно друг друга, что позволяло передвижение по неровному субстрату и, даже, по склонам гор. Его ближайший родственник, судя по митохондриальной ДНК, – суматранский носорог совершает регулярные вертикальные миграции по склонам гор. В сезон дождей он поднимается в горы до высоты 2500 м над уровнем моря, в холодное время года возвращается в долины.

На Алтае шерстистый носорог обычен в палеолитических слоях пещер Окладникова, Денисовой, Каминной, Усть-Канской, Мало-Яломанской, Страшной, Логово гиены [3]. В среднем его доля составляет 3,27 %, а максимальная – 13,59% в Каминной пещере. На равнине средний показатель его обилия – 9,20%, а максимальный – 12,05% [1]. Судя по имеющимся материалам, шерстистый носорог регулярно добывался палеолитическим человеком.

К группе космополитов принадлежит мамонт *Mammuthus primigenius*. В позднем плейстоцене его распространение охватывало все Северное Полушарие от Пиренейского полуострова до побережья Ледовитого океана. Начиная с МИС 3 около 50 тыс. лет назад, его ареал расширялся, достигнув своего максимума в интервале денекамп: 33 – 17 тыс. лет [4]. А затем сокращался до полного исчезновения на материках Северного полушария на рубеже 8000 лет. Однако на островах Ледовитого океана мамонты просуществовали до 4000 и 3700 лет назад [13]. В тафоценозах Западносибирской равнины останки мамонта составляют в среднем 6,6%, а на палеолитических стоянках Горного Алтая – 0,55%, примерно в 10 раз меньше.

Среди крупных хищников самым массовым в бассейнах Ануя и Чарыша являлась гиена *Crocota crocuta spelaea*. Анализ митохондриальной ДНК современных и ископаемых представителей *Crocota* показал, что пещерная гиена Алтая генетически входит в группу североафриканских гиен. В позднем плейстоцене ее ареал охватывал большую часть Северной Евразии [9]. Она присутствует на всех палеолитических памятниках Северо-Западного Алтая, где ее доля достигает 9,3%, а в среднем – 6,30 %. На равнине количество гиены в тафоценозах не превышает 0,1%, а в среднем – 0,06%.

Космополитом в плейстоценовых сообществах был и пещерный лев *Panthera leo spelaea*. Он обычен в местонахождениях Западной Сибири и на Алтае. На равнине его участие в ископаемых сообществах равно в среднем 0,56%, а в пещерных захоронениях Алтая – 0,096%, т.е. почти в 6 раз меньше.

Космополитом в бассейнах Ануя и Чарыша был волк *Canis lupus*. Он известен на всех палеолитических стоянках, где его средняя численность в составе сообществ – 3,5%, максимальная – 10,8%. На равнине доля волка в тафоценозах равна 0,13%. Волки Денисовой пещеры по своей морфологии близки волкам из Средней Азии, Монголии и Тибета [3]. Они мельче современного таежного подвида Сибири *C. lupus lupus*. По-видимому, плейстоценовая популяция бассейна Ануя имела постоянный контакт с волками Центральной Азии.

В целом аллохтонные виды крупных млекопитающих Горного Алтая ясно указывают на устойчивые связи европейских, западносибирских и алтайских. Это предполагает отсутствие серьезных физико-географических барьеров между европейским и западносибирским районами Палеарктики, что объясняет их генетическую близость и указывает на возможность контактов популяций палеолитического человека Европы и Северо-Западного Алтая.

**Мигранты** образуют третью группу млекопитающих бассейнов Ануя и Чарыша. Это виды, которые только эпизодически появлялись в составе животного населения. Среди копытных к ним относятся: *Equus hydruntinus*, *E. hemionus*, *E. przewalski*, *Poephagus*, *Procapra gutturosa*, *Saiga tatarica*.

Большую часть из них составляли представители Equidae. Один из них: европейский осел *Equus hydruntinus*. Его ареал охватывал Пиренейский полуостров, Францию, Израиль, Турцию и простирался до Крымского полуострова, Ирана и низовьев Волги, где он являлся постоянным объектом охоты палеолитического человека [6]. Он был обычен для Горного Алтая, где его количество на палеолитических памятниках колеблется от 0,21% на Страшной до 3,86% в пещере Логово гиены, в среднем составляя 1,41%. На равнине он зафиксирован только в трех случаях, и составляет в среднем – 0,67%. Таким образом, его заселение долин Горного Алтая могло происходить только с юга в результате миграций из прилежащих районов Казахстана.

Другой вид Центральной Азии – *Equus przewalskii* описан в долине Ануя. В позднем плейстоцене ареал лошади пржевальского включал западную Монголию и Зайсан. Ближайший район, расположенный к северу от Зайсанской котловины – Горный Алтай. Сюда предки лошади пржевальского попадали неизбежно при миграциях в северном

направлении. Среди палеолитических памятников Алтая этот вид найден на стоянке Усть-Каракол.

Среди полорогих мигрантом является як *Poephagus mutus*. На палеолитических памятниках Горного Алтая останки яка встречены в пещерах Логово гиены, Страшная, Денисова и на стоянке Усть-Каракол. Его расселение из автохтонных областей Тибета в Сибирь шло с юга на север по горным массивам.

Из мелких полорогих мигрантом в бассейнах Ануя и Чарыша был дзерен *Procapra gutturosa*. В настоящее время он населяет сухие степи и полупустыни Монголии и северо-восточного Китая (Внутренняя Монголия, Ганьсу). Средний показатель количества *P. gutturosa* в тафоценозах палеолитических памятников Горного Алтая равен 1,74%, максимальный 3,53%. В местонахождениях Западносибирской равнины дзерен полностью отсутствует.

Другой мигрант в плейстоценовой фауне Алтая – сайга *Saiga tatarica*. Молекулярные исследования показали ее родство с антилопой оронго, *Pantholops hodgsoni*, которая населяет горные плато Тибета [10]. На палеолитических памятниках Ануя и Чарыша остатки сайги присутствуют в пещерах Денисова, Страшная, Чагырская. Наиболее вероятны периодические миграции этого вида из Казахстана и Монголии. Двигаясь в общем направлении на северо-восток Сибири, они неизбежно оказывались в долинах Горного Алтая. Средний показатель участия сайги в тафоценозах палеолитических памятников равен 1,2%, максимальный – 5,08%. На Западно-Сибирской равнине средний показатель участия сайги в тафоценозах – 0,05%, максимальный – 0,1%, т.е. в десятки раз меньше, что подтверждает возможность проникновения этой антилопы на Алтай с юга.

Еще одним аллохтонным видом является дикобраз *Hystrix brachyura vinogradovi*, близкий малайскому *H. brachyura*. Останки этого грызуна известны из пещер Страшная, Усть-Канская и Разбойничья. Ареал современного *H. brachyura* охватывает всю юго-восточную Азию, включая Большие Зондские острова.

Млекопитающие-мигранты есть и среди хищников. К ним принадлежат: лисица корсак, красный волк, снежный барс.

Красный волк *Cuon alpinus* – автохтонный вид Юго-Восточной Азии, откуда он проникал в плейстоцене на территорию северной Евразии, включая Алтай, а по горным системам Памира, Копетдага, Кавказа – на Балканы, Альпы и Пиренейский полуостров. Южная часть ареала *C. alpinus* расположена в Индокитае, он обычен даже на Больших Зондских островах: Яве и Суматре [7].

На Алтае *C. alpinus* известен из плейстоценовых отложений пещер Страшная, Денисова, Чагырская, Логово гиены. Средний показатель его обилия в тафоценозах равен 1,0%, а максимальный – 2,9% в Денисовой пещере. Красный волк обнаружен и на Западно-Сибирской равнине, но здесь он крайне редок. В местонахождениях по р. Чумыш на долю *C. alpinus* приходится 0,02% [2]. В пределах Северо-Западного Алтая он является типичным южным мигрантом.

Среди хищников характерным южным мигрантом является снежный барс *Uncia uncia*. Его современное распространение охватывает Гиндукуш, Памир, Тянь-Шань, Каракорум, Гималаи. Он обитает на Монгольском Алтае в горах Хангай, в Тибете. На Северо-Западном Алтае *U. uncia* найден в палеолитических слоях пещер Страшная и Денисова.

В плейстоценовых сообществах Горного Алтая присутствуют и редкие бореальные мигранты. Один из них – *Rangifer tarandus*. В отложениях Денисовой пещеры его остатки составляют 0,14%, в Страшной – 0,02%, в Чагырской – 0,34%. Даже в тафоценозах Западно-Сибирской равнины доля северного оленя составляет 0,1% – 0,2%. Миграции северного оленя на юг были достаточно редкими, а его стада, достигавшие Ануя, очень малочисленными.

Среди хищников бореальным мигрантом Горного Алтая является песец *Alopex lagopus*. В настоящее время он имеет циркумполярное распространение. Его ареал выходит к

Ледовитому океану и охватывает все крупные острова. Он представлен на большинстве палеолитических стоянок Русской равнины и Сибири. Однако на Северо-Западном Алтае песца на палеолитических памятниках, практически, нет. Он отмечено лишь для Денисовой пещеры в количестве – 0,96%.

Анализ населения крупных млекопитающих Северо-Западного Алтая среднего и позднего плейстоцена показывает устойчивую и высокую численность резидентных видов, что обеспечивало стабильное состояние биоресурсов палеолитического человека данной территории. Виды-космополиты подтверждают возможность субширотных контактов различных популяций млекопитающих, в том числе и человека в пределах Северной Евразии. Наличие большого количества южных мигрантов объясняет наличие некоторых нуклеотидных последовательностей *Homo denisensis* в составе генома современного населения Юго-Восточной Азии и Меланезии.

*Работа поддержана грантом РФФИ № 20-29-01011.*

Список литературы:

- [1] Васильев С.К. Бизоны (*Bison p. priscus* Vojanus, 1827) позднего плейстоцена юго-востока Западной Сибири // Археол., этногр. и антропол. Евразии. – 2008.– Вып. 2 (34). – С. 34–56.
- [2] Васильев С.К., Середнёв М.А., Милютин К.И., Слюсаренко И.Ю., Козликин М.Б., Чеха А.М. Сборы палеотериологического материала на реке Чумыш (Алтайский край) и на реке Обь в районе посёлка Бибиха (Новосибирская область) в 2015 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2015. – Т. XXI. – С. 36–40.
- [3] Деревянко А.П., Шуньков М.В., Агаджанян А.К. и др. Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, – 2003.– 448 с.
- [4] Маркова А.К., Пузаченко А.Ю., Кольфсхотен ван Т. и др. Новейшие данные о динамике ареалов мамонта и шерстистого носорога в Европе во второй половине позднего плейстоцена – голоцене // Изв. РАН. Сер. геогр. – 2011. – № 4.– С. 54–65.
- [5] Bieszkowski G. Woolly rhino (*Coelodonta antiquitatis*) distribution in Northeast Asia // *Deinsea*. – 2001.– V. 8. – P. 15–20.
- [6] Burke A., Eisenmann V., Ambler G.K. The systematic position of *Equus hydruntinus*, an extinct species of Pleistocene equid // *Quatern. Res.* – 2003. – V. 59. – № 3.– P. 459–469.
- [7] Cohen J.A. *Cuon alpinus* // *Mammalian species*. Publ. American Society of Mammalogists. 1978. N 100. P. 1-3.
- [8] Fedosenko A.K., Blank D.A. *Ovis ammon* // *Mammal. Species*. – 2005. – № 773. – P. 1–15.
- [9] Kahlke R.-D. Die Entstehungs-, Entwicklungs-, und Verbreitungsgeschichte des oberpleistozänen *Mammuthus-Coelodonta-Faunenkomplexes* in Eurasien (Großsäuger) // *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.* – 1994. – Bd 546. – 164 S.
- [10] Kuznetsova M.V., Kholodova M.V. Molecular support for the placement of Saiga and *Procapra* in Antilopinae (Artiodactyla, Bovidae) // *J. Mammal. Evol.* – 2002.– V. 9. – № 4. – P. 271–280.
- [11] Reading R.P., Amgalanbaatar S., Mix H., Lhagvasuren B. Argali *Ovis ammon* surveys in Mongolia's South Gobi // *Oryx*. – 1997. – V. 31.– № 4. – P. 285–294.
- [12] Reich D., Green R.E., Kircher M., Krause J. Svante Pääbo and 28 authors // Genetic history of an archaic hominin group from Denisova Cave in Siberia. – *Nature* –2010 – 468,–1053–1060.
- [13] Vartanyan S.L., Garutt V.E., Sher A.V. Holocene dwarf mammoths from Wrangel Island in the Siberian Arctic // *Nature* – 362, – P. 337 - 340 (25 March 1993); doi:10.1038/362337a0
- [14] Zazula G., MacKay G., Andrews T. et al. A Late Pleistocene steppe bison (*Bison priscus*) partial carcass from Tsiigehtchic, Northwest Territories, Canada // *Quatern. Sci. Rev.* – 2009. – V. 28. – P. 2734–2742.



**ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ МЕЛКИЕ ПОЗВОНОЧНЫЕ  
ВОСТОЧНОЙ ГАЛЕРЕИ ДЕНИСОВОЙ ПЕЩЕРЫ, СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ  
А.К. Агаджанян<sup>1</sup>, М.В. Шуньков<sup>2</sup>, М.Б. Козликин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Палеонтологический институт им. А.А. Борисьяка РАН, Москва, Россия, aagadj@paleo.ru

<sup>2</sup> Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, shunkov77@gmail.com,  
kmb777@yandex.ru

**PLEISTOCENE SMALL VERTEBRATES FROM THE  
EAST GALLERY OF DENISOVA CAVE, NORTH-WEST ALTAI  
A. K. Agadzhanian<sup>1</sup>, M. V. Shunkov<sup>2</sup>, M. B. Kozlikin<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Borisyak Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Institute of archaeology and ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

Денисова пещера — один из важнейших палеолитических памятников Северо-Западного Алтая. Его изучение проливает свет на ранние этапы становления человека [2]. В отложениях пещеры были найдены останки гоминид, из которых были выделены митохондриальная и ядерная ДНК [6; 3]. Получена ДНК и непосредственно из осадков пещеры. Установлено, что Денисову пещеру заселяли наряду с неандертальцами представители самостоятельной таксономической группы: *Homo altaiensis* (=denisensis) [9]. Доказано существование браков между неандертальцами и денисовцами [8]. Вариабильность нуклеотидных замен мтДНК разных образцов указывает на длительное, более нескольких тысяч лет, существование денисовского человека в долине Ануя [7]. Эти результаты вынуждают пересмотреть схемы истории рода *Homo*. При создании новых моделей эволюции человека необходимо учитывать развитие природной среды на протяжении плейстоцена, особенности каждого этапа ее преобразований. Это позволяет подойти к пониманию связи и взаимозависимости эволюции человека и динамики природных условий, в которых эта эволюция происходила.

Денисова пещера расположена на юге Алтайского края, в долине р. Ануя, ее координаты: 51°23'51" N, 84°40'36" E. Были изучены 17559 останков мелких позвоночных из плейстоценовых отложений Восточной галереи этой пещеры.

Из нижнего слоя 17.1 получено 2202 костных образцов. В тафоценозе преобладают летучие мыши — 19.46%. Вторая по численности группа — скальные *Alticola* (16.5%) и рыжие *Clethrionomys* полевки (12.1%). Узкочерепная полевка составляет 5.2%, полевка-экономка 2.2%, северосибирская полевка — 0.5%. Присутствуют: *Lemmus* — 0.2%, *Spermophilus* (2.22%), *Marmota* (1.7%), и хомячки. Землеройки составляют 0.25%, крот — 3.2%, найден цокор (2.7%). Зубы медвежат составляют 2.45%, что свидетельствует об использовании пещеры медведями для зимней спячки. Это указывает на то, что человек не посещал пещеру в период формирования слоя 17.1, что подтверждается отсутствием орудий палеолитического человека и высокой численностью летучих мышей.

Увеличение количества крота, рыжих полевок, цокора приходится на верхние уровни 4 — 2, что отражает смягчение природных условий. Лишь в самом верхнем уровне 1, эти показатели снижаются. В заключительную фазу накопления слоя 17.1 произошло довольно сильное похолодание, на что указывает наличие лемминга, полное отсутствие костей лягушек и данные палинологического анализа [1]. Время накопления слоя 17.1 сопоставляется с самаровской холодной эпохой (рис. 1), с 8 стадией Морской изотопной шкалы (МИС) [4].

Из слоя 15 получено 835 костей мелких позвоночных. Здесь доля рукокрылых — 17.99%, полевок *Alticola* — 13.3%, *Clethrionomys* — 4.92%. Увеличивается количество серых полевок. Найдены *Lagurus* (0.3%) и *Arvicola* (0.39%). Структура эмали последней отличаются от позднеплейстоценовой *Arvicola* cf. *sapidus* и от лихвинской *A. mosbachensis*. Появляется хомяк *Crictetus crisetus* — 0.19%. Количество суслика снижается до 1.14%, а сурка увеличивается до 1.99%. Численность землероек нарастает до 0.76%, доля крота *Asioscalops*

снижается (2.2%). Присутствует цокор (2.7%). Появляются лягушки (1.4%), увеличивается доля костей рыб (7.6%). Хищники представлены куньими (0,38%) и молочными зубами медведей – 0.19%. Приведенные цифры указывают на сокращение площади лесов и скальных биотопов. Одновременно увеличивалась площадь лугов. От нижних уровней к верхним нарастает численность *Clethrionomys*, появляется бурундук и лягушки, что свидетельствует о расширении площади лесов и смягчении природных условий. Происходила сложная перестройка природных комплексов самаровской холодной эпохи к сообществам ширтинского межледниковья, стадии 7 МИС (рис. 1).

Из слоя 14 определено 5629 образцов. Отмечено дальнейшее снижение численности *Chiroptera* до 9.5% и нарастание количества костей рыб до 13.5%. Среди грызунов найдены белка (0.03%), суслик (0.96%), сурок (1.65%), *Sicista* sp. (0,07%) и лесная мышь – *Apodemus* (*Alsomys*) – 0.052%. Доминируют *Alticola* (15.5%) и *Clethrionomys* (6.14%) полевки. Увеличивается количество *Microptini* и степной пеструшки (0.38%). Найден *Lemmus* (0.017%), что указывает на существование ассоциаций с участием мхов *Bryales*. Найдена водяная полевка (0.1%), которая по своей морфологии тяготеет к *Arvicola* cf. *sapidus*. Численность цокора увеличивается до 5.2%, количество лягушек достигает 2.3%, появляются ящерицы (0.21%). Количество *Soricidae* уменьшается до 0.39%, а крота увеличивается до 2.77%. Пищухи составляют 1.56%, среди них отмечена *Ochotona pusilla* (0.017%). Присутствуют останки куньих и молочные зубы медведей – 0.45%. Формирование слоя 14 происходило при расширении лесных массивов и одновременном увеличении скальных и открытых биотопов. Климат этого времени был значительно теплее предыдущего этапа. Слой 14 можно сопоставить с ширтинским межледниковьем, со второй половиной 7 МИС. В верхней части слоя 14 увеличивается доля скальных полевок, сусликов, сурка, степных пеструшек, снижается численность землероек, что свидетельствует об изменении природной обстановки в сторону похолодания.

Из слоя 13 определено 2738 образцов. Количество *Chiroptera* в слое сокращается до 3.3%, количество костей рыб увеличивается до 34.3%. Снижается участие рыжих и скальных полевок. Среди *Microtini* самая многочисленная *Stenocranius gregalis* – 5.3%. Снижается численность крота до 1.69%, сусликов до 0.6%, сурка до 0.4%, барабинского хомячка до 0.14%. Доля хомячка Эверсмана увеличивается до 0.43%. Впервые появляется *Ellobius* (0.11%). Присутствует *Lemmus* sp. (0.14%). Доля цокора снижается до 3.2%, лягушек до 1.83%. Вдвое сокращается численность землероек. Но при этом происходит увеличение количества древесных беличьих: белки (0.11%) и бурундука (0.04%). Полученные результаты свидетельствуют о похолодании и аридизации климата, в период формирования уровней 6-4. Анализ микроструктуры осадков слоя 13 также выявляет периодическое промерзание средней части толщи [5]. В то же время, осадки уровней 9 – 8 и 3 – 2 характеризуются наличием древесных беличьих, повышением численности рыжих полевок и цокора, что отражает условия более теплого климата. Формирование слоя 13 происходило в условиях чередования теплых и холодных климатических фаз. Пыльцевой анализа также свидетельствует о сложной трехэтапной истории природных условий этого периода [1]. Накопление слоя 13 приходилось на первую половину тазовской холодной эпохи, начало стадии 6 МИС, когда общее похолодание нарушалось периодическими потеплениями климата [4].

Из слоя 12.3 получено 7061 определимых образцов. Для него характерно дальнейшее снижение численности *Chiroptera* (2.86 %) и костей рыб до 22.18%. Численность рыжих и скальных полевок увеличивается до 7.04%, и 18.11%. Разнообразие *Microtini* сокращается. Найдена *Arvicola* (0.13%), по морфологии близка *A. sapidus*. Увеличивается количество *Lagurus* до 0.6%, – суслика до 0.81%, – сурка уменьшается до 0.28%. Найдена *Apodemus* (*Alsomys*) sp. (0,014%). Присутствует *Lemmus* (0.014%). Численность пищух – 1,02%, среди них *Ochotona pusilla* (0.042%). Появляются ящерицы (0.057%) и довольно много лягушек – 2.25%. Численность землероек увеличивается до 0.23%, – крота до 2.025%.

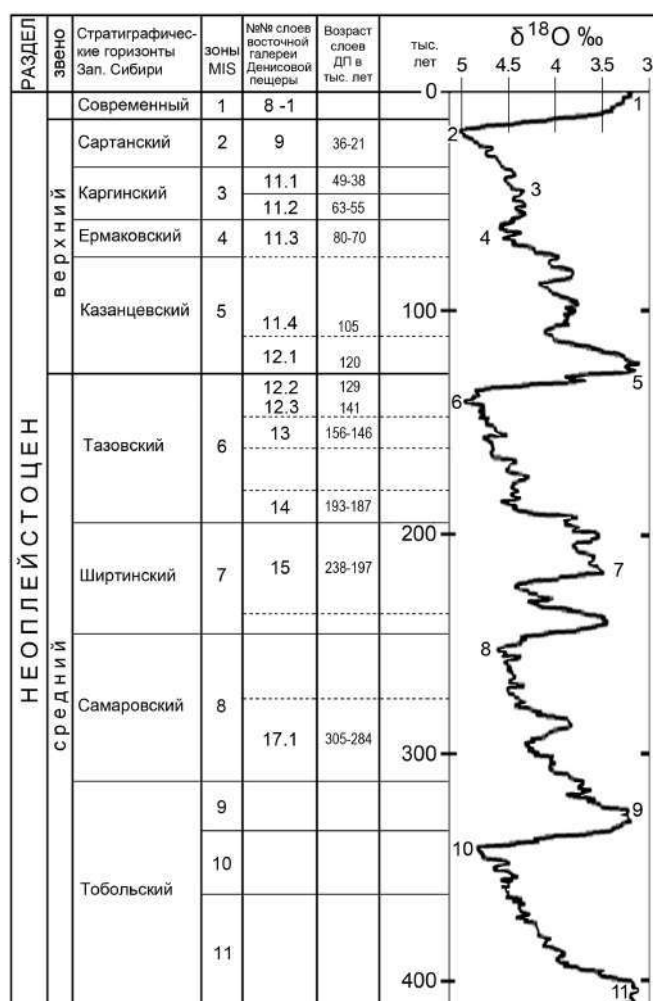


Рис. 1. Корреляция этапов накопления плейстоценовых отложений Восточной галереи Денисовой пещеры с динамикой климата по данным изучения колебаний изотопа кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  донных осадков Мирового океана [4].

Соотношение различных групп мелких позвоночных указывает на сложную историю развития природы в период формирования слоя 12.3. Падение численности *Clethrionomys* в осадках уровней 7, 4 и 1 отражает похолодание и некоторую аридизацию климата. Однако в осадках уровня 5 *Clethrionomys* составляют 8.7%, найдена мышь *Alsomys*, уменьшается численности сурка, что отражает увеличение площади лесов. Состав тафоценозов объясняется сложной динамикой природных условий в пределах возрастного интервала слоя 12.3. Распределение позвоночных по горизонтам указывает на то, что на фоне общей криоксеротической обстановки происходили временные потепления и увлажнения климата. Начало одного из них приходится на уровень 6, максимум фиксируется на уровне 5, спад отмечен в осадках уровня 4. Еще одну флуктуацию потепления фиксируют осадки уровня 3, где обилие *Clethrionomys* достигает 9.05%.

Такая ритмика условий соответствует тазовской ледниковой эпохе, 6 стадии МИС, которая, впрочем, не приводила к формированию покровных ледников в пределах Горного Алтая. Кроме того, в середине данного интервала (уровни 6 – 5 и 3) ясно фиксируется временное потепление и увлажнение климата. Эти выводы согласуются с результатами пыльцевого анализа, которые указывают на чередование перигляциальной лесотундры, тундро-лесостепи и тундры [1]. По данным изотопного анализа морских осадков [4] переход от теплой стадии 7 к холодной МИС 6 был достаточно долгим и постепенным.

Из слоя 12.2 получено 649 образцов. Здесь возрастает доля *Chiroptera* до 4% и рыб до 24.6%. Немного увеличилась доля суслика (0.92%), а сурка снижается. Падает численность

*Clethrionomys* до 5.1%, скальных плевков *Alticola* до 15.1% и серых полевков до 21.9%. Возрастает доля *Lagurus* (0.77%). Численность крота поднимается до 2.5%, а хомяка Эверсманна до 0.92%. Узкочерепная полевка составляет 6.01%, *Microtus oeconomus* 0.77%, *M. hyperboreus* 1.85%. Численность цокора падает до 2%, лягушек – до 1.5%.

Приведенные цифры указывают на сокращение площади лесных биотопов и, следовательно, на холодные и достаточно сухие природные условия в период накопления слоя 12.2. Вместе с тем, увеличивается количество крота и, почти в два раза, землероек. Численность цокора снижается незначительно, что указывает на отсутствие глубокого промерзания почвы. Эти показатели предполагают сокращение площади лесных массивов и ксерофильных биотопов. Расширились площади лугового разнотравья, что в целом отражает прохладную климатическую обстановку. В период накопления слоя 12.2 происходило чередование холодных и теплых климатических фаз. На сложное и многоступенчатое преобразование природной обстановки для верхней части слоя 12.3 и нижней части слоя 12.2 указывают и данные спорово-пыльцевого анализа [1]. Признаки дальнейшего похолодания и аридизации климата в этом слое хорошо выражены, что позволяет относить его ко второй половине тазовской холодной эпохи, к концу 6 стадии МИС.

Из слоя 12.1 определено 780 костей мелких позвоночных. В этом тафоценозе увеличивается количество *Chiroptera* (9.5%) и падает количество рыб до 13.97%. Численность *Clethrionomys* на прежнем уровне - 5%, количество *Alticola* увеличивается до 19.3%. Возрастает таксономическое разнообразие *Microtini*. Становится больше землероек – 1.15%, присутствует *Neomys* – 0.13%. Снижается численность крота до 1.15% и цокора до 1.29%, суслика до 0.51%. Найдены *Lemmus* (0.13%) и *Ellobius* (0.13%), присутствуют кости ящериц – 0.13% и лягушек – 1.5%. Встречаются остатки мелких куньих (0.26%) и молочные зубы медвежат – 0.26%. Это указывает на сокращение степных участков и увеличение доли скальных биотопов, расширение площади лугового разнотравья, что отражает прохладную климатическую обстановку, которая нарушалась потеплением в эпоху формирования осадков 10 и 9 уровней, о чем свидетельствует повышенное содержание рукокрылых, повышенная численность *Clethrionomys* и лягушек. Начало формирования слоя 12.1 характеризуется потеплением и увлажнением климата. Затем произошло небольшое похолодание и увеличение сухости. Однако существенного изменения температурного режима не было. Слой 12.1 соответствует переходному этапу от тазовского холодного времени к казанцевскому межледниковью.

Из слоя 11.4 определено 757 костей мелких позвоночных. Доля *Chiroptera* снижается до 5.8%, доля костей рыб уменьшатся до 8.59%. Участие *Clethrionomys* увеличивается до 7.3%, скальных полевков снижается до 14.4%. При этом, количество *Clethrionomys* в нижних горизонтах слоях 11.4 в два раза больше, чем в верхних горизонтах. *Microtini* достигают максимального количества и таксономического разнообразия. В слое 11.4 появляется *Lagurus* – 0.13% и *Lemmus* (0.53%), моляры которого найдены в верхней части слоя 11.4. Присутствует *Arvicola cf. sapidus* – 0.13%. Увеличивается численность землероек до 1.3% и сокращается численности крота – 0.53%. Большая часть землероек найдена в нижней части слоя. Наземные белычи представлены сусликом – 0.92%. Важной является находка летяги в нижней части слоя. Увеличивается количество цокора до 1.4%. Возрастает численность лягушек до 0.4%. Нижняя часть слоя 11.4 накапливалась в условиях лесных сообществ, о чем говорит высокая численности *Clethrionomys* и летяга. Значительная концентрация землероек в уровнях 8 – 6 указывает на обилие почвенных беспозвоночных летом и семян хвойных зимой. Это предполагает климатический режим межледниковья.

Фауна верхних уровней (5 – 3) слоя 11.4 говорит о сокращении площади лесов и расширении открытых биотопов. Она маркирует начало очередного холодного климатического этапа, что подтверждают данные спорово-пыльцевого анализа [1]. В целом уровни 8 – 6 соответствуют теплой климатической фазе казанцевского межледниковья

стадии 5 МИС. Верхние уровни 5 – 3 отражают постепенное похолодание в преддверии ермаковского оледенения.

Из слоя 11.3 получено 704 образца. Участие Chiroptera в тафоценозе – 7.9%. Количество рыб увеличивается до 17.7%. Нарастает численность землероек (1.99%). Увеличивается численность крота (1.28%). Доля Clethrionomys сокращается до 2.3%, Alticola – до 13.6%. Количество Lagurus увеличивается до 0.28%, суслика до 1.56%. Почти в два раза увеличивается доля пищух – до 0.57% и цокора до 2.8%, на лягушек приходится 0.43%. Состав тафоценоза говорит о некотором повышении зимних температур и, возможно, об увеличении количества зимних осадков. Происходит сокращение лесных массивов и сохранение размеров каменистых склонов. Анализ распределения костных остатков по уровням говорит о похолодании климата в процессе накопления слоя 11.3, что подтверждает увеличение количества суслика от нижней части осадков к верхней. Однако снизу вверх увеличивается количество крота, полевки-экономки и рыб, что свидетельствует об увеличении влагообеспеченности почвенного покрова, о возросшей мощности водотоков. Такое заключение совпадает с данными пыльцевого анализа, который регистрирует появление в спектрах пыльцы прибрежных и водных растений [1]. Тафоценоз слоя 11.3 свидетельствует об изменениях природной среды, которые отвечают ермаковскому оледенению 4 стадии МИС (рис. 1).

Из слоя 11.2 определено 1350 образцов. Количество Chiroptera уменьшается до 0.3%, количество костей рыб увеличивается до 42.9%. Численность землероек снижается до 0.3%, а крота возрастает до 2.15%. Резко падает численность Clethrionomys до 0.07%, а численность Alticola возрастает до 19.3%. Доля Microtini снижается до 18.9%, цокора – до 1.77%. Среди пищух отмечена Ochoto napusilla (0.07%). Состав тафоценоза свидетельствует о распространении открытых ландшафтов, степных и луговых ассоциаций, включая участки с разреженным травостоем. Лесные массивы уменьшались до минимальных размеров. Вероятно, они сохранялись лишь в поймах рек. Об этом же говорят данные пыльцевого анализа [1]. Распределение костных остатков по уровням показывает, что в нижней части слоя (уровни 3 и 2) количество крота больше, чем в верхней (уровень 1). Количество полевки-экономки в нижних уровнях (3 и 2) больше, чем в верхнем (1). Водяная полевка обнаружена только в нижней части слоя. Цокора в нижней части слоя значительно больше, чем в верхней. Lagurus и степная пищуха найдены только в верхней части слоя (ур. 1). Эти данные отражают аридизацию природной обстановки на протяжении накопления слоя 11.2. При этом нижняя часть слоя 11.2 накапливалась в более благоприятных природных условиях, чем верхняя. Слой 11.2 соответствует первой половине каргинского межледниковья МИС 3, которое осложнялось холодными флуктуациями, хорошо выраженными на кривой изменения изотопного состава кислорода [4]. Потепление МИС 3 было почти в три раза слабее потепления МИС 5 и голоценового потепления МИС 1 (рис. 1). Этот вывод согласуется с данными по растительности и по составу мелких позвоночных слоя 11.2 восточной галереи Денисовой пещеры. Они свидетельствуют о том, что, несмотря на межледниковый характер эпохи, лесные массивы занимали очень небольшие площади. Господствующим типом ландшафта были лесотундры и тундро-степи [1].

Слой 11.1 охарактеризован 821 экз. костей. В нем количество летучих мышей увеличивается до 0,49%, – костей рыб снижается до 26.9%. Численность Clethrionomys 1.1%, Alticola – 17.9%. Присутствует Lemmus (0.12%). Увеличивается количество серых полевок до 27.2%. Численность цокора возрастает до 0.49%. Количество лягушек равно 0.5%. Для слоя 11.1 характерно нарастание видового разнообразия мелких позвоночных, увеличение численности землероек и крота, рыжих полевок и цокора, что можно интерпретировать как развитие каргинского межледниковья, т.е. изотопной стадии 3 МИС. Фактически, каргинский горизонт стратиграфической схемы является лишь небольшим интерстадиалом, который нарушил общий процесс похолодания климата от казанцевского межледниковья

МИС 5 до максимума сартанской ледниковой эпохи МИС 2 (рис. 1), что и отражают данные по пыльце и мелким позвоночным отложений слоя 11.1 Восточной галереи.

Определимые костные остатки из слоя 9 квадрата Ж Восточной галереи Денисовой пещеры насчитывают 14 экз. Количество полученного материала недостаточно для достоверных выводов. Однако общую тенденцию изменений природной обстановки оно отражает. Для этого слоя отмечено увеличение количества летучих мышей, связанное, возможно, с ослаблением антропогенного пресса внутри пещеры. Одновременно возрастает численность землероек, рыжих и серых полевок, уменьшается доля степных пеструшек *Lagurus*, скальных полевок *Alticola* и хомячков. Изменение количественных показателей этих таксонов отражает некоторое смягчение климата, увеличение площади лесов и сокращение открытых биотопов. Это указывает на сложные преобразования природной среды в конце позднего плейстоцена в холодную сартанскую эпоху.

*Работа поддержана грантом РФФИ № 20-29-01011.*

Список литературы:

[1] Болиховская Н.С., Козликин М.Б., Шуньков М.В. и др. Новые данные в палинологии уникального памятника палеолита Денисова пещера на Северо-Западе Алтая. Бюл. Моск. О-ва Испытателей Природы. Отд. БИОЛ. 2017. Т. 122. Вып. 4. С. 46-60.

[2] Деревянко А.П., Шуньков М.В., Маркин С.В. Динамика палеолитических индустрий в Африке и Евразии в позднем плейстоцене и проблема формирования *Homo sapiens*. Новосибирск: Изд. Института археологии и этнографии СО РАН. 2014. 226 с.

[3] Brown S., Buckley M., Derevianko A., et al. Identification of Faunal Remains from Denisova Cave through the Application of ZooMS 5th Annual Meeting London, UK 10 – 12 September, 2015. Proceedings of the European Society for the study of Human Evolution 4. 2015. P. 60.

[4] Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Plio-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records. *Paleoceanography and Paleoclimatology*. 2005. Vol. 20. P. 1-16.

[5] Morley M.W., Goldberg P., Uliyanov V.A. et al. Hominin and animal activities in the microstratigraphic record from Denisova Cave (Altai Mountains, Russia). *Scientific Reports*. 2019. 9:13785 // <https://doi.org/10.1038/s41598-019-49930-3>

[6] Prüfer K., Racimo F., Patterson N., Jay F., et al. The complete genome sequence of a Neanderthal from the Altai Mountains. *Nature*. 2014. V. 505. P. 43–54.

[7] Sawyera S., Renauda G., Viola B. et al. Nuclear and mitochondrial DNA sequences from two Denisovan individuals. *PNAS*. 2015. V. 112. N 51. P. 15697–15700.

[8] Slon V., Mafessoni F., Vernot B. et al. The genome of the offspring of a Neanderthal mother and a Denisovan father. *Nature*. 2018 September; 561(7721). P. 1–18.

[9] Viola, B.Th., Markin, S.V., Buzhilova, A.P. et al. New Neanderthal remains from Chagyrskaya Cave (Altai Mountains, Russian Federation), *Am. J. Phys. Anthropol.*, 2012, vol. 147, suppl. no. 54.Pp. 293–294.

## ПАЛЕОЛИТ ПРИМОРСКОГО ДАГЕСТАНА: АРХЕОЛОГИЯ, ХРОНОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

**А.А. Анойкин**

Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, [anuil@yandex.ru](mailto:anuil@yandex.ru)

## PALEOLITHIC OF THE COASTAL DAGESTAN: ARCHAEOLOGY, CHRONOLOGY, PALEOGEOGRAPHY

**A.A. Anoinin**

Institute of archaeology and ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

Кавказ является одним из ключевых районов для изучения начальных этапов человеческой истории, а также для реконструкции различных событий палеогеографии и четвертичной геологии. Находки древних гоминид на Южном Кавказе позволяют рассматривать Кавказ, как территорию, через которую проходило одно из основных

направлений расселения древних человеческих коллективов в Евразии, начиная с самых ранних этапов плейстоцена [5, 8, 13]. Вместе с тем, пространственное распределение палеолитических стоянок на Кавказе крайне неравномерно. Большинство известных объектов сосредоточено в Закавказье или вдоль черноморского побережья. Территория же Северо-Восточного Кавказа, особенно прибрежные районы Каспийского моря, до недавнего времени была изучена крайне слабо, хотя первые сведения о существовании здесь палеолита получены еще в начале прошлого века. Результаты исследований, проводившихся последние десятилетия в Приморском Дагестане, дают возможность рассматривать Северо-Восточный Кавказ как одну из важных и ранее неизвестных контактных зон между восточноевропейской и переднеазиатской частями Евразийской палеолитической ойкумены [2, 9].

Согласно имеющимся естественнонаучным данным, климат западного побережья Каспия на протяжении плейстоцена не испытывал резких изменений. На фоне постепенного общего континентального похолодания здесь происходили периодические смещения климатических зон в двух направлениях: широтные сдвиги от влажного умеренно прохладного климата к относительно теплему полупустынному/степному (и обратно), и высотные изменения границ ландшафтных поясов в горных и предгорных районах. Практически вся территория Дагестана в гляциальные эпохи была свободна от вечных снегов и льдов, т.к. оледенения не имели тут такого распространения, как на Западном и Центральном Кавказе в силу ряда сдерживающих факторов – экранирующая роль Главного и Бокового хребтов с юга и запада; проникновение сухих и теплых воздушных масс из западных районов Центральной Азии. Более того, в гляциальные периоды в этой части Кавказа происходило некоторое смягчение аридного континентального климата [12, 16, 17 20].

Таким образом, палеоэкологические условия на территории Дагестана на протяжении всего четвертичного периода, а особенно на поздних стадиях плейстоцена, были более благоприятными для существования и расселения древних человеческих популяций, чем в западной и центральной частях кавказского региона.

Наиболее древние археологические материалы в Приморском Дагестане были обнаружены на стратифицированных памятниках Рубас-1 (нижний комплекс) и Дарвагчай-1. Согласно своду естественнонаучных данных возраст каменной индустрии нижнего комплекса Рубаса-1 ~2,0 млн л.н.. Основными ее особенностями являются малые размеры кремневых изделий (2–4 см), а также слабая типологическая выраженность и неустойчивость орудийных форм, среди которых определяющими группами являются скребловидные, шиповидные и выемчатые [9].

Хронология памятника ставит материалы нижнего археологического комплекса Рубаса-1 в один ряд с наиболее древними свидетельствами возникновения каменного производства как такового. Можно заключить, что в период начального освоения Кавказа древним человеком (~2,3–1,8 млн л.н.), на этой территории фиксируется присутствие нескольких типов каменных индустрий: олдованские/галечно-отщеповые (Дманиси, Мухкай 2, Кермек и др.), мелкоорудийные (Рубас-1 (сл. 5), Нурнус) и, возможно, архаичные ашельские (Карахач, Мурадово) [2, 14, 19, 23, 25].

Следующий этап палеоистории Приморского Дагестана связан с материалами памятника Дарвагчай-1 (слои 4–7), возрастом ~600–450 тыс. л.н. Их, как и нижний комплекс артефактов Рубаса-1, характеризуют большое количество мелких изделий, которые составляют ~80% коллекции, и редкость стандартных орудийных форм. При этом в ассамбляжах Дарвагчая-1 присутствуют отдельные сложные и тщательно выполненные изделия, в первую очередь, скребла; набор орудий более разнообразен; появляются такие типы, как скребла-ножи, ножи, резцы [9].

Несмотря на то, что в интервале 0,8–0,3 млн. л.н. мелкоорудийные комплексы получили широкое распространение по всей территории Евразии, материалы Дарвагчая-1 не имеют близких аналогов на Кавказе, оставаясь, наряду с коллекциями сл. 5 Рубаса-1 и

Нурнуса, немногочисленными свидетельствами развития этой индустриальной линии в регионе. Хотя мелкоорудийный компонент в той или иной степени присутствует в материалах ряда раннепалеолитических стоянок Кавказа, иногда составляя довольно значительный процент (Кударо I, Треугольная) нигде, кроме памятников Западного Прикаспия, он не является основным элементом, определяющим облик археологических комплексов [10, 13].

Видимо, развитие каменных индустрий на ранних этапах палеолита в восточной части Кавказа происходило изолировано, чему мог способствовать трансгрессивный режим Каспийского моря. На данной территории нет никаких свидетельств каких-либо резких и заметных изменений в технокомплексах, а мелкоорудийные индустрии Западного Прикаспия, хоть и разделены значительным промежутком времени, но имеют значительное сходство между собой.

Наиболее яркой чертой комплексов финала раннего палеолита Приморского Дагестана, относящихся к рубежу бакинское – хазарское время (Дарвагчай-1 (слой 8), Дарвагчай-залив-4, Дарвагчай-залив-1 (комплекс 3), Шор-Доре и др.), является присутствие галечных и бифасиальных орудий [9]. Материалы этих комплексов отличает параллельное унифасиальное расщепление с малой долей радиальных/дисковидных ядрищ; присутствие бифасиальных форм и чопперов; преобладание однолезвийных скребел, зубчато-выемчатых и шиповидных орудий. Сохраняется заметный процент мелких изделий. В этих комплексах прослеживается общий вектор развития, направленный на изживание традиции изготовления мелких орудий и переориентацию каменного производства на системное сколовое расщепление.

Среднепалеолитические индустрии появляются на территории Приморского Дагестана в хазарское время, и основная их часть, видимо, соответствует MIS 5. Они представлены довольно большим количеством памятников: Рубас-1 (средний комплекс), Дарвагчай-залив-1 (комплекс 2) Дарвагчай-залив-4 (слой 1), манас-озеньские местонахождения и др. [1, 9]

Первичное расщепление в них базируется на утилизации плоскостных ядрищ параллельного способа скалывания в одно- и двухфронтальных вариантах. Заметна доля радиальной техники. В небольшом количестве фиксируются торцовые формы. Наиболее значительным отличием от раннепалеолитических комплексов является наличие выразительных леваллуазких нуклеусов нескольких разновидностей. Подавляющее большинство орудий выполнено на сколах, в числе которых появляются правильные пластины. Мелкие изделия единичны. Орудийный набор составляют скребла различных модификаций, шиповидные и зубчато-выемчатые изделия. Новыми типами являются остроконечники мустье и леваллуа. Бифасиальных форм нет; галечные орудия присутствуют в минимальном количестве. Изделия верхнепалеолитической группы невыразительны и малочисленны.

Наиболее близки среднепалеолитическим индустриям Приморского Дагестана по индустриальным особенностям, территориальному расположению и, возможно, хронологически, материалы слоя III пещеры Азых и нижние слои Ереванской пещеры, но при общем сходстве в первичном расщеплении здесь наблюдаются существенные расхождения в типологии орудийных наборов [7, 11]. Так, в дагестанских материалах очень мало остроконечников и конвергентных форм, отсутствуют изделия с вентральной подтеской и утончением базальной части, нет бифасов.

Еще более существенные отличия наблюдаются при сравнении материалов Приморского Дагестана с остальными среднепалеолитическими комплексами Кавказа. Большинство последних либо относится к леваллуазским пластинчатым индустриям (Кударо I, Джручула, Мыштулагты-Лагат и др.) и в их ассамбляжах значительный процент составляют остроконечные формы, либо они ориентированы в орудийном производстве на изготовление таких специфических форм, как скребла кина и/или бифасиальные орудия, часто плоско-выпуклые (Цопи I, Ильская, Матузка и др.) [6, 13, 19, 21, 22]. Кроме того, практически на всех стоянках этого времени фиксируются изделия с вентральным утончением, которых нет в дагестанских материалах.



При этом фиксируется определенное сходство между материалами дагестанских стоянок и памятников Закавказского нагорья, имеющих связи с мустьерскими индустриями Загроса [5, 26].

Рубеж среднего и верхнего палеолита в приморской зоне Дагестана характеризуют материалы стоянок Тинит-1 и Рубас-1 (верхний комплекс), время бытования которых соответствует хронологическому интервалу ~50–35 тыс. л.н. [3, 4]. На этом временном отрезке происходит постепенный отказ от леваллуазской техники и переход к более интенсивному использованию технического объема ядрища в рамках полуобъемного пластинчатого расщепления. Также происходит частичная смена орудийного набора - исчезают среднепалеолитические острейные формы, упрощается обработка скребел, увеличивается количество и разнообразие верхнепалеолитических типов, среди которых появляются скребки с плечиками и высокой формы и многогранные резцы. Непрерывный хронологический интервал существования этих индустрий составляет около 15 тыс. лет, во время которого им присущ плавный характер изменений.

Наибольшее сходство эти комплексы имеют с ассамбляжами ряда памятников юга Русской равнины, в первую очередь, с материалами стоянки Шлях (слои 7–9), где прослеживаются аналогии, как в первичном расщеплении, так и в орудийных наборах [15]. От материалов же памятников Северо-Западного и Южного Кавказа индустрии Приморского Дагестана отличаются, прежде всего, отсутствием бифасов, низкой долей остроконечных форм (остроконечники, конвергентные и угловатые скребла), крайне редким и не систематическим использованием приема вентрального утончения.

Хотя развитие технокомплексов на стоянках Тинит-1 и Рубас-1 (верхний комплекс) демонстрирует ряд устойчивых изменений в направлении формирования верхнепалеолитических черт, но особенности первичного расщепления и состав орудийного набора, все же, не дают возможности напрямую соотносить их с индустриями начальных этапов верхнего палеолита Европы и Передней Азии. В целом, хронология дагестанских стоянок согласуется с данными, полученными по другим стоянкам кавказского региона, где присутствуют индустрии рубежа среднего-верхнего палеолита (44–37 тыс. л.н.) [24]. Однако, в отличие от дагестанских материалов, стоянки западной и центральной частей Кавказа не обнаруживают каких-либо принципиальных изменений в первичном расщеплении и орудийных наборах, оставаясь в пределах среднепалеолитической варибельности.

Заключительные этапы палеолита в археологической летописи Приморского Дагестана не представлены, что может объясняться как все еще недостаточной изученностью региона в плане палеолитоведения, так и плохой сохранностью здесь позднеплейстоценовых отложений.

Таким образом, полученные результаты позволяют составить общую картину развития каменных индустрий на этой территории в палеолитическое время, начиная с самых ранних его этапов. Нижнепалеолитические комплексы стоянок Рубас-1 и Дарвагчай-1 дают все основания рассматривать Кавказ как один из очагов развития доашельских микроиндустрий. Эти материалы дополняют наши представления о начальных этапах освоения человеком пространства Евразии и развитии древнейших микролитических индустрий, предположительно возникших более 2 млн л.н. в Африке (Омо и др.), а затем распространившихся на территорию Леванта (Бизат Рухама), Европы (Изерния ла Пинета и др.), Центральной Азии (Кульдара) и Китая (Дунгуто и др.) [8].

Более поздние материалы раннего палеолита маркируют появление на Северо-Восточном Кавказе комплексов с бифасами, хорошо известных по находкам на памятниках Центрального Кавказа и Черноморского побережья.

Развитые среднепалеолитические индустрии на территории Дагестана показывают хронологическое и культурное соответствие подобным ассамбляжам Закавказского нагорья и Западной Азии (мустье Загроса), что может служить аргументом в пользу их преемственности и указывать возможное направление древних миграций.

Материалы рубежа среднего – верхнего палеолита в Западном Прикаспии, в отличие от «консервативных» технокомплексов других регионов Кавказа этого периода, обнаруживают

устойчивый вектор изменений, направленных на формирование верхнепалеолитических черт, что позволяет зафиксировать процессы, которые могли привести к возникновению здесь ранних верхнепалеолитических индустрий на местной основе.

Проведенные исследования показывают, что береговая зона Каспийского моря была интенсивно заселена практически на всем протяжении плейстоцена, с момента первого появления здесь древних человеческих коллективов. При этом каменные индустрии в приморской части Дагестана на определенных этапах имели свой специфический облик. В раннем палеолите это мелкорудийное производство с широким использованием несколовых основ, в среднем палеолите – отказ от бифасиальной техники, характерной для подавляющего большинства стоянок Кавказа этого времени, а на рубеже верхнего палеолита – локальный переход от леваллуазской техники скальвания к полуобъемному расщеплению и начало изменений каменного производства в направлении верхнепалеолитических технологий. Вместе с тем, технокомплексы Приморского Дагестана, несмотря на региональную специфику, оставались в общем русле развития палеолитических индустрий Кавказа, о чем свидетельствуют присутствие крупных бифасиальных и галечных орудий в комплексах финального раннего палеолита или появление и развитие нескольких разновидностей леваллуазской техники в среднем палеолите.

*Работа выполнена на средства гранта РФФИ № 21-18-00552 «Древнейшая история Каспийского региона: хронология и развитие археологических культур в условиях меняющейся природной среды».*

Список литературы:

- [1] Амирханов Х.А. Манас-озеньские мустьерские местонахождения в Прикаспийском Дагестане // Новое в археологии Северного Кавказа. – М.: Наука, 1986. – С. 5–26.
- [2] Амирханов Х.А. Северный Кавказ: начало преистории. – М. –Махачкала: МавраевЪ, 2016. – 344 с.
- [3] Анойкин А.А. Индустрии рубежа среднего - верхнего палеолита долины реки Рубас (Приморский Дагестан) // Археология, этнография и антропология Евразии. - 2015. - № 4 (54). - С. 19-32.
- [4] Анойкин А.А., Славинский В.С., Рудая Н.А., Рыбалко А.Г. Новые данные об индустриях рубежа среднего-верхнего палеолита на территории Дагестана // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2013. – № 2 (54). – С. 26–39.
- [5] Голованова Л.В., Дороничев В.Б. Средний палеолит Кавказа // Археологический альманах. Донецк: Донеччина, 2003. – №13. – С. 18–66.
- [6] Голованова Л.В., Дороничев В.Б., Левковская Г.М., Лозовой С.П., Несмеянов С.А., Поспелова Г.А., Романова Г.П., Харитонов В.М. Пещера Матузка. – СПб.: Изд-во «Островитянин», 2006. – 194 с.
- [7] Гусейнов М. Древний палеолит Азербайджана. – Баку: Текнур, 2010. – 220 с.
- [8] Деревянко А.П. Три глобальные миграции человека в Евразии. Т.1: Происхождение человека и заселение им Юго-Западной, Южной, Восточной, Юго-Восточной Азии и Кавказа. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2015. – 612 с.
- [9] Деревянко А.П., Амирханов Х.А., Зенин В.Н., Анойкин А.А., Рыбалко А.Г. Проблемы палеолита Дагестана. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2012. – 292 с.
- [10] Дороничев В.Б., Голованова Л.В., Барышников Г.Ф., Блэквелл Б.А.Б., Гарутт Н.В., Левковская Г.М., Молодьков А.Н., Несмеянов С.А., Поспелова Г.А., Хоффекер Д.Ф. Треугольная пещера. Ранний палеолит Кавказа и Восточной Европы. – СПб: Островитянин, 2007 – 270 с.
- [11] Ерицян Б.Г. Ереванская пещерная стоянка и ее место среди древнейших памятников Кавказа: Автореф. дис. ... канд. ист. наук. – М., 1970. – 31 с.
- [12] Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровней морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. – М.: ГЕОС, 1999. – 299 с.
- [13] Любин В.П. Палеолит Кавказа. // Палеолит мира. Палеолит Кавказа и Северной Азии. – Л.: Наука, 1989. – С. 9–142.
- [14] Любин В.П., Беляева Е.В., Саблин М.В. Открытие раннепалеолитической стоянки в районе Нурнуского палеоозера (Центральная Армения) // Исследования первобытной археологии Евразии. – Махачкала: Наука ДНЦ, 2010. – С. 36–59.
- [15] Нехорошев П.Е. Конец среднего палеолита на Русской равнине в свете материалов стоянки Шлях // Актуальные проблемы первобытной археологии Восточной Европы. – Донецк: Донбасс, 2009. – С. 111–128. – (Археологический альманах. – № 20).
- [16] Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеография событий плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). – М.: РАСХН, 1998. – 315 с.

- [17] Филиппова Н.Ю. Палинология верхнего плиоцена–среднего плейстоцена юга Каспийской области. – М.: ГЕОС, 1997. – 164 с.
- [18] Щелинский В.Е. Кермек – стоянка начальной поры раннего палеолита в Южном Приазовье // *Фундаментальные проблемы археологии, антропологии и этнографии Евразии.* – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2013. – С. 153–171.
- [19] Щелинский В.Е., Кулаков С.А. Ильская мустьерская стоянка (раскопки 1920-х –1930-х годов). – СПб.: Европейский Дом, 2005. – 96 с.
- [20] Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. – М.: Изд-во МГУ, 2012. – 264 с.
- [21] Adler D.S., Tushabramishvili N. Middle Palaeolithic patterns of settlement and subsistence in the southern Caucasus // *Settlement dynamics of the Middle Palaeolithic and Middle Stone Age. Vol. 2.* Conard N.J., Kandel A. (eds). – Tübingen: Kerns, 2004. – P. 91–132.
- [22] Hidjrati N.I., Kimball L.R., Koetje T. Middle and Late Pleistocene investigations of Myshtulagty Lagat (Weasel Cave) North Ossetia, Russia // *Antiquity.* – 2003. – Vol. 77 – № 298. – Project Gallery: <http://antiquity.ac.uk/ProjGall/hidjrati/>
- [23] Lumley (de) H., Nioradze M., Barsky D., Cauche D., Celiberti V., Nioradze G., Notter O., Zvania D., Lordkipanidze D. Les industries lithiques préoldowayennes du début du Pléistocène inférieur du site de Dmanissi en Georgie // *L’anthropologie.* – 2005. – № 109. – P. 1–182
- [24] Pinhasi R., Nioradze M., Tushabramishvili N., Lordkipanidze D., Pleurdeau D., Moncel M.-H., Adler D.S., Stringer C., Higham T.F.G. New chronology for the Middle Palaeolithic of the southern Caucasus suggests early demise of Neanderthals in this region // *Journal of Human Evolution,* 2012. – № 63. – P. 770–780.
- [25] Trifonov V.G., Lyubin V.P., Belyaeva E.V., Lebedev V.A., Trikhunkov Ya I., Tesakov A.S., Simakova A.N., Veselovsky R.V., Latyshev A.V., Presnyakov S.L., Ivanova T.P., Ozhereliev D.V., Bachmanov D.M., Lyapunov S.M. Stratigraphic and tectonic settings of Early Paleolithic of North-West Armenia // *Quaternary International.* – 2016. – Vol. 420. – P. 178-198.
- [26] *The Paleolithic Prehistory of the Zagros-Taurus.* – Philadelphia: Univ. of Pennsylvania Museum of Archaeol. and Anthropol., 1993. – 238 p.

**ПРИРОДНАЯ СРЕДА И ЧЕЛОВЕК В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ-ГОЛОЦЕНЕ  
НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ  
В.Б. Базарова<sup>1</sup>, М.С. Лящевская<sup>1</sup>, Н.В. Цыденова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия, [bazarova@tigdvo.ru](mailto:bazarova@tigdvo.ru)

<sup>2</sup> Институт монголоведения, буддологии и тибетологии СО РАН, Улан-Удэ, Россия, [tsydenova@mail.ru](mailto:tsydenova@mail.ru)

**ENVIRONMENT AND PEOPLE IN THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE  
IN WESTERN TRANSBAIKALIA  
V.B. Bazarova<sup>1</sup>, M.S. Lyashchevskaya<sup>1</sup>, N.V. Tsydenova<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Pacific Geographical Institute of FEB RAS, Vladivostok, Russia

<sup>2</sup> Institute of Mongolian, Buddhist and Tibetan studies of SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Забайкалье является одним из регионов Азии, где зафиксирована ранняя керамика. Возраст слоев с ранней керамикой был отнесен к позднему плейстоцену – раннему голоцену [2, 6, 8]. Существует другое мнение: региональные керамические комплексы не могли появиться так рано из-за холодных климатических условий. Возраст слоев с керамикой из памятников Студенское 1 и Усть-Менза 1 были отнесены к атлантическому периоду голоцена [4]. Палинологические данные свидетельствуют о более холодном климате и не согласуются с предполагаемым атлантическим возрастом [5, 9]. Кроме того, результаты палинологического анализа показывают, что изменения климата Байкальского региона в позднем плейстоцене – раннем голоцене согласованы с общепринятой глобальной климатической шкалой. Региональный климат стал теплее и влажнее около 14,5-12,5 кал. ВР, что соответствует интерстадиалу Allerød. Самый теплый интервал позднего плейстоцена наблюдался около 13,5 кал. ВР [1, 7].

Для разрешения разночтений в климатических записях археологических памятников был проведен детальный спорово-пыльцевой анализ отложений памятника Красная Горка.



Рис. 1. Вид на озерную террасу, где располагается археологический памятник Красная Горка (фото Н.В. Цыденовой).

Памятник находится в северо-восточной части Западного Забайкалья, на северном берегу озера Большое Еравное (рис. 1). Он расположен на 6-ти метровой террасе, которая ограничена пологими склонами, обрамляющими северный берег озера. В раскопе выделены 5 литологических слоев, в которых присутствуют культурные слои. Получены 2 радиоуглеродные датировки: по древесному углю  $11845 \pm 40$  л.н. (ТКА-19742) или 13721-13606 кал. л. н. и по кости  $12010 \pm 60$  л.н. (Poz-68608) или 13940-13770 кал. л. н. Оба образца на  $^{14}\text{C}$ -датирование были извлечены из культурного слоя, вскрытого в основании 4 литологического слоя. Фрагменты керамики из него представлены на рис. 2.

Разрез был зачищен в вертикальной стенке поперечной бровки раскопа, где мощность отложений была наибольшей (65 см). Образцы на спорово-пыльцевой анализ отбирались с шагом 1 см в интервале 22-47 см и 2 см в интервалах 0-23 и 47-65 см.

Было выделено 7 палинозон (рис. 3). Палинологические зоны 1-4 характеризуют изменения климата позднеледниковья, а 5-7 – голоцена.

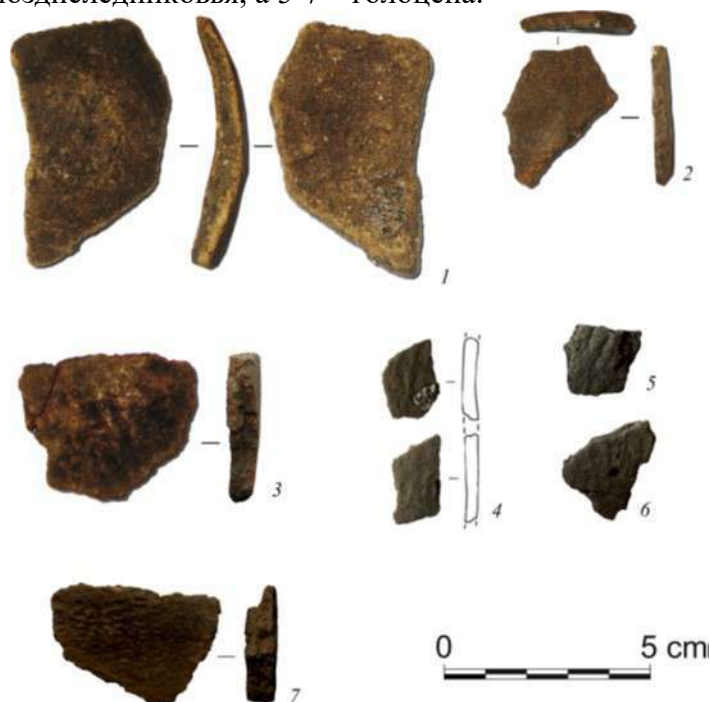


Рис. 2. Фрагменты керамики из отложений литологического слоя 4.

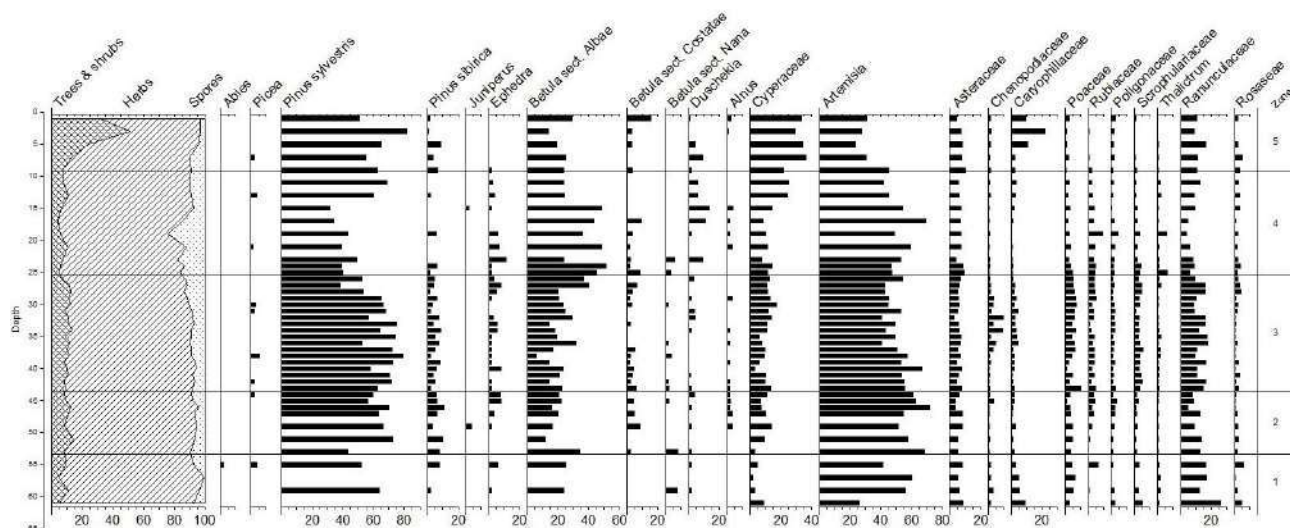


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений археологического памятника Красная Горка.

Палинологическая запись позволила реконструировать изменение региональной и локальной растительности в Еравнинской котловине. Явное доминирование пыльцы травянистой группы и незначительное количество пыльцы древесной группы во всех палинозонах, кроме последней, позволяет реконструировать в котловине открытые пространства, покрытых, в основном, злаково-марево-полынными степными сообществами и луговой растительностью ксеромезофитного и мезофитного состава на пойменных участках.

Палинозона 1. Состав спектров характеризует незначительное потепление и повышение влажности. Оно привело к появлению древесной растительности на склонах водораздельных хребтов, окружающих Еравнинскую котловину. Она была представлена отдельно стоящими небольшими редкостойными массивами из сосны обыкновенной с примесью березы. Сплошного покрытия склонов лесной растительностью не было. Скорее всего, такие массивы распространялись по некоторым неинсолированным распадкам. В более влажных распадках изредка появлялись сосна кедровая, ель и пихта. На высоких уплощенных озерных террасах были распространены открытые степные ландшафты с ксерофитным разнотравьем (гвоздичные, маревые, полыни). Прибрежная зона озера была увлажнена и занята луговой растительностью ксеромезофитного и мезофитного состава (лютиковые, осоковые, сложноцветные, злаковые, василистник, розоцветные), на заболоченных участках изредка встречалась кустарниковая березка. Это потепление, вероятно, соответствует первому теплomu событию позднеледникового – беллингу (12,4-12,0 тыс. л. н.).

Палинозона 2. Состав спектров свидетельствует о похолодании и снижении влажности, которое соответствует похолоданию среднего дриаса (12,0-11,8 тыс. л. н.). На склонах гор стало меньше разрозненных редкостойных березово-сосновых массивов. На наиболее инсолированных оголенных склонах появлялся можжевельник, а на сухих присклоновых шлейфах – хвойник. На уплощенных поверхностях террас расширялись открытые степные ландшафты с ксерофитным разнотравьем, в прибрежной зоне озера сокращались ландшафты влажных лугов.

Палинозона 3. Спектры характеризуют потепление климата, сопровождавшегося повышением влажности. Это потепление соответствует климатическому событию аллеред. Плотность древостоя и площади березово-сосновых массивов на склонах водораздельных хребтов увеличилась. Повышение влажности привело к появлению ели и пихты, а также увеличению доли сосны кедровой в лесных сообществах. Уменьшились площади открытых сухих склоновых участков с можжевельником и присклоновых шлейфов с хвойником. Площади открытых степных ландшафтов с ксерофитным разнотравьем сократились, а влажных лугов с мезофитным разнотравьем расширились. Наиболее низкие участки

прибрежной зоны заболачивались. Встреченные пыльцевые зерна апофитных растений (*Urtica*, *Cichoriaceae*, *Polygonum*) свидетельствуют об обитании древнего человека в это время на этом месте.

Палинозона 4. Состав спектров характерен для холодных и сухих климатических условий. Произошло значительное сокращение древесной растительности, представленной разрозненными березово-сосновыми массивами на склонах хребтов, расширение сухих открытых склонов и присклоновых шлейфов, значительное увеличение площадей ксерофитных степных ландшафтов на уплощенных террасах. Прибрежная зона продолжала оставаться влажной, усиливалось заболачивание ее низких участков. Это похолодание, вероятно, соответствует холодному событию поздний дриас (11,0-10,0 тыс. л. н.).

Палинозона 5. Состав характеризует потепление и повышение влажности в суббореальное потепление. Такие климатические изменения привели к сокращению участия сосны обыкновенной и возрастанию роли древесных берез в древостоях на склонах водораздельных хребтов, площади открытых степных ландшафтов остались прежними, но произошло сокращение прибрежной зоны с мезофитным разнотравьем за счет большего заболачивания. Находка створки диатомеи *Ellerbeckia arenaria*, которая встречается на литорали озер, особенно у песчаных берегов, возможно, попала на стоянку с рыболовными снастями.

Палинозона 6. Спектры свидетельствуют об умеренном потеплении и незначительном уменьшении влажности. Такие климатические изменения привели к возвращению доминирующей роли сосны обыкновенной, сокращению древесных берез. Произошло сокращение открытых злаково-полынных степей, прибрежная зона стала более влажной. Найденные пыльцевые зерна *Cichoriaceae* могут свидетельствовать о проживании древних людей на этой территории в начале позднего голоцена (2,5-1,8 тыс. л. н., поздний неолит).

Палинозона 7. Состав спектров наиболее отличается от всех остальных. В результате потепления климата произошло значительное расширение лесных ландшафтов за счет смыкания изолированных друг от друга лесных массивов и перемещения границы леса вниз по склонам. Значительно сократились площади открытых степных ландшафтов, в прибрежной зоне развивались луговые сообщества, представленные мезофитным разнотравьем. Это было потепление климата второй половины позднего голоцена (1,8-0 тыс. л. н.), когда сформировалась современная растительность Еравнинской котловины и окружающих водораздельных хребтов.

В изученном разрезе имеются стратиграфические перерывы, отсутствуют осадки раннего и начала среднего голоцена. Предполагается, что эти отложения были уничтожены эрозийными процессами. Высота террасы, уклон ее поверхности в направлении к озеру способствовали смыву поверхностных осадков при активизации эрозии, спровоцированной значительным увеличением влажности в раннем голоцене в районе оз. Байкал [1]. Еще одним подтверждением отсутствия раннеголоценовых отложений является нахождение в литологическом слое 2, вмещающем культурные слои, артефактов бронзового века.

В период 16-14,5 тыс. кал. л. н. климат становится холодным и неблагоприятным для развития древесной растительности. Последующее потепление климата произошло ~ 14,5–12,5 тыс. кал. л. н. (соответствует европейскому аллереду). Теплые климатические условия датируются 13,5 тыс. кал. л. н. [7]. Последующий период, отмеченный сокращением площади лесов и доминированием ксерофитных трав, связан с ухудшением климата на рубеже 12,5-11,7 кал. л. н. Пыльцевые спектры этого периода характерны для холодного, хотя и умеренно влажного климата позднего дриаса. Как следует из данных, полученных при палинологических исследованиях отложений Байкальского региона, плейстоцен/голоценовый транзит здесь может быть датирован 11,5-11,7 тыс. кал. л. н. [1, 5]. Атлантический оптимум, датируемый 10,5-6 тыс. кал. л. н. отмечен наиболее более влажным и теплым климатом, о чем свидетельствует растущее значение темнохвойных деревьев в пыльцевых записях.

Новые  $^{14}\text{C}$  даты, полученные из отложений с ранней керамикой на Красной Горке, попадают в интервал между 13,7 – 9,4 тыс. кал. л. н., что дает основания отнести памятник к позднему плейстоцену – раннему голоцену. Несмотря на стратиграфический перерыв в отложениях, палеоклиматическая реконструкция соответствует полученным  $^{14}\text{C}$  датам и имеющимся археологическим материалам. Новые даты по Красной Горке подтверждают обоснованность выделения начального неолита в регионе. В контексте этого исследования особый интерес представляли условия обитания людей, мастеров древней керамики, на участке Красная Горка в Западном Забайкалье.

Список литературы:

- [1]. Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кострова С.С. Палинологические исследования донных отложений озера Коктейль (район озера Байкал) // Геология и геофизика. – 2011. – Том 52. - № 4. – С. 586-595.
- [2]. Ветров В. М. Древнейшая керамика на Витиме. Некоторые вопросы датирования и периодизации в каменном веке Восточной Азии // Древние культуры Монголии и Байкальской Сибири. Археология и современность: материалы 1-й Международной научной конференции. – Улан-Удэ. - 2010.
- [3]. Константинов М. В. Каменный век восточного региона Байкальской Азии. – Улан-Удэ: Изд-во ИОН БНЦ СО РАН; Чита: ЧГПИ им. Н. Г. Чернышевского. - 1994. – 265 с.
- [4]. Константинов М.В. Возраст древнейшей керамики Забайкалья: реальный и абсурдный // Традиции и инновации в изучении древнейшей керамики. Материалы научной конференции. 24-27 мая 2016 года, Санкт-Петербург. Санкт-Петербург: Институт истории материальной культуры Российской Академии Наук, 2016. С. 183-185.
- [5]. Разгильдеева И.И., Решетова С.А. Попов В.Б. Новые данные исследований поселения Студеное 1 (К вопросу о возрасте культурных горизонтов) // Проблемы биологической и культурной адаптации человеческих популяций. Т. 1. Археология: Адаптационные стратегии древнего населения Северной Евразии: сырье и приемы обработки. СПб. Наука. - 2008. – С. – 23-36.
- [6]. Разгильдеева И. И., Куникита Д., Яншина О. В. Новые данные о возрасте древнейших керамических комплексов Западного Забайкалья // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. – 2013. - № 2. – С. 168-178.
- [7]. Решетова С. А., Безрукова Е. В. Динамика растительности и климата Забайкалья в позднеледниковье и голоцене: региональная корреляция // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. – 2016. – С. 70-76.
- [8]. Tsydenova N., Andreeva D., Zech W. Early pottery in Transbaikalia Siberia: new data from Krasnaya Gorka // Quaternary International. – 2017. -Vol. 441. Part B. – Pp. 81-90.
- [9]. Vetrov, V.M., Ineshin E.M. The Most Ancient Ceramics of Baikal Siberia in the Context of the Traditions of Ceramics of East Asia // Вестник СПб ГУ. История. - 2019. - Т. 64. - Вып. 2. – С. 653-473.

## **ГМЕЛИНСКАЯ ИСКОПАЕМАЯ ПОЧВА КАК ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ МАРКЕР ДЛЯ ПАЛЕОЛИТА КОСТЁНОК**

**А.А. Бессуднов**

Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
bessudnov\_a22@mail.ru

## **GMELIN PALEOSOL AS A CHRONO-STRATIGRAPHIC MARKER FOR THE PALAEO-LITHIC OF KOSTENKI**

**A.A. Bessudnov**

Institute for the History of Material Culture RAS, Saint-Petersburg, Russia

Классическая трехчленная стратиграфическая схема палеолита Костёнок была сформирована в 1950-60е гг. А.Н. Рогачевым совместно с геологами М.Н. Грищенко, Г.И. Лазуковым и А.А. Величко [5, 7, 8, 16]. Последовательность отложений, характерная для большинства многослойных памятников, состоит из двух гумусированных толщ,

разделенных прослойкой вулканического пепла, перекрытых сверху покровной толщей лессовидного суглинка. В последние годы происходит детализация схемы и уточнение абсолютного возраста геологических слоев, однако, в целом схема не претерпела существенных изменений [1, 2, 6, 13, 18, 20, 21, 25, 26, 27 и др.]. Четкая последовательность отложений с серией реперных горизонтов (тефра С1/У5, отложения, отражающие палеомагнитный экскурс Лашамп-Каргополово и др.), обеспеченная комплексом определений абсолютного возраста, является важным инструментом корреляции палеолитических культурных слоев различных памятников.

В годы формирования стратиграфической схемы считалось, что толща покровного суглинка непригодна для членения, несмотря на наличие в ряде разрезов слабо выраженных погребенных почв [8, 9]. Впоследствии на стоянке Костёнки 21, приуроченной к отложениям первой надпойменной террасы, была обнаружена и описана погребенная гмелинская почва, сформировавшаяся в достаточно влажных условиях и нарушенная мерзлотными деформациями [15]. Образование слаборазвитого почвенного горизонта неполного профиля связывалось с кратковременным потеплением возрастом порядка 21-22 тыс. л.н.  $^{14}\text{C}$  (25-26,5 ka cal. BP), которое сопоставлялось с западноевропейским интерстадиалом тюрсак [15]. Впервые появилась возможность выделения стратиграфического маркера для пачки покровных суглинков.

В дальнейшем «аналоги» гмелинской почвы были выявлены на других многослойных стоянках в Костёнках, а сама почва стала хроностратиграфическим репером и ассоциировалась со временем существования памятников граветтийского круга [1, 2, 10, 12]. В дробной схеме развития позднепалеолитической культуры в Костёнках, разработанной М.В. Аниковичем [1, 2], гмелинской почве отводилась роль главного маркера для покровных суглинков. На основании залегания культурных слоев относительно гмелинской почвы им были выделены три хронологические подгруппы палеолитических стоянок в лессовидном суглинке: ниже почвы (подгруппа IIIA), залегающие в почве (подгруппа IIIB) и выше почвы (IIIC).

Необходимо заметить, что с момента первоначального проведения специализированных педологических исследований гмелинской почвы, ее «аналогов» в других памятниках и иных горизонтах почвообразования в толще покровных суглинков других исследований в этом направлении больше не проводилось. Идентификация гмелинской почвы в разрезах производилась преимущественно археологами на основании археологического содержания, радиоуглеродных дат, где таковые имелись, и визуально. При этом полных аналогий стратотипу почвы в разрезе Костёнок 21 (сизый цвет, сильное оглеение и ожелезнение, наличие выраженных мерзлотных деформаций, мощный горизонт подстилающих карбонатов), в стоянках второй террасы пока не обнаружено, поэтому зачастую почва выделялась (и выделяется до сих пор) интуитивно.

Накопленные в последние два десятилетия данные позволяют поставить под сомнение надежность гмелинской почвы как реперного горизонта, пригодного для взаимной корреляции палеолитических стоянок в покровных суглинках. Это связано с двумя ключевыми моментами: 1) сложностью сопоставления горизонтов почвообразования в покровных суглинках между различными разрезами и 2) получением новых компактных серий радиоуглеродных дат с небольшим доверительным интервалом для памятников поздней хронологической группы Костёнок.

1. В последние годы на целом ряде стоянок (Костёнки 12, 14, 17, Борщево 5) в лессовидном суглинке было обнаружено несколько горизонтов эфемерного почвообразования [22, 2, 4, 10, 22]. В разрезе восточного участка Костёнок 14 их количество достигло пяти [17], один из которых (четвертый сверху) отождествляется с гмелинской почвой и содержит слой костёнковско-авдеевской культуры [20, 22]. По две-три инициальных палеопочв фиксируются на многих других костёнковских стоянках, одна из этих почв, как правило, соотносится с гмелинской (табл. 1). Кроме того, на самих Костёнках



21 выше гмелинской почвы есть как минимум два горизонта эфемерного почвообразования, каждый из которых ассоциируется со следами жизнедеятельности человека [25].

Эти почвенные горизонты даже в одном разрезе визуальны и по механическому составу практически идентичны, соответственно, каждый из них может претендовать на «аналог» гмелинской почвы. Корреляция разрезов с разным количеством таких почвенных уровней при недостатке аналитики неизбежно приведет к неточностям. Это усложняется отсутствием ясности по поводу природы их происхождения: отражают ли они различные периоды кратковременных потеплений или являются результатом неоднократного смещения одной(?) почвы? Последнее четко фиксируется, по крайней мере, на одной из стоянок – Борщево 5. Там два верхних культурных слоя (Ia и Ib) приурочены к различным почвенным уровням, разделенным прослойкой стерильного суглинка мощностью 30 см; они содержат идентичные коллекции каменного инвентаря [10] и происходящие из разных слоев апплицируемые сколы [23]. Это свидетельствует в пользу того, что слой Ib залегает *insitu*, а слой Ia является шлейфом того же культурного слоя, смещенного с расположенных выше участков [10]. Несомненно, вопрос о генезисе того или иного почвенного горизонта должен решаться в каждом конкретном случае с привлечением соответствующих специалистов и осуществлением необходимых анализов.

Табл. 1. Культурные слои, соотносимые с гмелинской почвой, и их радиоуглеродный возраст

Стоянки (культ. слой)	Серия C14 дат, тыс. л.н.	Принимаемый C14 возраст тыс. л.н.	Источник
Костёнки 21(III)	16,9-22,8 (9 дат)	~21,5-22,5	[15]
Костёнки 1(I)	14,0-25,6 (59 дат)	~23-24	[1, 2, 14]
Костёнки 14(I)	19,7-22,9 (10 дат)	~22,5-23	[1, 6, 18, 20, 22]
Костёнки 13	-	~23-24	[1, 2]
Костёнки 18	17,9-23,5 (6 дат)	~23,5	[1, 2]
Борщево 5(Ia+Ib)	13,3-25,1 (6 дат)	~24,7-25,5	[1, 10, 11]
Костёнки 11(II)	15,2-21,8 (2 даты)	<23,5	[1, 15]
Костёнки 7	-	>24	[15]
Костёнки 4(I+II)	14,2-25,3 (8 дат)	~24,7-25,3	[1, 2]
Костёнки 9	22,8-24,4 (3 даты)	~23,5-25	[1, 2]
Костёнки 5(II)	20,6-22,9 (3 даты)	~23	[1, 2]
Костёнки 5(III)	-	>23	[1, 2]

\* На основании дат, опубликованных в [2, 21, 26, 28, 29, 30]

\*\* Ссылка дается на работы тех исследователей, которые ассоциировали слой с гмелинской почвой

2. Важные коррективы в представления об абсолютном возрасте стоянок поздней хронологической группы Костёнок и, в частности, гмелинской почвы, внесли полученные в последнее время новые серии радиоуглеродных дат для различных граветийских стоянок. Ранее считалось, что большинство этих памятников «геологически» одновременны [3, 19], чему косвенно способствовали большой разброс радиоуглеродных дат и широкие доверительные интервалы (табл. 1, колонка 2). После получения новых серий AMS-дат в лаборатории Оксфорда стало очевидно, что различные варианты граветта относительно равномерно распределяются в хронологическом отрезке 28-22 тыс. л.н.  $^{14}\text{C}$ , а время их существования сужается [13, 25, 26, 27, 29, 30].

По последним данным возраст стоянок костёнковско-авдеевской культуры, ранее соотносимой с горизонтом гмелинской почвы [1, 2, 22], определяется геологически коротким отрезком времени около 23-24 тыс.  $^{14}\text{C}$  л.н. [26, 28]. Это минимум на 1-1,5 тыс. лет древнее стратотипа гмелинской почвы из Костёнок 21, возраст которой определяется в 21,5-22,5 тыс.  $^{14}\text{C}$  л.н. [28]. В свою очередь представления о возрасте стоянок «александровской» группы (Борщево 5 (I), Костёнки 4 и Костёнки 9), культурные остатки которых ранее также

соотносились с гмелинской почвой, существенно изменились в сторону удревнения (табл. 1) [13, 27, 29, 30]. Учитывая последние результаты радиоуглеродного датирования, единственным надежным аналогом гмелинской почвы Костёнок 21 является горизонт почвообразования на уровне II слоя Костёнок 11, что также подтверждается явным сходством каменного инвентаря.

Уменьшение длительности обитания людей на палеолитических стоянках находится в соответствии с представлениями о времени формирования почв в покровном суглинке. Маломощные слаборазвитые почвенные горизонты образовывались в течение нескольких сотен – максимум тысячи лет, что подтверждается датами из связанных с почвенными уровнями трех культурных слоев стоянки Костёнки 21, которые образовались в период 21–22,5 тыс.  $^{14}\text{C}$  л.н. [26]. Поскольку почти каждый из культурных слоев в покровных суглинках приурочен к почвенному горизонту, учитывая данные радиоуглеродного датирования и скорость формирования такого рода почв, не исключено, что в Костёнках имеются свидетельства наличия, как минимум, 5–6 слаборазвитых почв, сформировавшихся в период MIS2.

**Заключение.** Таким образом, гмелинская почва на данный момент не является надежным стратиграфическим маркером для корреляции различных палеопочвенных уровней и связанных с ними культурных слоев, залегающих в толще покровного суглинка. В первую очередь это связано с отсутствием специализированных палеопедологических исследований как самого стратотипа гмелинской почвы, так и ее возможных «аналогов» на различных стоянках. Неясной остается природа происхождения многих из них и их стратиграфическое значение. Кроме того, за пределами Костёнок пока не описаны надежные аналогии гмелинской почвы. Однако, учитывая тот факт, что в поздневалдайское время на Русской равнине фиксируются минимум 5–6 слаборазвитых инициальных палеопочв [24], в будущем такая корреляция представляется возможной.

Результаты радиоуглеродного AMS-датирования культурных слоев, связанных с почвенными уровнями, позволили уточнить возраст и существенно сузить время формирования гмелинской почвы и, напротив, установить почвы/культурные слои, к ней не относящиеся. Однако такая работа проделана лишь для небольшого числа стоянок и требует продолжения. В перспективе каждый из почвенных горизонтов в лессовидном суглинке, имеющий стратиграфическое значение, должен быть соотнесен с теплыми фазами гренландской летописи, что на данный момент можно сделать только для отдельных костенковских палеопочв [17].

Признавая сложности в идентификации гмелинской почвы, тем не менее, необходимо отметить, что она является важной границей археологических «эпох». Именно со временем ее формирования связаны последние граветтийские культуры Костёнок (Костёнки 11(II) и Костёнки 21(III)), на смену которым приходят отличные по облику и образу жизни пост/эпиграветтийские индустрии.

*Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ № 20-78-10151, РФФИ № 20-09-00233, а также частично в рамках выполнения госзадания по теме ФНИ ГАН № 0184-2019-0001.*

#### Список литературы:

- [1] Аникович М.В. О хронологии палеолита Костёнковско-Борщевского района // АЭАЕ. – 2005. – № 3 (23). – С. 70–86.
- [2] Аникович М.В., Попов В.В., Платонова Н.И. Палеолит Костёнковско-Борщевского района в контексте верхнего палеолита Европы. – СПб, «Нестор-История». – 2008. – 304 с.
- [3] Бессуднов А.А. Культурные различия и модели адаптации граветта Костенок // Позднекайнозойская история севера аридной зоны (Кайнозойский мониторинг природных событий аридной зоны юга России) /Ред. Г.Г. Матишов/. Материалы международного симпозиума (26-29 сентября 2006 г.). – Ростов-н/Д., ЮНЦ РАН. – 2006. – С. 286–289.
- [4] Бессуднов А.А., Сеницын А.А., Диннис Р., Артюшенко А.А., Лада А.Р., Степанова К.Н., Малютина А.А., Бессуднова М.А., Петрова Е.А., Дука Е. Костенки 17 (ст. Спицына): новые данные о

- стратиграфии, хронологии и условиях залегания культурных слоев // *Stratumplus*. – 2021. – № 1. – С. 163–198.
- [5] Величко А.А. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. – М., Изд-во АН СССР. – 1961. – 296 с.
- [6] Величко А.А., Писарева В.В., Седов С.Н., Сеницын А.А., Тимирёва С.Н. Палеогеография стоянки Костёнки 14 (Маркина гора) // *АЭАЕ*. – 2009. – № 4(40). – С. 35–50.
- [7] Грищенко М.Н. Палеогеография Костёнковско-Боршевского района эпохи верхнего палеолита // *КСИИМК*. – 1950. – № 31. – С. 75–88.
- [8] Лазуков Г.И. Геология стоянок Костёнковско-Боршевского района // *МИА*. – 1957. – № 59. – С. 135–173.
- [9] Лазуков Г.И. Характеристика четвертичных отложений района // Палеолит Костёнковско-Борщевского района на Дону. 1879-1979. Некоторые итоги полевых исследований. / Ред. Н.Д. Праслов, А.Н. Рогачев. – Л., «Наука». – 1982. – С. 13–37.
- [10] Лисицын С.Н. Граветтский комплекс стоянки Борщёво 5 в Костёнковско-Борщевском районе на Дону // Палеолит и мезолит Восточной Европы / Ред. К.Н. Гаврилов. – М., ИА РАН. – 2011. – С. 204–225.
- [11] Лисицын С.Н. Хроностратиграфия стоянки Борщёво 5 по данным раскопок 2002-2003 гг. // Костёнки и ранняя пора верхнего палеолита Евразии: общее и локальное. Тезисы Международной конференции (23-26 августа 2004 г.). – Воронеж, Истоки. – 2004. – С. 66–79.
- [12] Лисицын С.Н. Эпоха граветта в Костёнках: культурная история и палеоландшафт // Пути эволюционной географии. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 23-25 ноября 2016 г.). – М., ИГ РАН. – 2016. – С. 687–692.
- [13] Лисицын С.Н., Дудин А.Е. Граветт/эпиграветт в Костёнковско-Борщевском районе на Дону: критерии разделения, культурная интерпретация и периодизация // *CameraPraehistorica*. – 2019. – № 1 (2). – С. 80–106.
- [14] Праслов Н.Д. Палеолит бассейна Дона (проблемы стратиграфии, хронологии и развития культуры). Дисс. в виде научн. доклада на соиск. уч. степени докт. ист. наук. – СПб. – 2001. – 46 с.
- [15] Праслов Н.Д., Левковская Г.М., Кулькова Т.Ф. Условия залегания культурного слоя Гмелинской позднепалеолитической стоянки в Костёнках // Палеоэкология древнего человека. К X конгрессу INQUA (Великобритания, 1977) / Ред. И.К. Иванова, Н.Д. Праслов – М., Наука – 1977. – С. 84–95.
- [16] Рогачев А.Н. Многослойные стоянки Костёнковско-Боршевского района на Дону и проблема развития культуры в эпоху верхнего палеолита на Русской равнине // *МИА*. – 1957. – № 59. – С. 9–134.
- [17] Седов С.Н., Сеницын А.А., Лев С.Ю., Бессуднов А.А., Бессуднов А.Н., Сычёва С.А., Романис Т.В., Шейнкман В.С., Коркка М.А. Палеопочвы и реконструкция среды обитания верхнепалеолитических сообществ Восточной Европы // Пути эволюционной географии. Материалы Второй Всероссийской научной конференции, посвященной 90-летию профессора А.А. Величко (Москва, 22-25 ноября 2021 г.). – Наст. издание.
- [18] Седов С.Н., Хохлова О.С., Сеницын А.А., Коркка М.А., Русаков А.В., Ортега Б., Соллейро Э., Розанова М.С., Кузнецова А.М., Каздым А.А. Позднеплейстоценовые палеопочвенные серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костёнки 14) // Почвоведение. – 2010. – № 8. – С. 938–955.
- [19] Сеницын А.А. Граветт Костенок в контексте граветта Восточной Европы // Проблемы заселения Северо-запада Восточной Европы в верхнем и финальном палеолите (культурно-исторические процессы) / Ред. Г.В. Сеницына. – СПб., ЭлекСис. – 2013. – С. 4-32.
- [20] Сеницын А.А. Костёнки 14 (Маркина гора) – опорная колонка культурных и геологических отложений палеолита Восточной Европы для периода 27–42 тыс. лет (GS-11–GI-3) // Древние культуры Восточной Европы: эталонные памятники и опорные комплексы в контексте современных археологических исследований / Г.А. Хлопачев (ред.) (Замятнинский сборник. Вып. 4). СПб., МАЭ РАН. – 2015. – С. 40–59.
- [21] Сеницын А.А., Праслов Н.Д., Свеженцев Ю.С., Сулержицкий Л.Д. Радиоуглеродная хронология верхнего палеолита Восточной Европы // Радиоуглеродная хронология палеолита Восточной Европы и Северной Азии. Проблемы и перспективы / Ред. А.А. Сеницын, Н.Д. Праслов. – СПб., «АкадемПринт». – 1997. – С. 21–66.
- [22] Сеницын А.А., Хоффекер Дж.Ф., Сеницына Г.В., Спиридонова Е.А., Гуськова Е.Г., Форман Ст., Очередной А.К., Бессуднов А.А., Миронов Д.С., Рейнолдс Б. Костёнки 14 (Маркина гора) // Костёнки и ранняя пора верхнего палеолита Евразии: общее и локальное. Тезисы Международной конференции (23-26 августа 2004 г.). – Воронеж, Истоки. – 2004. – С. 39–59.

[23] Степанова К.Н. Функциональное определение «тёрочных плит» стоянок Костёнки 4 (верхний слой), Костёнки 9, Борщёво 5 (I слой) // Естественные научные методы в изучении и сохранении памятников Костёнковско-Борщёвского археологического района. Материалы Международной научно-практической конференции (Воронеж, 15-17 сентября 2016 г.) / Ред. В.Н. Ковалевский. – Воронеж, ВГУ. – 2017. – С. 140–152.

[24] Сычева С.А., Фрехен М., Пономаренко Е.В., Панин П.Г., Седов С.Н., Симакова А.Н., Хохлова О.С., Терхорст Б. Стратиграфия и хронология позднего плейстоцена внеледниковой области Восточно-Европейской равнины: палеопочвы, растительность, 14С- и OSL-даты // Пути эволюционной географии. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 23-25 ноября 2016 г.). – М., ИГ РАН. – 2016. – С. 309–315.

[25] Bessudnov A.A. Le site du Gravettien récent, Kostenki 21 (Gmélinskaia): les résultats préliminaires des travaux archéologiques de sauvetage des années 2013–2016 // *l'Anthropologie*. – 2019. – Vol. 123. – № 2. – P. 423–437.

[26] Dinnis R., Bessudnov A.A., Reynolds N., Khlopachev G.A., Sablin M., Sinitsyn A., Higham T., Douka K. The tempo of cultural change in the Kostenki Upper Paleolithic: further insights // *Radiocarbon*. – 2021. – Vol. 63. – № 3. – P. 785–803.

[27] Lisitsyn S.N. The Eastern Frontier of the Gravettian in the Kostenki-Borshchevo Palaeolithic Locality, the Don Basin, Russia // *Вестник СПбГУ. История*. – 2019. – Том 64. – № 2. – С. 525–554.

[28] Reynolds N., Dinnis R., Bessudnov A.A., Devière T., Higham T. 2017. The Kostenki 18 child burial and the cultural and funerary landscape of Mid Upper Palaeolithic European Russia // *Antiquity*. – Vol. 91. – № 360. – P. 1435–1450.

[29] Reynolds N., Lisitsyn S.N., Eskova D.K., Tsvetkova N.A., Buckley M., Pustovalov A.Yu. Kostenki 9: the chronology and lithic assemblage of a Gravettian site in Russia // *Quaternary International*. – 2021. – Vol. 587-588. – P. 344-367.

[30] Reynolds N., Lisitsyn S.N., Sablin M.V., Barton N., Higham T., 2015. Chronology of the European Russian Gravettian: new radiocarbon dating results and interpretation // *Quartär*. – 2015. – Vol. 62. – P. 121–132.

**ПАЛИНОФЛОРЫ И КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ГАЛЕРЕИ ПАМЯТНИКА ПАЛЕОЛИТА ДЕНИСОВА  
ПЕЩЕРА (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ)**

**Н.С. Болиховская**

Географический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
Москва, Россия, nbolikh@geogr.msu.ru

**PALYNOFLORAS AND CLIMATOSTRATIGRAPHY OF PLEISTOCENE DEPOSITS  
FROM THE EAST CHAMBER OF THE PALEOLITHIC SITE DENISOVA CAVE  
(NORTH-WESTERN ALTAI)**

**N.S. Bolikhovskaya**

Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

**Введение.** В плане палинологических исследований, посвященных изучению пространственно-временных закономерностей эволюции растительного покрова материковых областей, большое внимание нами уделяется вопросам климатостратиграфии четвертичных отложений и выявлению особенностей развития плейстоценовой растительности и климата в горных районах юга Северной Евразии [4]. В числе этих районов – Северо-Западный Алтай, где сосредоточена большая группа пещерных и открытых памятников палеолита. Их мультидисциплинарные исследования проводятся международным коллективом под общим научным руководством академика А.П. Деревянко. К настоящему времени детальными палинологическими данными охарактеризованы плейстоценовые толщи памятников палеолита, расположенных в долине верхнего течения реки Ануй.

Ценнейший вклад в палинологию и реконструкции природной среды палеолита этого района был внесен Е.М. Малаевой [5], изучавшей в период 1992-1997 годов отложения

стоянок Усть-Каракол, Ануй-2, раскопов центрального зала и предвходовой площадки Денисовой пещеры. Охарактеризованы изменения растительности и климата интервала от тобольского межледниковья до сартанского оледенения и сделан вывод, что в ледниковые периоды в районе Денисовой пещеры повышалась увлажненность климата и расширялись площади еловых и кедровых лесов, а климатические условия межледниковий были более сухими, распространялись лесные или лесостепные типы растительности, в которых преобладали березовые и сосново-березовые древостои с участием широколиственных пород.

Нами по результатам проводившегося с 1998 г палинологического анализа отложений стоянок Карама, пещера Каминная и восточной галереи Денисовой пещеры выполнено их дробное климатостратиграфическое расчленение и реконструированы смены природных обстановок обитания здесь древнего человека в раннем, среднем и позднем палеолите [1, 2, 3, 4, 6 и др.].

**Объект изучения и методы.** Денисова пещера – самый известный памятник палеолита Сибири. Результаты его изучения освещают историю освоения Горного Алтая древними людьми и развитие их материальной культуры в среднем и позднем палеолите. Пещера имеет карстовое происхождение и выработана в правом борту долины в крупном блоке силурийских известняков. Она состоит из системы галерей, сообщающихся через центральный зал.

В толще четвертичных отложений восточной галереи Денисовой пещеры выделены 17 литологических слоев (рисунок 1), представленных преимущественно суглинками легкого, среднего или тяжелого гранулометрического состава, разной мощности и окраски, в разной степени насыщенных обломками коренных пород, детритом, фрагментами и целыми костями крупных и мелких млекопитающих и их копролитами [2], а также костными остатками архантропов (денисовца и неандертальца) [7, 10]. Возраст слагающих их плейстоценовых осадков определен сериями абсолютных дат: радиоуглеродных ( $^{14}\text{C}$  AMS) датировок в интервале от 50 300 до 27820 лет назад (далее л.н.) и оптико-люминесцентных (ОСЛ) дат в интервале  $305 \pm 37$  –  $38 \pm 9$  тыс. л.н. [10].

Согласно археологическим данным [8], слои 15 и 14 содержат артефакты раннего этапа среднего палеолита. Дальнейшее развитие среднепалеолитического комплекса демонстрируют материалы из слоев 13, 12, 11.3 и 11.4. Начальная стадия верхнего палеолита представлена артефактами из слоев 11.2 и 11.1. В слое 11.2, датированном AMS датами в интервале 50 – 48 тыс. л.н. и началом каргинского теплого этапа, была обнаружена фаланга мизинца ребенка, по результатам палеогенетического анализа которой установлена новая популяция древних людей – *Homo sapiens altaiensis* (денисовский человек) [7]. Костный остаток (коронка коренного зуба) денисовца найден также в пределах слоев 11.4-12. В осадках слоя 15, имеющего ОСЛ дату  $238 \pm 28$  тыс. л.н., были обнаружены следы ДНК денисовца [9, 10]. Отложения слоя 9 содержат артефакты заключительной стадии верхнего палеолита. Залегающая выше 1,5-метровая голоценовая толща (слои 1-8) представлена пачкой осадков, обильно насыщенных золой, пеплом и углистыми частицами. В них присутствуют в основном не поддающиеся определению обуглившиеся оболочки пыльцы и спор.

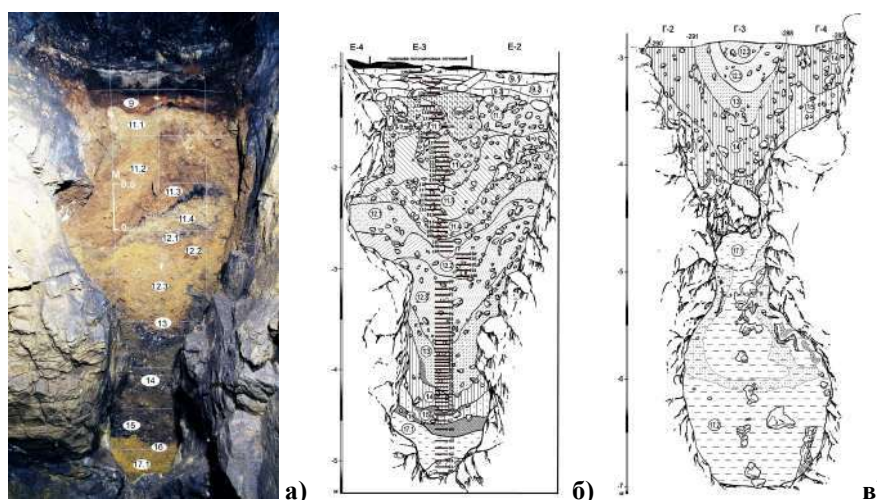


Рис. 1. Строение отложений и номера слоев в раскопе восточной галереи Денисовой пещеры: а), б) отложения на юго-восточной стенке раскопа; короткие горизонтальные линии – места отбора проб на спорово-пыльцевой анализ; в) разрез на северо-западной стенке раскопа, где вскрыты осадки слоя 17.2.

Сопоставление палинологических данных, полученных для всех стоянок долины Ануя, показало, что в отложениях холодных этапов из разрезов центрального зала и предвходовой площадки доля пыльцы березы кустарниковой (*Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula* sect. *Nanae*, *B. rotundifolia*), ольховника (*Alnaster fruticosus* / *Duschekia fruticosa*) и других холодостойких растений, важнейших показателей климата и растительности ледниковых эпох, весьма мала. Тогда как в перигляциальных палиносpectрах отложений других памятников палеолита долины Ануя (Карамы, пещера Каминная, Ануя-2 и др.) пыльца и споры аркто-бореальных и бореальных холодостойких растений присутствует в значительном количестве [1, 3]. В связи с этим в процессе спорово-пыльцевого анализа плейстоценовых отложений восточной галереи Денисовой пещеры, проводившегося автором в 2015–2020 годах, были выполнены скрупулезные палинотафономические и палиноморфологические исследования, для каждого образца составлена коллекция снимков изученных палиноморф.

#### Результаты исследований

**Состав палинофлоры.** По результатам палинологического изучения растительных микроостатков плейстоценовых отложений восточной галереи Денисовой пещеры в составе автохтонного комплекса определены пыльца и споры более 140 таксонов высших растений. Группа деревьев и кустарников включает пыльцу более 50 таксонов: пихты (*Abies* sp., *A. sibirica*), ели (*Picea* sect. *Omorica*, *P.* sect. *Picea*, *P. obovata*), лиственницы сибирской (*Larix sibirica*), сосны подрода *Haploxyton*, кедра сибирского (*Pinus sibirica*), сосны обыкновенной (*P. sylvestris*), древовидных берез (*Betula* sect. *Costatae*, *B.* sect. *Albae*, *B. pendula*, *B.* cf. *pubescens*), березы кустарниковой (*Betula* sect. *Fruticosae*), б. карликовой (*B.* sect. *Nanae*), б. круглолистной (*B. nana* spp. *rotundifolia*), ольховника (*Alnaster fruticosus* / *Duschekia fruticosa*, *A. mandshuricus*), ольхи (*Alnus glutinosa*, *A. incana*), лещины (*Corylus avellana*, *C.* cf. *heterophylla*), граба (*Carpinus* cf. *betulus*, *C.* cf. *cordata*, *C.* cf. *orientalis*), дуба (*Quercus robur*), ясеня (*Fraxinus* sp.), липы (*Tilia* sp., *T. cordata*, *T.* cf. *sibirica*, *T.* cf. *caucasica*, *T.* cf. *dasystyla*), вяза (*Ulmus* sp., *U. laevis*, *U. pumila*), облепихи (*Hippophaë*), ивы (*Salix* spp.), можжевельника (*Juniperus*, *J.* cf. *sibirica*, *J.* cf. *sabina*, *J.* cf. *foetidissima*), жимолости (*Lonicera* sp., *L. tatarica*), калины (*Viburnum* sp.), бересклета (*Euonymus* sp., *E.* cf. *nana*), лоха (*Elaeagnus* cf. *angustifolia*), рябины (*Sorbus* sp.), крыжовниковых (*Grossulariaceae*), волчегонника (*Daphne* sp., *D.* cf. *altaica*, *D.* cf. *mezereum*), хмеля (*Humulus lupulus*) и др.

В группе трав и кустарничков определена пыльца около 80 таксонов: эфедры (*Ephedra* spp.), конопли (*Cannabis* sp.), верескоцветных (*Ericales*), злаков (*Poaceae*), осоковых (*Cyperaceae*), полыни (*Artemisia* sp., *A.* subgen. *Euartemisia*, *A.* subgen. *Seriphidium*, *A.* subgen.

*Dracunculus*, *A. pauciflora* Web.), маревых (Chenopodiaceae), розоцветных (Rosaceae, *Sanguisorba* sp., *Dryas* sp., *D.* cf. *octapetala*, cf. *Potentilla*), цикориевых (Cichoriaceae) и свыше 60 других травяно-кустарничковых растений. Краткость списка спор высших споровых растений – зеленые мхи (Bryales), сфагновый мох (*Sphagnum*), папоротники сем. Многоножковые (Polypodiaceae, в их числе *Athyrium filix-femina*, *Dryopteris filix-mas*, *D. spinulosa* (*D. carthusiana*), папоротники сем. Ophioglossaceae (гроздовник *Botrychium* sp., уховник обыкновенный *Ophioglossum vulgatum* L.), плаун (*Lycopodium* sp.), плаунок (*Selaginella* sp.), п. сибирский (*Selaginella* cf. *sibirica*), хвощ (*Equisetum* sp.), – подтверждает типичную для пещерных осадков малочисленность их представителей.

**Климатостратиграфия и климато-фитоценоотические сукцессии.** Согласно результатам палинологического изучения плейстоценовых отложений восточной галереи Денисовой пещеры (составу и процентному содержанию автохтонной палинофлоры в более чем 50 репрезентативных спорово-пыльцевых спектрах), а также материалам анализа рецентных и субрецентных спектров свыше 100 проб, отобранных внутри пещеры и с пробных площадок характерных растительных сообществ различных природных поясов Алтая, выполнено их климатостратиграфическое расчленение и реконструированы климато-фитоценоотические сукцессии 4 межледниковий и 4 холодных этапов ледникового ранга, охватывающих последние ~ 300 тысяч лет – от тобольского (соусканихинского по схеме Алтая) межледниковья до сартанского (аккемского) позднеледникового включительно. Установлены высокие содержания пыльцы *Betula* sect. *Nanae*, *B. rotundifolia*, *Alnaster fruticosus* / *Duschekia fruticosa* и др. в перигляциальные этапы их накопления, позволившие уточнить зональные типы растительности холодных эпох [2, 4].

Осадки слоя 17.2, залегающие на коренном ложе в разрезе северо-западной стенки раскопа восточной галереи (см. рис., в), содержали недостаточное для статистической обработки количество пыльцы и спор. В то же время во всех преобладает пыльца микротермных кустарников (*Betula* sect. *Nanae*, *Alnaster fruticosus* / *Duschekia fruticosa*) – показателей холодных климатических условий. Кроме этой пыльцы обнаружены единичные пыльцевые зерна ели и сосны, а также споры зеленых мхов и папоротников (Polypodiaceae). Эти данные позволяют предполагать формирование осадков слоя 17.2 во время холодного периода, предшествующего тобольскому теплomu этапу, и распространение вблизи пещеры горно-тундровых или горно-лесотундровых ценозов.

В изученный интервал **тобольского межледниковья**, которое отвечает 9-ой изотопно-кислородной стадии (далее ИКС), в окрестностях Денисовой пещеры сначала в теплом и относительно сухом климате господствовали грабинниковые (из *Carpinus* cf. *orientalis*, с примесью липы и дуба) и елово-сосново-березовые (с участием *Picea* sect. *Omorica*, *Betula* sect. *Costatae*) леса. Впоследствии рассматриваемый участок долины занимали лесостепные ландшафты, в которых преобладали березово-сосново-еловые (с примесью граба и дуба), грабинниковые древостой и открытые участки из разнотравно-злаковых лугово-степных сообществ.

Во время похолодания **самаровского ледникового периода** (ИКС 8) долину Ануя в окрестностях Денисовой пещеры занимали горно-тундровые ценозы – ерники с преобладанием *Betula rotundifolia* и участием *Alnaster fruticosus*, *Juniperus*. Для времени **ширтинского межледниковья** (ИКС 7) реконструированы семь фаз развития растительности в условиях значительно более гумидного и теплого, чем современный, климата – широколиственных и смешанных лесов из ели, сосны, березы, ольхи, граба (*Carpinus cordata*, *C. betulus*), дуба (*Quercus* cf. *mongolica*, *Q. robur*), липы (*Tilia sibirica*, *T. cordata*), вяза (*Ulmus* spp.), а также лесостепей. Перигляциальные обстановки времени **тазовского оледенения** (ИКС 6), характеризуются шестью последовательными сменами ландшафтов: лесотундры, тундро-лесостепи, тундры, тундро-степи, перигляциальной степи и тундро-степи.

Реконструированы 6 фаз в развитии растительности *казанцевского межледниковья* (ИКС 5, по мнению автора). В термоксеротическую стадию, объединяющую 2 фазы, в значительно более сухом, чем современный, климате в исследуемом районе были развиты открытые ландшафты с почти повсеместным распространением степных, лугово-степных и редко-дерновинных (на скалах) травяно-кустарничковых сообществ. Доминировали разнотравные, злаково-разнотравные, полынные и другие группировки, в которых участвовали *Ephedra*, *Cannabis*, Poaceae, *Artemisia* s.g. *Euartemisia*, *A.* s.g. *Seriphidium*, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Polygonaceae, *Rumex*, Ranunculaceae, *Delphinium*, Rubiaceae, Fabaceae, Apiaceae, Dipsacaceae, Brassicaceae, Lamiaceae, Valerianaceae, Scrophulariaceae, Alliaceae, Liliaceae, Asteraceae, Cichoriaceae и др. В небольших прибрежно-пойменных древостоях преобладали береза и ольха. Третья фаза отражает эндотермальное похолодание. В термогигротическую стадию этого межледниковья, включающую 3 фазы, в более гумидном климате и в более теплых, чем современные, климатических условиях в окрестностях пещеры доминировали долинские вязово-ольховые (*Ulmus pumila*, *Alnus glutinosa*) леса с обильным подлеском из лещины обыкновенной (*Corylus avellana*) и хвойно-березовые (*Betula pendula*, *Pinus sylvestris*) лесные формации горных склонов.

В эволюции перигляциальной растительности *ермаковского оледенения* (ИКС 4) установлены 4 фазы и ряд подфаз: 1 – лесотундры с подфазами кустарниковой тундры и кедрово-лиственничного редколесья, 2 – межстадиальные степи, 3 – тундро-степи и 4 – степи с елово-кедровыми редколесьями. Реконструированы 3 фазы и 9 подфаз в развитии растительности *каргинского времени* (ИКС 3): прослежены смены межстадиальных обстановок (степных и лугово-степных ценозов с участками лесов из дуба, ясеня, липы и др.) перигляциальными ландшафтами стадийных похолоданий. Во время формирования слоя 11.2 в окрестностях пещеры доминировали открытые горно-степные ландшафты. Превалировавшие сначала межстадиальные (близкие к межледниковым) злаково-разнотравные степи впоследствии сменились разнотравно-злаковыми степями с кустарниковыми зарослями из ольховника (*Alnaster fruticosus*/*Duschekia fruticosa*), можжевельника и волчегонника (*Daphne mezereum*). Согласно палинологическим данным, отложения, отвечавшие пессимуму сартанского ледникового времени, в разрезе восточной галереи пещеры отсутствуют. Реконструированы три смены межстадиальных и стадийных перигляциальных обстановок *сартанского позднеледниковья* (заключительная часть ИКС 2): еловых лесов с примесью сосны кедровой, тундро-степей и горных лесостепей.

**Заключение.** Таким образом, реконструкции климато-фитоценологических сукцессий межледниковых и холодных этапов формирования плейстоценовых отложений восточной галереи Денисовой пещеры свидетельствуют о большом разнообразии зональных типов и формаций межледниковой и перигляциальной растительности долины Ануя в последние 300 тысяч лет (во время обитания здесь денисовца и неандертальца): в криохроны распространялись перигляциальные тундры, лесотундры, тундро-степи, хвойные редколесья, лесостепи и степи, а в термохроны межледниковые степи, лесостепи, широколиственные, хвойно-широколиственные, хвойно-мелколиственные, мелколиственные и хвойные леса.

*Исследования выполнены по теме «Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений» (ГЗ).*

Список литературы:

[1] Болиховская Н.С., Дервянко А.П., Шуньков М.В., Маркин С.В., Соболев В.М. Палеогеографические особенности развития плейстоценовой растительности и климата Алтая и Восточного Предкавказья в эпохи обитания древнего человека // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. М.: Географический факультет МГУ, 2011. С. 373–418.

[2] Болиховская Н.С., Козликин М.Б., Шуньков М.В. и др. Новые данные в палинологии уникального памятника палеолита Денисова пещера на северо-западе Алтая // Бюлл. МОИП. Отдел биол. 2017. Т. 122, №4. С. 46–60.



[3] Болиховская Н.С., Шуньков М.В. Палеогеографические особенности развития растительности и климата Северо-Западного Алтая в плейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. 2014. 2 (58). С. 2–17.

[4] Болиховская Н.С., Шуньков М.В. Пространственно-временные особенности развития растительности и климата горных районов юга Северной Евразии в неоплейстоцене // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К.К. Маркова. Раздел I. Глава 3. М.: Географический факультет МГУ, 2020. С. 88–151.

[5] Деревянко А.П., Шуньков М.В., Агаджанян А.К., Барышников Г.Ф., Малаева Е.М., Ульянов В.А., Кулик Н.А., Постнов А.В., Анойкин А.А. Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2003. 448 с.

[6] Bolikhovskaya N.S., Derevyanko A.P., Shun'kov M.V. The Fossil Palynological Flora, Geological Age, and Climatic Stratigraphy of the Earliest Deposits of the Karama Site (Early Paleolithic, Altai Mountains) // Paleontological Journal. 2006. Vol. 40. Supplement 5. P. 558–566.

[7] Reich D., Green R.E., Kircher M. et al. Genetic history of an archaic hominin group from Denisova Cave in Siberia // Nature. 2010. Vol. 468. P. 1053–1060.

[8] Shunkov M.V., Kozlikin M.B., Derevianko A.P. Dynamics of the Altai Paleolithic industries in the archaeological record of Denisova Cave // Quaternary International. 2020. Vol. 559. P. 34–46.

[9] Slon V., Hopfe Ch., Weiß C. L. et al. Neandertal and Denisovan DNA from Pleistocene sediments // Science. 2017. 356. P. 605–608.

[10] Jacobs Z., Li B., Shunkov M.V., Kozlikin M.B. et al. Timing of archaic hominin occupation of Denisova Cave in southern Siberia // Nature. 2019. Vol. 565. P. 594–599.

## ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЯ ПАМЯТНИКОВ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЛИТА КУРСКОГО ПОСЕЙМЬЯ ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ

С.С. Бричева<sup>1,2</sup>, Н.Б. Ахметгалеева<sup>3</sup>, Е.И. Куренкова<sup>2</sup>, А.Л. Захаров<sup>2</sup>, Л.В. Шашерина<sup>2</sup>,  
М.Н. Кандинов<sup>4</sup>, С.П. Медведев<sup>4</sup>, А.В. Панин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия, bricheva@igras.ru

<sup>2</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo@igras.ru

<sup>3</sup> “Курчатовский краеведческий музей”, Курчатов, Россия, achmetga@mail.ru

<sup>4</sup> МГУ имени М.В. Ломоносова, НИИ и Музей антропологии, Москва, Россия, kmn\_49@mail.ru

## PALEOGEOMORPHOLOGY OF LATE PALEOLITHIC SITES IN THE KURSK REGION ACCORDING TO GROUND-PENETRATING RADAR DATA

S.S. Bricheva<sup>1,2</sup>, N.B. Ahmetgaleeva<sup>3</sup>, E.I. Kurenkova<sup>2</sup>, A.L. Zaharov<sup>2</sup>, L.V. Shasherina<sup>2</sup>,  
M.N. Kandinov<sup>4</sup>, S.P. Medvedev<sup>4</sup>, A.V. Panin<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov MSU, Faculty of Geology, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup> “Kurchatov’ museum of Local Lore”, Kurchatov, Russia

<sup>4</sup> Lomonosov MSU, Anuchin Research Institute and Museum of Anthropology, Moscow, Russia

Оценка взаимодействия человека и природной среды; его адаптации к локальному ландшафту, выявление роли палеогеографических событий в процессе расселения и выборе адаптационных стратегий являются фундаментальными аспектами ещё не решённой проблемы расселения доисторического человека в Северной Евразии в последнюю ледниковую эпоху. Продвижение на иной качественный уровень в понимании указанных аспектов сдерживается недостатком информации о геологическом строении территории памятников в мезомасштабе, т. е. за пределами археологического раскопа, а также недостаточно надёжной хроностратиграфической характеристикой памятников. Одной из главных особенностей верхнего палеолита Восточно-Европейской равнины является активное расселение людей и появление разнообразных типов стоянок на заключительных этапах валдайского оледенения, что главным образом было взаимосвязано с расширением

территорий, пригодных для обитания. Позднепалеолитические стоянки Авдеево, Быки 7 и целый ряд других, расположены вдоль Посеймья, и их изучение чрезвычайно важно для понимания миграций палеолитического человека в этом регионе.

В качестве объектов для палеогеографических и археологических исследований были выбраны самые крупные верхнепалеолитические комплексы: стоянка восточного граветта Авдеево [2] на р. Рогозна возрастом 23-22 тыс.л.н., и стоянки Быки [1, 3] на Курчатовском отрезке левобережья реки Сейм, представляющие в своём большинстве быковскую археологическую культуру (18-16 тыс.л.н.). О позднеплейстоценовом возрасте обоих памятников говорят серии радиоуглеродных датировок. Данные памятники объединяет наличие фиксируемых крупных криогенных деформаций, по-разному относящихся к культурным слоям, наличие очагов и иных искусственных объектов. В то же время различается не только их материальная культура, но и стратегия жизнеобитания, в первом случае связанная с использованием мамонтового ресурса, а во втором – с кочевым образом жизни и охотой на копытных и мелких животных. При этом и тот, и другой памятники, скорее всего, учитывая неоднократность их посещения древним человеком, функционировали в период максимального похолодания и в начале позднеледникового потепления.

Верхнепалеолитические стоянки Посеймья расположены в целом на неустойчивой поверхности, что связано с особенностями палеогеографии стояночных участков и влиянием мерзлотных явлений. Приуроченность культурных отложений к контакту разных литологических слоёв отражает не только происходящие изменения природного характера, но и изменения древнего рельефа, что не могло не повлиять на выбор конкретного участка для обитания (приход/уход с определённого места). Наличие раскопанной площади на обоих верхнепалеолитических комплексах, как и наличие палеогеографического описания большого количества вариаций разрезов, упрощает интерпретацию данных, получаемых геофизическими методами на не вскрытой площади стояночных участков.

Электромагнитные методы геофизики, к которым относится георадиолокация, обеспечивают неразрушающее изучение территории, что крайне важно при работе на археологических объектах. Однако её использование на палеолитических памятниках при отсутствии в разрезе крупных материальных объектов (печи, фундаменты, металлические орудия) сводится преимущественно к уточнению геологического строения верхней части разреза, при этом ограничено степенью электрической контрастности пород, слагающих культурный слой. Важным обстоятельством использования геофизических методов является возможность обследования большой по площади территории для задач палеогеоморфологической реконструкции за счет оперативного получения данных о литологическом строении.

Георадарное профилирование входило в комплекс палеогеографических и археологических исследований на площадях позднепалеолитических памятников Быки и Авдеево. В работах использовался георадар Око-2 («ГЕОТЕХ», Россия) с антенными блоками 250 МГц. Обработка данных производилась в программах Geoscan32 и Radexplorer. Значения глубин пересчитывались из временных задержек отраженного сигнала с использованием среднего значения скорости электромагнитных волн 9 см/нс для песчано-суглинистого разреза и впоследствии уточнялись шурфами. Погрешность в определении глубин не превышает 0.2 м.

На комплексе стоянок Быки на серии георадарных профилей было выделено несколько границ на глубинах от 1 до 5 м, которые могут относиться к различным этапам осадконакопления.

На рисунке 1 приведен пример обработанного георадарного профиля, полученного в районе зоны подъёмного материала, определённой как Быки-4. Быки-2 и 4 являются малоизученными пунктами комплекса Быки, на них производились только разведочные работы, показавшие перспективность исследований. На радарограмме можно выделить как

минимум три комплекса отложений. Верхняя пачка, мощностью до 1 м, крайне неоднородна: в верхних 0.6 м в ней присутствует несколько субгоризонтальных границ.

Наиболее яркая граница I выдержана по глубине около 1 м только по краям профиля, на отметках 15 м и 35 м граница падает, в середине профиля проследить её не удаётся. Это может говорить о значительной антропогенной переработке материала. В средней части профиля (отметки 15-45 м) отчетливо выделяется граница II на глубине 2-2,5 м. Ниже неё отражения отсутствуют, что может говорить о расположении проводящего слоя (например, глин или тяжелых суглинков) на данной глубине. Подобные границы были обнаружены практически на всех профилях. Такое строение может указывать на переход от эоловых песков и супесей, содержащих культурные слои быковских стоянок, к подстилающим отложениям более тяжелого механического состава – аллювию высокой террасы Сейма или перекрывающему его склоновому чехлу. Для проверки этого предположения требуется заверка данных геофизики бурением. Геофизические исследования на стоянках Быки-5 и Быки-7 с последующим бурением и раскопками производились ранее В.Г. Бездудным [1]. Они показали, что нарушения горизонтальности пробиваемых георадаром отложений преимущественно связаны с криогенными деформациями, к которым приурочена и концентрация культурных отложений. Тем самым, применение георадиолокации способствует выявлению перспективных для археологического исследования участков.

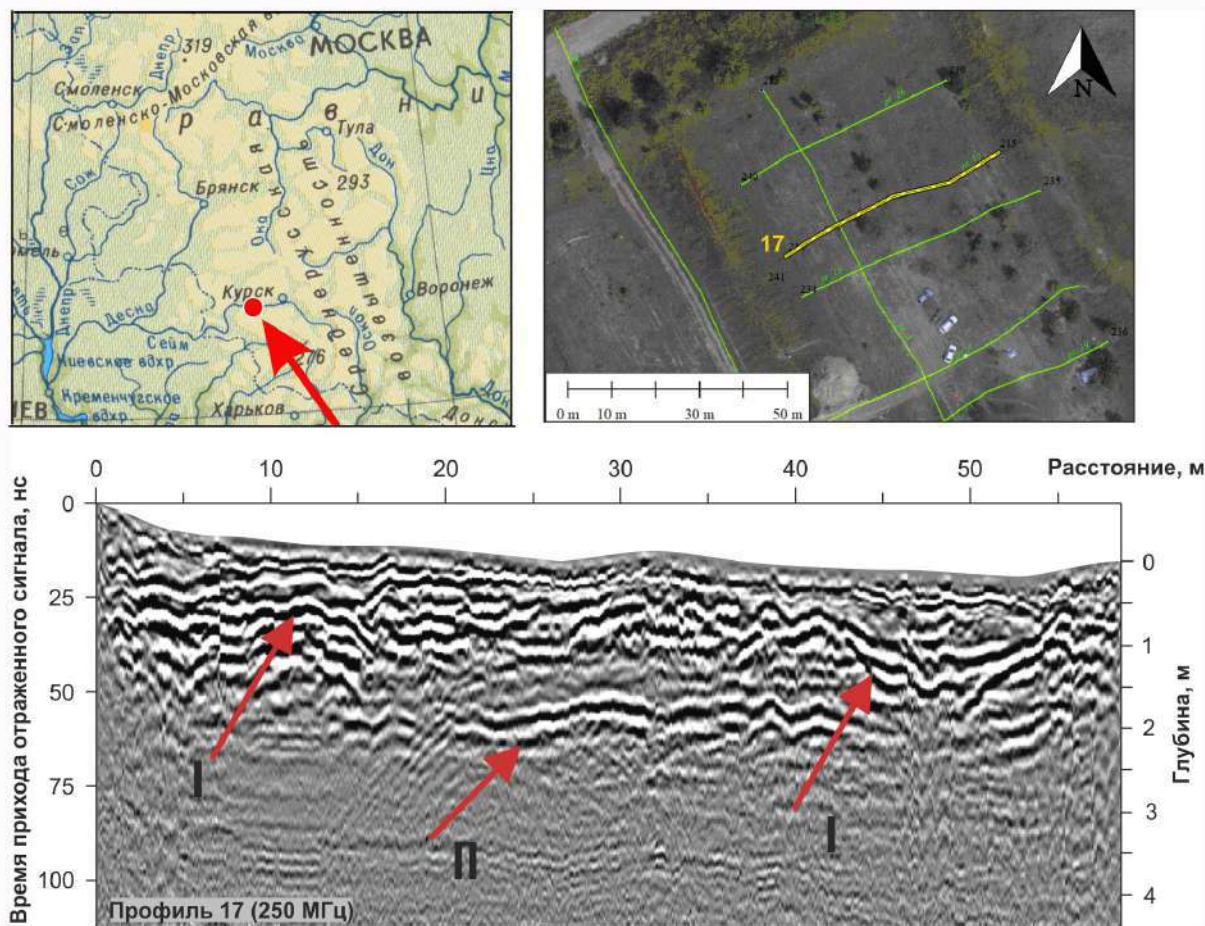


Рис. 1. Вверху: расположение стоянок Быки и Авдеево на территории Восточно-Европейской равнины и расположение георадарного профиля 17 на стоянке Быки-4. Внизу: радарограмма вдоль профиля 17, направление с юго-запада на северо-восток. Стрелками обозначены основные границы.

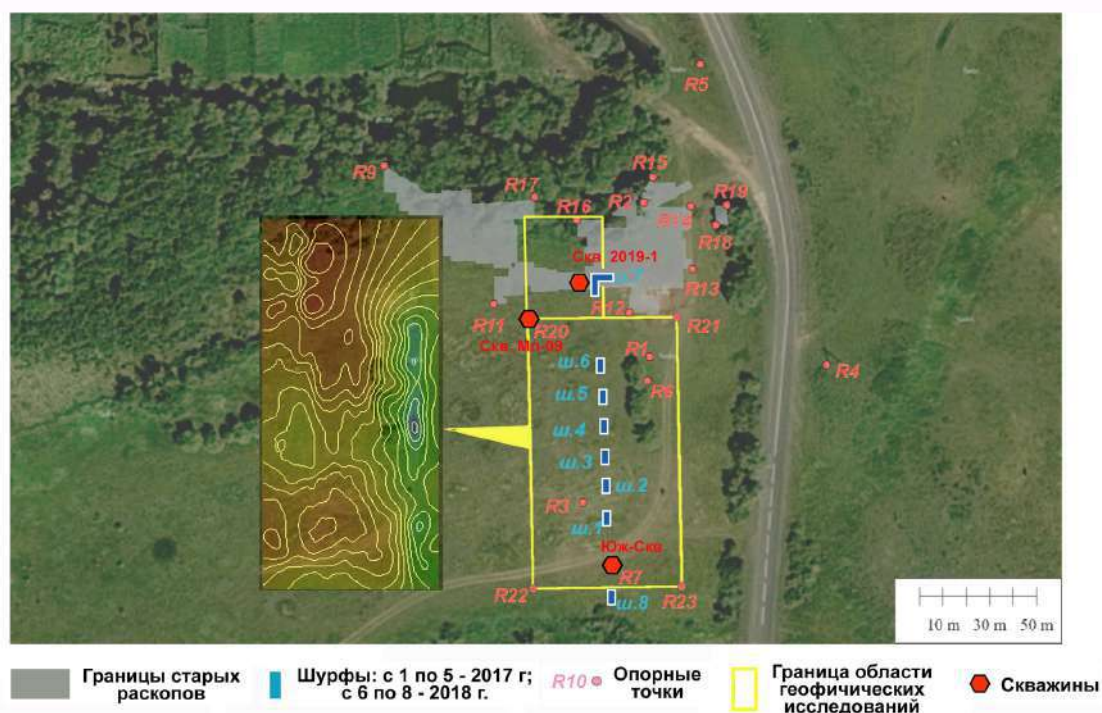


Рис. 2. Схема работ на стоянке Авдеево, во врезке представлена изоповерхность подошвы суглинков, определенная по данным площадной георадарной съемки.

На стоянке Авдеево георадиолокация применялась для изучения строения южной части первой надпойменной террасы, где расположен памятник. Работы велись по методике площадной съёмки – поверхность участка покрывалась «сеткой» из параллельных профилей с шагом 1 м. Объектами изучения методом георадиолокации были: граница покровных суглинков, супесей и террасных песков, а также водоносный горизонт. По итогам работы была построена карта изоповерхности пойменных суглинков, предположительно отражающая палеорельеф стоянки времени ее заселения (левая врезка на рисунке 2). В палеорельефе прослеживаются повышения, где располагались жилые площадки людей и разделяющие их ложбины (возможно, водотоки) с перепадом высот около 1 м. Рельеф территории памятника был более пересеченным, чем в настоящее время. Данные геофизики заверены результатами шурфовки и бурением скважин.

Таким образом, дополненные бурением и анализом образцов, данные георадарной съемки позволяют проводить реконструкции палеоландшафта и, исходя из них, разрабатывать стратегию археологических разведок. Используя данные о глубине залегания границ, возможно, построить карту мощностей отложений верхней части разреза, выявить особенности её строения, определить перспективные места для заложения раскопов. Применение геофизических методов представляется целесообразным в качестве оперативного способа выявления геологической структуры с дальнейшей постановкой буровых и/или шурфовочных работ.

Список литературы:

- [1] Ахметгалеева Н.Б. Каменный век Посеймья: верхнепалеолитическая стоянка Быки-7. – Курск: Мечта, – 2015. — 254 с
- [2] Булочникова Е.В. Стоянка Авдеево // Вопросы антропологии. – 2005. – № 92. – С. 240-253.
- [3] Akhmetgaleeva N.B., Burova N.D. The originality of the Byki sites among known LGM industries on the Russian Plain // Quaternary International. – 2021. – Vol. 581-582. – P. 296-314.

**НИЖНИЕ КУЛЬТУРНЫЕ СЛОИ КОСТЕНОК 14: ФАУНА КАК ИНДИКАТОР  
ФУНКЦИОНАЛЬНОЙ СПЕЦИФИКИ ИССЛЕДОВАННЫХ УЧАСТКОВ  
ПАМЯТНИКА****Н.Д. Бурова, А.А. Синицын**Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия, [ikb@mail.ru](mailto:ikb@mail.ru)**LOWERMOST CULTURAL LAYERS OF KOSTENKI 14: FAUNAL ASSEMBLAGE  
AS AN INDICATOR OF THE FUNCTIONAL SPECIFICITY OF STUDIED AREAS  
OF THE SITE****N.D. Burova, A.A. Sinitsyn**

Institute for the History of Material Culture RAS, St. Petersburg, Russia

Значение нижних культурных слоев стоянок Костенковской группы определяется их возрастом и связью с формированием верхнего палеолита, и распространением человека современного физического облика в Восточной Европе. Костенки 14 (Маркина гора) занимают среди них особое место, поскольку под вулканическим пеплом здесь было зафиксировано наличие, как минимум, трех культурных слоев в четкой стратиграфической позиции. На основе аналитических исследований, проведенных в начале 80-х гг., происхождение костенковского пепла было связано с извержением Кампинийских игнимбритов – вулканической системы Флегрейских полей в Южной Италии [3], возраст которого в настоящее время определяется рамками 39.3-39.6 тыс. лет до н.д. [9]. Для культурного слоя ориньякского облика, непосредственно связанного с вулканическим пеплом, по древесному углю получена дата  $35\ 080 \pm 240$  (ОхА-19021) (АВОх-SC фракция) [8] в калиброванном виде дающая значения 39.3-41.0 ка, допускающая возможность существования этого поселения до выпадения пепла. Залегающие под ним культурные слои, соответственно, датируются более ранним временем несмотря на близкие радиоуглеродные даты в рамках 35-37 тыс. лет (cal. ~ 40-42 ka).

Предположение о принадлежности нижних культурных слоев Костенок 14 к разным поселениям возникло у А.Н. Рогачева сразу после их открытия на восточном и западном участках стоянки в 1953-54 гг. Несмотря на небольшие вскрытые площади, и то, что все они были обозначены индексом "IV", различие археологического материала, в первую очередь кремневого инвентаря по сырью и технико-типологическим показателям, было признано существенным настолько, что допускалась возможность их принадлежности разным культурным традициям.

Новые раскопки памятника подтвердили актуальность этой проблемы, а полученные коллекции, наблюдения по структуре культурных слоев и аналитические данные показали ее сложность. В сложившейся ситуации культурный слой на восточном склоне мыса получил обозначение IVb, а западный участок – IVw. На настоящий момент на восточном участке памятника раскопано немногим более 100 кв.м, на западном – около 50 кв.м.

Отличительной особенностью культурного слоя IVb является его необычное геоморфологическое положение - локализация на двух берегах ручья и разделяющего их овражка. Культурный слой представлял собой сложную структуру культурных напластований, связанных с разными типами литологических отложений, отражающих этапы функционирования и последовательного разрушения стоянки. *In situ* слой сохранился на обоих бортах овражка (IVb/1). Значительная часть находок в переотложенном состоянии была связана с заполнением овражной выемки (IVb) и его придонной части (IVb/2). Это обозначение сложилось в ходе исследования как результат фиксации материала по литологическим горизонтам, и отражает реальную последовательность процесса формирования культурных отложений в ходе разрушения и перемещения культурных остатков одного культурного слоя. Археологический материал всех трех подразделов нижнего культурного слоя идентичен до деталей. Косвенным подтверждением их принципиальной одновременности и принадлежности одному поселению является серия радиоуглеродных дат на уровне 36-37 тыс.лет (cal. ~42 ka) [4, 5, 6]. Об антропологическом типе населения свидетельствует коронка зуба 10-летнего ребенка современного физического облика (*Homo sapiens sapiens*) [1].

Таблица 1. Видовой состав крупных млекопитающих нижних слоев (IVb и IVw) верхнепалеолитического памятника Костенки 14

Вид	Слой IVb		Слой IVw	
	ОКО/МЧО	%	ОКО/МЧО	%
<i>Lepus timidus</i> Linnaeus, 1758 заяц-беляк	700/17	4,1	1246/14	16,2
<i>Canis lupus</i> Linnaeus, 1758 волк	355/4	2,1	1/1	0,01
<i>Vulpes lagopus</i> (Linnaeus, 1758) песец	202/7	1,1	6/1	0,07
<i>Gulo gulo</i> (Linnaeus, 1758) росомаха	49/2	0,3		
<i>Mammuthus primigenius</i> (Blumenbach, 1799) мамонт	90/1	0,5	11/1	0,1
<i>Equus ferus</i> Boddaert, 1785 дикая лошадь	3042/14	17,7	462/4	6,01
<i>Cervus elaphus</i> Linnaeus, 1758 благородный олень	69/1	0,4	1/1	0,01
<i>Rangifer tarandus</i> (Linnaeus, 1758) северный олень			9/1	0,1
<i>Bison priscus</i> Vojanus, 1827 бизон	18/1	0,1		
неопределимые	12601	73,7	5939	77,5
Итого	17126	100,0%	7675	100,0%

Остеологическая коллекция культурного слоя IVb насчитывает около 17 000 костных остатков крупных млекопитающих восьми видов из пяти отрядов (зайцеобразные, хищные, хоботные, непарнокопытные и парнокопытные), большинство которых принадлежит зайцу (*Lepus timidus* L., 1758) и лошади (*Equus ferus* Boddaert, 1785) (табл. 1).

Культурный слой на западном участке памятника (IVw) залегал в сходной с нижним слоем восточного склона (IVb) стратиграфической позиции, под вулканическим пеплом. Культурные остатки были связаны с отложениями двух эфемерных почв: верхней – светло-коричневой и нижней – сизовато-серой, на отдельных участках разреза разделенных стерильной прослойкой, на других залегающих непосредственно одна на другой. В соответствии с геологическим принципом разборки культурных отложений находки из разных горизонтов получили обозначение: верхнего IVw1, нижнего IVw2. Результаты раскопок привели к заключению о залегании культурных остатков нижнего (IVw2) слоя *in situ*, с остатками бытовых объектов: жилой конструкции с очагом и ямы-хранилища бросового костного материала. Верхний горизонт (IVw1) представлял собой остатки того же слоя в смещенном состоянии с участков, расположенных выше по склону. Археологический материал обоих горизонтов сходен. Для горизонта IVw2 получены радиоуглеродные даты  $36200 \pm 900$  (OxA-28103-ABOx) (cal 41.3-42.3 ka) и  $36350 \pm 750$  (OxA-33982) (cal 39.5-42.3 ka) [6, 7].

В слое IVw обнаружены костные остатки семи видов крупных млекопитающих из пяти отрядов (зайцеобразные, хищные, хоботные, непарнокопытные и парнокопытные), абсолютное большинство которых принадлежит зайцу. Далее по мере убывания следуют остатки дикой лошади. Кости мамонта, северного оленя, песца и волка представлены единичными находками (табл. 1).

Видовой состав животных в слоях IVb и IVw практически одинаков, за исключением того, что на восточном склоне пока не найдены костные остатки северного оленя, а на западном участке отсутствуют россомаха и бизон.

На участках отмечена очень высокая степень фрагментированности остеологического материала, но в слое IVw она выше и составляет более 77%. Костная поверхность сильно выветрена в обоих слоях и соответствует стадиям выветривания 2, 2/3, , но чаще 3, 3/4 и 4. Иногда по этому показателю фиксируются различия между верхними и нижними сторонами фрагментов костей.

Анализ скелетно-элементного набора показал, что в обоих исследуемых слоях кости зайца найдены практически из всех частей скелета, но в разных количественных пропорциях. Однако наблюдаются существенные различия представленности скелетных частей при сравнении остатков лошади. В слое IVb присутствуют практически все кости скелета, а в слое IVw состав костных остатков лошади более выборочный. Что касается мамонта, то в обоих слоях большинство находок составляют либо пластины, либо фрагменты бивней (без учета произведений искусства). Элементов посткраниального скелета очень мало, но среди них в слое IVb преобладают обломки ребер, а в слое IVw фрагменты длинных трубчатых костей конечностей. Также можно отметить, что остатки благородного оленя, в основном, найдены на восточном склоне и представлены главным образом обломками рогов (56 шт. из 69 находок). А среди костей северного оленя, обнаруженных на западном участке, доминируют элементы дистальных отделов скелета передних конечностей.

Исследования также показали, что на обоих участках на фаунистических остатках зафиксированы разные следы антропогенного воздействия, среди которых, прежде всего это обожженные кости.

Порезы от разделки животных обнаружены, в основном, в слое IVb: на 48 костях лошади, на 7 костях волка, 3 – на костях зайца, 1 – на кости россомахи, 1 – на кости бизона и 4 неопределимых. В слое IVw имеются порезы только на 3 костях лошади и 3 костях зайца.

Раздробленные кости лошади для добычи костного мозга есть на обоих участках. Но в слое IVb на некоторых дистальных и проксимальных частях длинных трубчатых костей конечностей на фрагментировано сохранившихся диафизах зафиксированы негативы сколов, образующиеся в ходе дополнительной подработки/обработки человеком. В слое IVw таких костей не зафиксировано.

Современное состояние источниковедческой базы значительно усложнило поставленную А.Н. Рогачевым проблему соотношения археологических материалов из культурных слоев восточного и западного склонов мыса, на котором расположен памятник. При наличии существенных различий в археологическом материале аналитические данные, в первую очередь, радиоуглеродные даты свидетельствуют об их принципиальной одновременности.

Не исключая возможности их отнесения к разным культурным традициям [7, 2] наиболее вероятной на настоящий момент представляется их разная функциональная нагрузка, специализация на первичной обработке кремневого и костяного сырья на восточном участке (IVb) и обычная каждодневная жизнедеятельность на западном (IVw).

*Работа выполнена в рамках проектов РФФИ 20-09-00233, РФФИ 20-78-10151 и в рамках программы ФНИ ГАН по темам государственного задания № 0184-2019-0001 и 0184-2019-0009.*

Список литературы

- [1] Зубов А.А. Палеонтологическая родословная человека. Изд-во ИЭА РАН. М. 2004. 551 с.
- [2] Лада А.Р., Бессуднов А.А., Диннис Р., Синицын А.А. Технология получения микропластин в индустриях ранней поры верхнего палеолита Костенок. // Рогачевские чтения: труды музея-заповедника "Костенки". Вып.1. Воронеж. 2021. С. 182-187.
- [3] Мелекесцев И.В., Кирьянов В.Ю., Праслов Н.Д. Катастрофическое извержение в районе Флегрейских полей (Италия) - возможный источник вулканического пепла в позднеплейстоценовых отложениях Европейской части СССР. // Вулканология и сейсмология, 3. 1984. С. 35-44.
- [4] Синицын А.А. Нижние культурные слои Костенок 14 (Маркина гора) (раскопки 1998-2001 гг.). // Особенности развития верхнего палеолита Восточной Европы /ред. А.А. Синицын, В.Я. Сергин, Дж. Ф. Хоффекер/. - Костенки в контексте палеолита Евразии. Труды Костенковской экспедиции ИИМК РАН, серия: Исследования, вып.1. СПб. 2002.С. 219-236.
- [5] Синицын А.А. Новые открытия в Костенках и проблема становления верхнего палеолита в Восточной Европе. // Археологические открытия 1991-2004 гг. Европейская Россия (ред. А.Н.Макаров). М. 2009. С.43-53.
- [6] Синицын А.А., Синицына Г.В., Бессуднов А.А., Артюшенко А.А. Раскопки нижнего культурного слоя Костенок 14 (Маркина гора) на западном участке памятника. // Археологические открытия. 2015 год. М. 2017. С. 194-197.
- [7] Dinnis R., Bessudnov A., Reynolds N., Devière T., Pate A., Sablin M., Sinitsyn A., Higham T. New data for the Early Upper Paleolithic of Kostenki (Russia). // Journal of Human Evolution 127. 2019. Pp. 21-40 (<https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2018.11.012>)
- [8] Douka K., Higham T., Sinitsyn A. The influence of pretreatment chemistry on the radiocarbon dating of Campanian Ignimbrite-aged charcoal from Kostenki 14 (Russia). // Quaternary Research, 73. 2010. Pp. 583-687.
- [9] Giaccio B., Hajdas I., Isaia R., Deino A., Nomade S.. High-precision <sup>14</sup>C and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of the Campanian Ignimbrite (Y-5) reconciles the time-scales of climatic-cultural processes at 40 ka // Nature Scientific Reports, 7, 45940; 2017. doi: 10.1038/srep45940 (2017)

**ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЛИТ ВЕРХНЕГО ЕНИСЕЯ: ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ  
ОБСТАНОВКА И ДРЕВНИЙ ЧЕЛОВЕК**

**С.А. Васильев**

Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
sergevas@AV2791.spb.edu

**THE LATE PALEOLITHIC OF THE UPPER YENISEI: PALEO GEOGRAPHY  
AND PREHISTORIC MAN**

**S.A. Vasil'ev**

Institute of the Material Culture History RAS, St. Petersburg, Russia

Обширная область Южно-Минусинской котловины и ее горного обрамления является одним из основных центров сосредоточения позднепалеолитических стоянок в Сибири. За последние десятилетия к известным находкам палеолита в долинах Енисея и Абакана [2] прибавились сведения по ранее не исследованным районам – бассейну верхнего течения р. Абакан на левобережье [11], устьевой части [3, 16] и верхнему течению р. Тубы [9] на правобережье Енисея. Цель доклада – обсудить некоторые спорные вопросы палеогеографической обстановки в регионе в позднем плейстоцене в связи с историей ископаемого человека.

Речь идет об оригинальной версии неоднократного затопления котловины в позднем плейстоцене в результате катастрофических прорывов вод Дархатского и Тоджинского палеозер, реконструируемых в области истоков Большого Енисея (Бий-Хема) в Туве и Монголии [4, 18]. При этом в качестве долин стока в Южно-Минусинской котловине рассматриваются остатки древнего русла Енисея. Еще со времен Д.А. Клеменца известно, что в среднем плейстоцене Енисей после выхода из горных теснин Западного Саяна протекал



в северо-западном направлении к современному руслу Абакана, а озерные понижения в Койбальской степи являются следами постепенного смещения Енисея к востоку [12].

Красноярские археологи [3] связывают отсутствие следов палеолита в ряде долин Южно-Минусинской котловины с гипотетическим затоплением. Не будучи специалистом в области четвертичной геологии и палеогеографии, остановлюсь на некоторых моментах, противоречащих, на мой взгляд, данной гипотезе.

Прежде всего, катастрофические спуски большой массы воды должны были привести к размыву низких террас, особенно в горных условиях. Однако, следов этих явлений в Саянском каньоне Енисея не прослеживается. Стоит иметь в виду, что все низкие надпойменные террасы и поймы здесь сложены рыхлыми песчано-супесчаными отложениями и легко поддаются эрозии. В качестве примера приведу результаты обследования водохранилища Майнской ГЭС, предпринятого нами с В.С. Зубковым в 2013 г. по заданию института «Ленгидропроект». В связи с изменением уровня зеркала водохранилища нам было поручено обследовать ранее открытые здесь С.Н. Астаховым пункты с находками неолита-бронзового века [6]. К сожалению, даже следов памятников обнаружить не удалось; все низкие уровни были снесены рекой. Причина ясна – произошедшая в 2009 г. авария на Саяно-Шушенской ГЭС и последовавший за этим сброс огромной массы воды. Это был своего рода антропогенный аналог гипотетических природных катастроф плейстоцена.

В качестве доказательства затекания воды в долины притоков Енисея при катастрофическом прорыве авторами неоднократно воспроизводились фотографии разреза на р. Голубой [4, рис. 5; 18, Fig. 9]. В реальности речь идет об обнажении тыльной присклоновой части второй надпойменной террасы, включавшей исследованную С.Н. Астаховым в 1972 г. стоянку Голубая 1 [5, рис. 23]. В настоящее время эта часть террасы полностью разрушена эрозией. Остается непонятным, каким образом в толще отложений, сформировавшихся, по мнению исследователей, в результате «катастрофического потока», прекрасно сохранились остатки жилой площадки позднего палеолита с очагом в центре без каких-либо следов нарушений культурного слоя. Возраст данной толщи вряд ли может быть соотнесен с гипотетическим прорывом вод возрастом 17 тыс. лет, поскольку для основного, 3 культурного слоя стоянки Голубая 1 была получена серия радиоуглеродных датировок в 12-13 тыс. лет.

В целом разрезы многослойных стоянок района Майны рисуют картину непрерывного развития культуры в диапазоне от 18-19 до 10 тыс. лет. В разрезах отсутствуют следы размывов, резких перерывов в осадконакоплении, внедрения линз и прослоев более грубого материала [7, 10].

Представление о том, что вся равнинная часть Южно-Минусинской котловины является «белым пятном» на карте распространения позднепалеолитических памятников [3], не вполне корректно. Прежде всего, в долине среднего и нижнего течения Абакана, которая, по мнению реконструкторов [4, рис. 4], покрывалась водой, известны стратифицированные памятники - Конгурэ, Улугбиль, Сосновое Озеро 1 [1, 13, 14]. В центральной части Койбальской степи на местонахождении Смирновка были встречены остатки культурного слоя, а в районе Минусинска стратифицированные следы палеолита зарегистрированы на пункте II стоянки Быстрая [2],

С затоплением Минусинской котловины исследователи связывают отсутствие следов палеолита в долине правого притока Енисея, р. Ои [3]. Этот факт известен еще со времен И.Т. Савенкова [15]. Следует иметь в виду, что распределение позднепалеолитических стоянок в регионе носит выраженный асимметричный характер. Правобережье Енисея значительно беднее в плане палеолита. Многолетний опыт автора в проведении разведок на палеолит показывает, что на правобережье Енисея даже в хорошо разработанных речных долинах с комплексом низких надпойменных террас позднечетвертичного возраста, следы палеолитического человека порой отсутствуют. Примером могут быть долина среднего

течения р. Ус в пределах Усинской межгорной котловины, и ее левого притока, р. Иджим. В долине р. Амыл при разведке по трассе будущей железной дороги Кызыл-Курагино на протяжении более 70 км было найдено всего одно разрушенное палеолитическое местонахождение (Качулька), к тому же расположенное в самом нижнем отрезке течения реки, вблизи формирования Тубы при слиянии Амыла и Казыра [8]. При этом отметим, что речь идет о районе с обильными остатками позднечетвертичной фауны. Осмотр находок, хранящихся в краеведческих, заводских и школьных музеях пос. Курагино, Каратузское, Березовское, Большая Ирба и дер. Верхний Кужебар, показал полное отсутствие следов воздействия древнего человека. Вероятно, подобная картина отражает незаселенность человеком территории в сартанское время.

Другая сторона вопроса – реконструкция природных условий обитания палеолитического человека. Применительно к Южно-Минусинской котловине вряд ли можно вести речь о «мамонтной степи» или «тундростепи». Остатков мамонта ни на одной из стоянок региона не встречено. Данные по палеогеографии стоянок майнской группы свидетельствуют о мозаичном характере ландшафтов времени сартанского оледенения с чередованием остепненных пространств с лесами по долинам рек. Периодам похолодания отвечает преобладание в спорово-пыльцевых спектрах травянистой растительности, а в фауне повышение роли бизона. В интерстадиальных условиях, напротив, доминировала лесная растительность (преимущественно сосново-березовые леса с участием пихты, ели, лиственницы и кедра), а в фауне благородный олень. О мозаичности ландшафта говорит сочетание в составе фауны животных открытых пространств (бизон, лошадь) и лесных обитателей (благородный олень, а в конце плейстоцена также лось и косуля). Остатки северного оленя встречены на памятниках, расположенных в равнинной и предгорной частях региона, в то время как ни на одной из многочисленных стоянок майнской группы, дислоцированных в северной части Саянского каньона Енисея, их нет.

Геолого-геоморфологическая привязка стоянок позднего палеолита позволяет охарактеризовать условия обитания древнего человека. Культурные слои основной части стоянок приурочены к тонкослоистым толщам супесчано-песчаного аллювия низких надпойменных террас. Судя по данным по наземным моллюскам, поселения древнего человека располагались на местах близ воды с высоким травостоем и кустарниками. Известное по материалам Майнинской стоянки попеременное размещение поселений на разновысотных уровнях может быть объяснено своеобразным гидрологическим режимом рек перигляциальной зоны с затяжными высокими половодьями и частыми паводками [17]. В то же время на Верхнем Абакане, наряду с памятниками на низких террасах, известны стоянки на высоких уровнях, в том числе обширная мастерская близ выходов кварцита Куйбышево 2.

#### Список литературы:

- [1] Абрамова З.А. Находки каменного века в Абакано-Минусинской котловине // Археология Северной и Центральной Азии / А.П. Окладников, А.П. Деревянко (ред.). - Новосибирск, Наука. - 1975. - С. 21–30.
- [2] Абрамова З.А., Астахов С.Н., Васильев С.А., Ермолова Н.М., Лисицын Н.Ф. Палеолит Енисея. – Ленинград/ - Наука. - 1991. - 158 с.
- [3] Акимова Е.В., Харевиц В.М., Стасюк И.В. Изучение позднепалеолитической стоянки Притубинск I в Южно-Минусинской котловине: к вопросу о вариативности кокоревской культуры Среднего Енисея // Известия Иркутского государственного университета. Серия Геоархеология. Этнология. Антропология. – 2020. – Том 31. – С. 3–16.
- [4] Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Акулова В.В., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. О происхождении песчаных отложений в Южно-Минусинской котловине // Геология и геофизика. – 2014. – Том 55. – № 10. – С. 1495–1508.
- [5] Астахов С.Н. Палеолит Тувы. – Новосибирск, Наука. – 1986. – 174 с.
- [6] Астахов С.Н., Васильев С.А., Зубков В.С. Местонахождения каменного века на Верхнем Енисее в районе г. Саяногорска // Археологические вести. – 2019. – № 25. – С. 44–57.

- [7] Васильев С.А. Поздний палеолит Верхнего Енисея. – Санкт-Петербург, Петербургское востоковедение. – 1996. – 224 с.
- [8] Васильев С.А. Расселение позднепалеолитического человека в Южно-Минусинской котловине и ее горном окружении // Труды VI (XXII) Всероссийского археологического съезда в Самаре. – том 1. – Самара, СГПУ. – 2020. – С. 19–20.
- [9] Васильев С.А., Поляков А.В., Амзараков П.Б., Рыжов Ю.В., Корнева Т.В., Сапелко Т.В., Барышников Г.Ф., Бурова Н.Д., Гирия Е.Ю., Ямских Г.Ю. Палеолитический человек в предгорьях Саян: стоянка Ирба 2 близ Курагино (Красноярский край) // Прошлое человечества в трудах петербургских археологов на рубеже тысячелетий (К 100-летию создания российской академической археологии) / Ю.А. Виноградов, С.А. Васильев, К.Н. Степанова (ред.). – Санкт-Петербург, Петербургское востоковедение. – 2019. – С. 83–102.
- [10] Васильев С.А., Ямских А.Ф., Ямских Г.Ю., Кузьмин Я.В., Джулл Т.А. Новые данные по хронологии и палеосреде многослойных стоянок Майнского района на Верхнем Енисее // Актуальные вопросы евразийского палеолитоведения / А.П. Деревянко, М.В. Шуньков (отв. ред.). – Новосибирск, Изд-во ИАЭТ СО РАН. – 2005. – С. 25–35.
- [11] Зубков В.С., Васильев С.А., Бурова Н.Д., Махлаев М.Л., Ямских Г.Ю. Поздний палеолит Верхнего Абакана (Хакасия) // StratumPlus. – 2019. – № 1. – С. 279–294.
- [12] Зяткова Л.К. Новейшая тектоника Западного Саяна. – Новосибирск, Наука. – 1973. – 175 с.
- [13] Лисицын Н.Ф. Поздний палеолит Чулымо–Енисейского междуречья. – Санкт-Петербург, Петербургское востоковедение. – 2000. – 232 с.
- [14] Лисицын Н.Ф., Худяков Ю.С. Дюнные стоянки Хакасии (Койбальская степь). – Санкт-Петербург, ИИМК РАН. – 1997. – 76 с.
- [15] Савенков И.Т. К разведочным материалам по археологии среднего течения Енисея // Известия Восточно-Сибирского отдела Русского географического Общества. – 1887. – том XVII. – № 3-4. – С. 26–101.
- [16] Харевич В.М., Стасюк И.В., Акимова Е.В., Кукса Е.Н., Горельченкова О.А. Археологические исследования в долине реки Тубы // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск, Изд-во ИАЭТ СО РАН. – 2018. – Том XXIV. – С. 165–168.
- [17] Ямских А.Ф. Полицикловые речные террасы Южной Сибири // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского бассейна / Г.И. Худяков (ред.). – Москва, Наука. – 1991. – С. 130–138.
- [18] Komatsu G., Arzhannikov S.G., Gillespie A.R., Burke R.M., Miyamoto H., Baker V.R. Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River // Geomorphology. – 2009. – Vol. 104. – P. 143–164.

## АДАПТАЦИЯ ЭСКИМОСОВ ГРЕНЛАНДИИ И КАНАДЫ К АРКТИЧЕСКОМУ КЛИМАТУ.

С.В. Васильев<sup>1</sup>, С.Б. Борутская<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт этнологии и антропологии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

## ADAPTATION OF THE ESCIMOS OF GREENLAND AND CANADA TO THE ARCTIC CLIMATE

S.V. Vasiliev<sup>1</sup>, S.B. Borutskaya<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Ethnology and Anthropology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Moscow State University. M.V. Lomonosov, Moscow, Russia

Адаптация человека к окружающей среде носит многовекторный характер. Традиционно в антропологии изучается адаптация человека к климатическим условиям и связанной с этим системы жизнеобеспечения. Региональные адаптивные типы независимы от расовой и этнической принадлежности. Они проявляются в виде тенденции к изменению структурных и функциональных признаков в направлении, наиболее благоприятном для существования в определенной среде, что, однако, не препятствует возможности существования человека в других экологических нишах. И все же тенденция эта весьма

ощутима: как мы отмечали, миграция того или иного адаптивного типа в новую среду проходит далеко не безболезненно, поскольку его организм "настроен" на совершенно определенное сочетание экзогенных факторов. Итак, адаптивный тип — это норма реакции, независимо (конвергентно) возникающая в определенных условиях среды обитания в популяциях, которые могут быть не связаны между собой генетически. Согласно этой гипотезе, достаточно четко выделяются несколько устойчивых комплексов биологических признаков, одним из которых является арктический вариант.

Нами была исследована серия остеологического материала, хранящаяся в фондах Музея Человека в Париже. Было измерено 10 мужских и женских скелетов из старых заброшенных эскимосских кладбищ Гренландии и Канады (4 мужских и 2 женских скелета из Гренландии, 2 мужских и 2 женских скелета из Канады), а также 94 отдельные длинные кости конечностей эскимосов из Гренландии.

В результате исследования скелетов канадских и гренландских эскимосов можно сделать следующие выводы. Для эскимосов Гренландии и Канады были характерны укороченные предплечья и голени, что является отражением экологической адаптации к холодным климатическим условиям. Отмечена относительная массивность лучевых, бедренных и большеберцовых костей, особенно у канадских эскимосов. К сожалению, выводы делаются на малом числе наблюдений.

Для эскимосов Гренландии и Канады был характерен рост от низкого до немного выше среднего у мужчин и от роста очень низкого до ниже среднего у женщин. Невысокий рост является отражением адаптации к условиям низких температур и сильных холодных ветров. Палеопатологии черепов связаны с холодовым стрессом, отсутствием в пище достаточного количества витаминов и минералов. Основные патологии на черепках это: утолщение барабанной части височной кости, а также повышенная васкуляризация костей свода черепа. Патологии зубочелюстного аппарата – пародонтоз, а также одонтогенный остеомиелит и прижизненная потеря зубов. Большинство патологий черепов у гренландских эскимосов встречаются реже, чем у азиатских эскимосов, саамов Кольского полуострова, Кольских оленеостровцев Баренцева моря, карелов Муезерского района Карелии. Патологии костей посткраниального скелета (длинные кости) также обусловлены жизнью в условиях холода и низкого уровня инсоляции. Это часто встречающийся пороз концевых структур костей конечностей, остеоартроз, остеоартрит и периостит.

В целом, можно сказать об общей экологической адаптированности гренландских и канадских эскимосов к суровым условиям севера, связанным с холодовыми стрессами.

Работа выполнена при финансовой поддержке в рамках гранта, предоставленного Министерством науки и высшего образования Российской Федерации (№ соглашения о предоставлении гранта: 075-15-2020-910).

---

## **ПОСТДЕПОЗИЦИОННЫЕ НАРУШЕНИЯ КУЛЬТУРНЫХ СЛОЕВ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ ХОТЫЛЕВСКИХ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК**

**Е.В. Воскресенская**

Институт географии РАН, Москва, Россия, kavosk@mail.ru

## **POSTDEPOSITIONAL DISTURBANCES OF CULTURAL LAYERS AND BURIED SOILS AT THE KHOTYLEVO PALEOLITHIC SITES**

**E.V. Voskresenskaya**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Период изучения Хотылевских памятников насчитывает уже более полувека. [1, 3, 9, 13]. Хотылевские стоянки располагаются в пределах пологонаклонного придолинного склона на правом борту долины р. Десна. В строении прибортового участка принимают участие неоплейстоценовые субаэральные лессово-почвенно-криогенные отложения и аллювиальные серии первой половины позднего плейстоцена. Погребенные почвы, с которыми связаны культурные слои палеолитических памятников, представлены

педоседами мезинской полигенетической ископаемой почвы, брянской средневалдайской интерстадиальной почвой и слабо развитыми уровнями почвообразования в лессовидных супесях поздневалдайского возраста.

С гумусовым горизонтом уровня инициального (эфемерного) почвообразования, который залегает на гл. 4,5-4,7 м от поверхности в основании деснинского лессового горизонта, связан культурный слой памятника восточного граветта Хотылево 2 (пункты А-Г). В профиле эмбриональной палеопочвы выделяются горизонт А<sub>1</sub>, представленный коричневато-серым легким суглинком, который с резким контактом сменяется голубовато-серым оглеенным суглинком более тяжелого механического состава - горизонт В<sub>ca-g</sub>. В гумусовом горизонте по сравнению с вмещающими лессовидными суглинками отмечается повышение Сорг до 0,5 %. Содержание карбонатов в горизонте В<sub>ca-g</sub> достигает 6%, что также выше, чем в перекрывающих лессах. Непосредственно постбрянский возраст культурного слоя Хотылево 2 установлен по сериям радиоуглеродных датировок, полученных из костного материала, и составляет от 24 до 19 <sup>14</sup>С т.л.н. [6, 15]. Культурный слой Хотылево 2 локализован на площади более 800 м<sup>2</sup> и представлен преднамеренно уложенными скоплениями костей, преимущественно фрагментами длинных костей конечностей, ребрами, фрагментами черепов, лопаток и тазовых костей шерстистого мамонта, пятнами и прослоями охры, костным углем и расщепленным кремнем [9, 10].

С уровнем эмбрионального почвообразования в основании деснинского лесса связан второй культурный слой городища Кудеярка, идентичный по стратиграфическому положению и характеру находок культурному слою Хотылево 2. Сходные по морфологическому строению уровни эфемерного почвообразования, не содержащие находок, прослеживаются в подстилающих культурный слой лессовидных суглинках на памятнике Хотылево 2 (пункты А-Г), а также в лессовидных супесях, перекрывающих культурные слои позднего палеолита на стоянках Хотылево 6 и Хотылево 2, пункт Д [7].

Можно заключить, что уровни эфемерного почвообразования фиксируют различные по протяженности этапы снижения скорости лессовой аккумуляции в периоды незначительного смягчения климатических условий в начале МИС 2. Частая субгоризонтальная слоистость и линзы опесчаненного материала в перекрывающих уровни эфемерного почвообразования лессовидных супесях свидетельствуют об активизации делювиально-склоновых процессов непосредственно после завершения почвообразования. Характерными постдепозиционными эпигенетическими мерзлотными деформациями уровней инициальных палеопочв являются серии узких субвертикальных трещин шириной до 3 см, отстоящих друг от друга на расстоянии 15-20 см. В плане при зачистке культурного слоя фиксируется полигональная решетка с диаметром полигонов 40-50 см. Еще одним типом структурных мерзлотных нарушений на стоянке Хотылево 2, отмечавшихся преимущественно на расположенных в прибортовой части долины участках памятника, являются проникающие до культурного слоя основания мощных псевдоморфоз по повторно-жильному льду ярославского криогенного горизонта.

С брянской погребенной почвой связаны первый культурный слой памятника Хотылево 2 пункт Д и третий культурный слой памятника Хотылево 6. Радиоуглеродный возраст брянской почвы в центральной части Восточно-Европейской равнины оценивается в пределах от 23 до 32 <sup>14</sup>С тысяч лет назад [14, 17]. Первый культурный слой памятника Хотылево 2 – пункт Д, приурочен к нарушенной криотубационными процессами зоне контакта деснинского лесса с гумусовым горизонтом брянской погребенной почвы. Горизонт с находками залегал на гл. 6,36-6,68 м от поверхности. Костный материал различной степени сохранности, а также единичные находки расщепленного кремня связаны с изометричными в плане пятнами слабогумусированного буровато-серого суглинка, отдельные фрагменты костей отмечались и в перекрывающем серовато-палевом лессовидном суглинке, при этом разброс находок по вертикали достигал 13 см. Принадлежность индустрии культурного слоя к восточному граветту не вызывает сомнений [8]. Профиль почвы общей мощностью 0,5 м состоит из горизонтов А<sub>1</sub>, АВ-В<sub>ca</sub> и В<sub>ca-g</sub>. Между языками гумусированного суглинка горизонта А<sub>1</sub>, залегает желтовато-серый, неравномерно окрашенный, плотный суглинок – горизонт АВ-В<sub>ca</sub>. Ниже прослеживается горизонт В<sub>ca-g</sub>, состоящий из плотного буровато-

серого оглеенного суглинка, в основании которого сформирован горизонт вторичного оглеения. Почвенный профиль разбит субвертикальными трещинами с заполнением из серого оглеенного суглинка с бурыми органо-минеральными затеками по бортам.

В гумусовом горизонте брянской почвы залегает материал третьего культурного слоя стоянки Хотылево 6, который на основании атрибуции коллекции предметов из расщепленного кремня, может быть отнесен к ранней поре верхнего палеолита [11]. Находки представлены изделиями из темно-серого местного кремня, часть из них была перемещена вниз по профилю погребенной почвы за счет мерзлотных постдиспозиционных нарушений. Почвенный профиль имеет общую мощность до 0,6 м и состоит из горизонтов  $A_1$  и  $V_{ca-g}$ . Материал горизонта  $A_1$  представлен темно-серым и коричневатобурым суглинком. Содержание Сорг. в гумусовом горизонте достигает 0,8%. Горизонт  $V_{ca-g}$  сложен белесоватосерым суглинком с новообразованиями вторичных карбонатов типа белоглазки, в нем содержание карбонатов достигает 10%. Погребенная почва разбита на блоки системой мерзлотных трещин владимирского криогенного горизонта, верхняя часть профиля несет следы нарушений солифлюкционно-делювиальными процессами. Клиновидные деформации достигают размеров 1,5 м по вертикали и заполнены темно-серым оглееным суглинком с белесоватой каймой вторичных карбонатов по бортам. Основания более крупных трещин (около 1 см шириной) заполнены серым с белесоватым оттенком суглинком, более мелкие трещины (шириной менее 0,5 см) заполнены темно-серым гумусированным суглинком.

Отдельные находки расщепленного кремня в основании разрезов на верхнепалеолитических стоянках Хотылевской группы и верхние культуросодержащие слои среднепалеолитического памятника Хотылево 1 связаны с педоседиментами мезинского педокомплекса. В строении мезинского педокомплекса выделяются две фазы почвообразования: салынская межледниковая микулинская (лесная) - с горизонтами  $A_2-Vt-C$  и интерстадиальная ранневалдайская (лугово-черноземная либо дерновая) крутицкая - с горизонтами  $A_1-V$ . [2; 14]. В основании разрезов пунктов А-Г Хотылево 2, расположенных в прибортовой части склона, на коренных мергелисто-меловых отложениях залегают педоседименты мезинского почвенного комплекса - сложно построенная толща, состоящая из переслаивающихся линз темно-коричневого сильно гумусированного суглинка, тонкозернистого рыжеватого песка, мергелистой глины и мела-сурки. Помимо включений обломков мелового темно-серого кремня, в данной толще залегает и расщепленный кремень среднепалеолитического облика. С нарушенными солифлюкционно-делювиальными деформациями педоседиментами крутицкого горизонта мезинского педокомплекса связаны находки третьего культурного слоя городища Кудеярки, о культурной принадлежности которого судить пока довольно затруднительно, но можно констатировать его общую архаичность. В сходных условиях залегают немногочисленные находки из второго культурного слоя пункта Д Хотылево 2 [8]. В пределах средней части придолинного склона, где расположен пункт Д памятника Хотылево 2, профиль мезинского педокомплекса имеет лучшую сохранность, хотя и деформирован за счет солифлюкционно-криотурбационных процессов смоленского криогенного горизонта. Здесь в почвенном профиле выделяются горизонты  $A_1-V$  крутицкой фазы мезинского почвенного комплекса и горизонты  $A_2-Vt$ -салынской фазы. Материал горизонтов  $A_1-V$  переотложен, залегает в виде изометричных пятен коричневатосерых и темно-бурых суглинков, в нижней части - в виде линз темно-серого (до черного), обогащенного углистыми частицами, гумусированного суглинка (содержание Сорг. около 0,9%). Нижний контакт - резкий, фестончатый, осложненный нарушениями типа инволюций. Помимо криотурбационных нарушений, горизонт разбит проникающими из вышележащих отложений субвертикальными мерзлотными трещинами владимирского криогенного горизонта с заполнением из темно-серого оглеенного суглинка, шириной в средней части до 5 см. В верхней части горизонта  $A_1$  по бортам трещин отмечаются разрывы и взбросы линз темного гумусированного суглинка.

Материал горизонтов  $A_2-Vt$  салынской фазы мезинского комплекса представлен кирпично-ржавыми и белесыми тонкозернистыми песками с прослоями ортзандов, переходящие в горизонт С - желтовато-палевые пески и алевроиты с субгоризонтальными прослоями мелкозернистого песка. В данном горизонте также отмечаются

криотурбационные деформации по верхнему контакту и заполненные рыжеватым алевроитом мерзлотные клинья. Почвенный профиль сформирован на флювиогляциальных отложениях днепровского возраста, которые, в свою очередь, залегают на коренных мергелисто-меловых осадках верхнемелового возраста. [7].

По бортам древних балок и на прибортовом участке долины в пределах Хотылевского среднепалеолитического местонахождения педоседименты мезинского почвенного комплекса перекрыты мощной (до 10 м) слоистой толщей разнородных песков и алевроитов, которая слагает тыловые фрагменты не выраженной в современном рельефе долины террасы Десны, формировавшейся на протяжении ранневалдайского времени [4, 5, 12,16]. Среднепалеолитические культуросодержащие горизонты залегают как непосредственно на коренных глауконитовых песках в отложениях пойменной и русловой фации аллювия, так и в педоседиментах мезинского педокомплекса. Чередование этапов активизации боковой эрозии и аллювиальной аккумуляции на протяжении формирования памятника приводило к неоднократному постдепозиционному перемещению материала мезинского педокомплекса с захватом материала из коренных меловых отложений, на которые накладывались процессы криотурбационно-солифлюкционного перемешивания и переотложения материала из культурных слоев среднего палеолита, в отложения пойменных и русловых фаций.

*Работа выполнена в рамках Государственного задания 0148-2019-0005 «Палеогеографические обстановки четвертичного периода и рельефообразующие процессы как основа современных ландшафтов и фактор жизнедеятельности древнего и современного человека»*

#### Список литературы:

- [1] Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Маркова А.К., Ударцев В.П. О возрасте и условиях обитания стоянки Хотылёво II на Десне // Палеоэкология древнего человека.– М.: «Наука».– 1977.– С.40-50.
- [2] Величко А.А., Морозова Т.Д. Эволюция почвообразования в палеогеографическом освещении // Почвоведение.–1985. – № 11. – С. 76-85.
- [3] Вишняцкий Л.Б., Воскресенская Е.В., Зарецкая Н.Е., Гаврилов К.Н., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И., Машенко Е.Н., Очередной А.К., Степанова К.Н., Хлопачев Г.А., Hoffecker J.F., Frouin M. Культурная география палеолита Восточно-европейской равнины: от микока до эпиграветта. Брянск, Бетово, Хотылёво, Юдиново 10-16 сентября 2019. Путеводитель конференции - полевого семинара.– Москва.– 2019.– 203 с.
- [4] Воскресенская Е. В. Комплекс Хотылевских среднепалеолитических стоянок: палеогеография и хронология // Пути эволюционной географии: МВНК памяти проф. А. А. Величко (Москва, 23–25 ноября 2016 г.).– Москва: ИГРАН.– 2016.– С. 653–657.
- [5] Воскресенская Е.В., Вишняцкий Л.Б, Зюганова. И.С., Новенко Е.Ю, Очередной А.К. Новые данные об условиях формирования и возрасте отложений среднепалеолитического памятника Хотылево I (бассейн р.Десна) // Материалы 7-го Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Квартер во всем его многообразии: фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований».– Апатиты: Геологический институт КНЦ РАН.– 2011.–С. 116-119.
- [6] Воскресенская Е.В., Гаврилов К.Н., Зарецкая Н.Е., Панин А.В.О периодизации памятников верхнего палеолита в окрестностях с.Хотылево//«Русский сборник», Брянск.– 2016.– С. 33-43.
- [7] Воскресенская Е.В., Гаврилов К.Н., Машенко Е.Н. Стоянка Хотылёво 2, пункт Д: предварительные итоги раскопок 2010 и 2012 гг. // Деснинские древности – VII. Материалы межгосударственной научной конференции, посвящённой памяти Ф.М. Заверняева. – Брянск: Группа компаний «Десяточка».– 2012.– С. 8-20.
- [8] Воскресенская Е.В., Гаврилов К.Н., Машенко Е.Н., Панин А.В. Некоторые итоги комплексных исследований Хотылевских верхнепалеолитических памятников: хроностратиграфия, археозоология, культурная атрибуция / Геология палеолита Северной Азии: к столетию со дня рождения С.М. Цейтлина. Материалы докладов международной геолого-археологической конференции (симпозиума)– АНО «Археологическое исследование Сибири». Красноярск.– 2020.– С. 43-46.
- [9] Гаврилов К.Н. Верхнепалеолитическая стоянка Хотылёво 2. – М.«Таус».– 2008.– 256 с.

[10] Гаврилов К.Н., Воскресенская Е.В. Новый комплекс верхнепалеолитической стоянки Хотылёво 2: пространственная структура и стратиграфия культурного слоя // КСИА.– 2012.– Вып. 227. –Москва.– С. 70–82.

[11] Гаврилов К.Н., Воскресенская Е.В. Первый памятник ранней поры верхнего палеолита в Верхнем Подесенье //Российская археология.–2014.–№ 3.–С. 5–18.

[12] Гричук В.П. Растительность Русской равнины в эпоху мустье // Природа и развитие первобытного общества территории европейской части СССР: К VIII Конгрессу INQUA (Париж, 1969).–М.– 1969.–С. 42-53.

[13] Заверняев Ф.М. Хотылевское палеолитическое местонахождение. Л.–1978.–123 с.

[14] Морозова Т.Д Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене / М. «Наука».– 1981.– 281 с.

[15] Gavrilov K., Voskresenskaya E., Maschenko E., Douka K.. East Gravettian Khotylevo 2 site: Stratigraphy, archeozoology, and partial organization of the cultural layer at the newly explored area of the site //Quaternary International– 2015– vol.359-360– P. 335-346.

[16] Hein M., Weiß M., Lauer T., Goldberg P., Ocherednoy A.K. Luminescence chronology of the key middle paleolithic site Khotylevo I (western Russia): implication for the timing of occupation, site formation and landscape development/Культурная география палеолита Восточно-Европейской равнины: от микрочастиц до эпиграфита. Тезисы докладов. –2019.– С. 19-20.

[17] Sinitsyn A.A., Hoffecker J.F., Radiocarbon dating and chronology of the Early Upper Paleolithic at Kostenki //Quaternary International.– 2006.– Vol.152–153.– P. 164–174.

## **КОСИНСКИЕ МЕЗОЛИТИЧЕСКИЕ СТОЯНКИ И ИХ ПРИРОДНОЕ ОКРУЖЕНИЕ**

**Д.А. Демаков<sup>1</sup>, Е.Л. Лычагина<sup>1,2</sup>, Н.Е. Зарецкая<sup>3,4</sup>, Е.Г. Лаптева<sup>5</sup>, С.С. Трофимова<sup>5</sup>,  
П.А. Косинцев<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>Пермский государственный гуманитарно-педагогический университет, Пермь, Россия,  
demakov-denis@mail.ru

<sup>2</sup>Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия,  
lychaginae@mail.ru

<sup>3</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, n\_zaretskaya@inbox.ru

<sup>4</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>5</sup>Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия,  
lapteva@ipae.uran.ru, svetlana.trofimova@ipae.uran.ru, kpa@ipae.uran.ru

**KOSINSKY MESOLITHIC SITES AND THEIR NATURAL ENVIRONMENT  
D.A. Demakov<sup>1</sup>, E.L. Lychagina<sup>1,2</sup>, N.E. Zaretskaya<sup>3,4</sup>, E.G. Lapteva<sup>5</sup>, S.S. Trofimova<sup>5</sup>,  
P.A. Kosintsev<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>Perm State Humanitarian Pedagogical University, Perm, Russia

<sup>2</sup>Perm State University, Perm, Russia

<sup>3</sup>Institute of Geography, RAS, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

<sup>5</sup>Institute of Plant and Animal Ecology Urals Branch of the RAS, Ekaterinburg, Russia

Косинские стоянки (Коса I-III) расположены в Косинском районе Пермского края. Они были открыты в ходе разведки В.П. Денисова в 1962 г. В том же году В.П. Денисовым на стоянке Коса I были проведены раскопки на площади 376 м<sup>2</sup>. Каменный инвентарь памятника, по мнению автора раскопок, отражал заключительный этап развития мезолита в Верхнем Прикамье. На территории Верхнего и Среднего Прикамья выделяется камская мезолитическая культура [1]. Предварительно, она может быть датирована 11-8 тыс. л.н.

В 2018 г. было начато комплексное изучение стоянок, включающее археологические раскопки на современном методическом уровне и палеоэкологические исследования.

Стоянка Коса I находится в 1,6 км к ССЗ от п. Кордон. Она расположена на краю 1-й надпойменной террасы р. Лолог (левого притока р. Косы), поверхность которой возвышается над заболоченным палеоруслом не более чем на 6-7 м (рис. 1).





Рис. 1. Косинские мезолитические стоянки и точки отбора образцов для палеоэкологических исследований.

Стоянка Коса II находится в 1,9 км к ССЗ от п. Кордон. Она расположена на пологонаклонном уступе той же террасы. Поверхность стоянки возвышается над заболоченным палеоруслем не более чем на 4 м (рис. 1).

Стоянка Коса III расположена в 1,95 км к северу от п. Кордон на мысу древней пойменной гривы, также ассоциированной с первой террасой (рис. 1). Её выровненная поверхность возвышается над заболоченным палеоруслем не более чем на 1,5-2 м [4].

В целях реконструкции природной среды бытования человека в раннем голоцене были проведены палеоэкологические исследования, включавшие геоморфологический, радиоуглеродный, палеокарпологический и спорово-пыльцевой анализы, в окрестностях Косинских стоянок. Отбор образцов на три последних вида анализа проводился с помощью ручного бурения торфяников.

Геоморфологический анализ показал, что Косинские стоянки приурочены к поверхности 1-й террасы р. Лолог позднеплейстоценового возраста (определён  $^{14}\text{C}$  методом по включённым в тело террасы органогенным отложениям). Её поверхность расчленена палеоруслами, которые были активны во время формирования этой террасы, но, по-видимому, подновлялись и в позднеледниковое время, и в раннем голоцене. Стоянки Коса I и II расположены на берегу подобного палеорусла. Коса I находится ниже по течению, в его приустьевой части. По подошве заполнения палеорусла с глубины 3.9 м была получена дата  $9350 \pm 50$  (10600-10500 кал. л.н., ГИН-15880), показывающая, что русло было активным в раннем голоцене, синхронно раннему мезолиту. По заполнению палеорусла у стоянки Коса II с глубины 2.3 м была получена дата  $7075 \pm 40$  (7900-7600 кал. л.н., ГИН-15881), показывающая, что русло здесь функционировало в более позднее время, синхронное финальному мезолиту.

Стоянка Коса III расположена на поверхности древней гривы, осложняющей поверхность террасы. По заполнению палеорусла у стоянки с глубины 2.35 м была получена дата  $7100 \pm 50$  (7970-7920 кал. л.н., ГИН-15884), также указывающая на активность русла в финальном мезолите.

Спорово-пыльцевой и палеокарпологический анализы дали следующие результаты.

Наиболее древние спорово-пыльцевые спектры (СПС), изученные в данном районе, соответствуют позднеледниковью ( $11900 \pm 60$ , 13800-13730 кал. л.н. (ГИН-15886)) (рис. 1). В СПС преобладает пыльца травянистых растений (84%), основной фон которой составляют осоки (Cyperaceae – 74%) при участии полыни (*Artemisia* – около 5%), злаков (Poaceae – 3%) и единичного разнотравья, в том числе видов семейств Chenopodiaceae, Polygonaceae, Rosaceae). Доля пыльцы древесных растений составляет 16%, включая обилие пыльцевых зерен кустарниковых берез (*Betula* sect. *Nanae* – около 9%) и единичную встречаемость ели (*Picea*), сосны (*Pinus sylvestris*-type) и березы древовидной (*Betula* sect. *Albae*).

СПС отражает господство открытых ландшафтов, вероятно перигляциального облика. Были распространены кустарниковые заросли из берез, ив. В растительном покрове деревья большую роль не играли, могли встречаться лишь единичные ели. В травяном покрове были обильны осоки, злаки, встречались виды гречишных, розоцветных, полыни, маревые.

Данные по макроостаткам растений также показали, что в ландшафте преобладали кустарниковые березы *Betula humilis*. Встречались относительно холодолюбивые виды плаунок *Selaginella selaginoides* и эндемичный для Урала *Potamogeton sibiricus* [6, 5]. Была развита растительность мелководной зоны из *Hippuris vulgaris* и *Sparganium*. Среди околководных видов доминируют осоки *Carex*, а так же *Heleocharis palustris* и *Ranunculus gmelinii*, что указывает на существование отмелей. В условиях холодного климата позднеледниковья здесь находился водоем с низкорослой околководной растительностью и зарослями кустарниковых берез по берегам.

СПС, полученные из скважины рядом со стоянкой Коса I, соответствуют пребореальному периоду голоцена (рис. 1). Преобладает пыльца древесных пород (87%), среди которой обильна пыльца сосны и березы древовидной при участии ели. Присутствует пыльца кустарниковых берез (5%). Доля пыльцы травянистых растений незначительна, присутствуют осоки, злаки и разнотравье.

СПС отражает лесной тип растительности. Существовали леса таежного типа, древостой которых формировали сосна, береза древовидная и ель. В подлеске встречались кустарниковые березы.

По макроостаткам растений в пребореальном периоде реконструируются условия относительно глубоководного палеоводоема по составу водных видов (рдест *Potamogeton praelongus*, кувшинка *Nymphaea alba*, кубышка *Nuphar*) В окрестностях водоема рос березовый лес с участием ели и сосны. Видовой состав палеофлоры аналогичен современной растительности, что позволяет предполагать также близкие условия климата.

СПС соответствующий бореальному периоду, получен из разреза скважины, пробуренной в древней ложбине стока к востоку от русла р. Косы (8750±40, 9780-9660 кал. л.н. (ГИН-15885)) (рис. 1). Преобладает пыльца древесных пород (65%), среди которой обильна пыльца березы древовидной и сосны при участии ели. Присутствует пыльца кустарниковых берез (5%). Доля пыльцы травянистых растений составляет 35%, присутствуют осоки, злаки, полыни и разнотравье.

СПС отражает лесной тип растительности. Леса таежного типа с преобладанием березовых и сосновых формаций при участии ели. Кустарниковые березы также встречались в подлеске. Обилие березовых формаций может быть следствием хозяйственной деятельности мезолитического населения, либо следствием пожара (встречаются мелкие угольки в препаратах) и присутствует пыльца *Onagraceae* (иван-чая), являющегося пионерным видом на пожарищах.

Комплекс растительных макроостатков состоит из осок *Carex*, среди которых много обугленных семян (33 экземпляра), единичны остатки водного вида *Myriophyllum verticillatum*. Вероятнее всего такой обедненный состав связан с прошедшим пожаром, что не позволяет реконструировать растительное сообщество. В пробе, отобранной выше датированной, также найдены обугленные макроостатки осок и хвоя ели.

СПС, полученный для подошвы скважины рядом со стоянкой Коса III (рис. 1), соответствует атлантическому периоду голоцена. Преобладает пыльца древесных пород (93%), в которых возросла доля ели до 20% при обилии пыльцы сосны и березы древовидной. Встретились единичные пыльцевые зерна ольхи и вяза. Пыльца кустарниковых берез содержится в небольшом количестве.

СПС отражает лесной тип растительности. В лесах, наряду с березовыми и сосновыми, возросла роль еловых формаций. В древостое встречался вяз, в прибрежных зарослях появилась ольха. Распространились широколиственно-хвойные леса, характерные для Верхнего Прикамья и прилегающих территорий в среднем голоцене.

Судя по макроостаткам растений, в этот период на изученной территории был палеоводоем с медленно текущей или стоячей водой (появляется ряска). В окрестностях произрастал смешанный хвойно-березовый лес.

В течение 2018-2020 гг. проводились археологические исследования стоянки Коса II. В результате, было изучено 49 м<sup>2</sup> площади памятника. В 2018 г. из восточной стенки центрального шурфа была отобрана колонка образцов для спорово-пыльцевого анализа. Остеологический материал, обнаруженный в ходе раскопок, был представлен мелкими кальцинированными костями животных и рыб. Коллекция каменного инвентаря состоит из 3149 предметов. Полученная коллекция близка к материалам стоянки Коса I из раскопок В.П. Денисова. Сходство просматривается в составе сырья, наличии большой группы отщепов, большом количестве средних пластин. Предварительно памятник может быть отнесен, по аналогии со стоянкой Коса I, к позднему мезолиту [3].

Спорово-пыльцевой анализ образцов из шурфа показал довольно однообразные СПС, характеризующиеся обилием пыльцы сосны при участии зерен ели и березы. Необычно, что единичная пыльца пихты встречается практически во всех спектрах образцов. Данные СПС могут отражать существование смешанных хвойных лесов с преобладанием в древостое сосны, как до появления, так и во время функционирования стоянки древнего человека. Ель и береза являлись спутниками.

СПС с обилием пыльцы ивы в нижней части «культурного слоя», вероятно, может указывать на использование ивы в хозяйственной деятельности. В частности, она могла применяться для изготовления вершей или плетения корзин. В спектрах «культурного слоя» также встречены пыльцевые зерна *Onagraceae*. В препаратах также встречаются мелкие частицы угля. Все это свидетельствует об активном освоении пространства человеком во время существования стоянки [2].

Культурный слой стоянки Коса II пока не датирован, но, опираясь на данные типологии и результаты спорово-пыльцевого анализа, можно предположить, что время его формирования находится в хронологическом промежутке 9-8 тыс. лет назад.

Анализ остеологического материала из раскопок 2018-2020 г., показал наличие костей крупных и средних млекопитающих (лось, северный олень, бобр, волк?) и костей рыб (окунь, щука, судак, карповые), что позволяет предположить постепенную трансформацию хозяйственной деятельности населения от подвижной охоты к сочетанию охоты и рыбной ловли и появлению частичной оседлости.

Мы полагаем, что освоение этого региона человеком происходило в позднебореальный период. Небольшие группы людей могли заниматься охотой в смешанных, в основном сосновых, лесах и рыболовством, останавливаясь на берегах р. Лолог.

*Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки Пермского края, соглашение № С-26/1192 от 19.12.2019 г. и Фонда Президентских грантов, проект №21-1-000880 «Косинские древности Пермского края: археология и музология».*

Список литературы:

- [1] Бадер О.Н. Мезолит лесного Приуралья и некоторые вопросы изучения мезолита // МИА. – 1966. – № 126. – С. 194-205.
- [2] Демаков Д.А., Лычагина Е.Л., Лаптева Е.Г. Первые итоги раскопок на мезолитической стоянке Коса II // Труды Камской археолого-этнографической экспедиции. Вып. XV: Хозяйственно-культурный облик Предуралья: сб. науч. тр. – Перм. гос. гуманитар.-пед. ун-т. – Пермь, 2019. – С. 4-10.
- [3] Денисов В.П., Мельничук А.Ф. Косинская I, стоянка – памятник позднего мезолита в Прикамье // Проблемы изучения древней истории Удмуртии. – Ижевск, 1987. – С. 19-25.
- [4] Зарецкая Н.Е., Лычагина Е.Л., Демаков Д.А., Косинцев П.А., Лаптева Е.Г., Трофимова С.С. Косинские стоянки в контексте мезолита Верхнего Прикамья: природная среда и новые данные // V Северный археологический конгресс. Тезисы докладов. – Екатеринбург: ООО Универсальная типография "Альфа-Принт", 2019. – С. 322-325.
- [5] Поспелова Е.Б., Поспелов И.Н. Флора сосудистых растений Таймыра и сопредельных территорий. – Ч.1. – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2007. – 457 с.
- [6] Флора Сибири. Кашина Л.И., Красноборов И.М., Шауло Д.Н. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. – 200 с.

**ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК АРХИВ ИНФОРМАЦИИ О РАННЕМ  
АНТРОПОГЕННОМ ВОЗДЕЙСТВИИ НА ЛАНДШАФТЫ ВИШТЫНЕЦКОЙ  
ВОЗВЫШЕННОСТИ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ПРИБАЛТИКА)****О.А. Дружинина<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия,  
olga.alex.druzhinina@gmail.com<sup>2</sup>РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия**LAKE SEDIMENTS AS AN ARCHIVE OF INFORMATION ON EARLY  
ANTHROPOGENIC IMPACT ON LANDSCAPES OF THE VISHTYNETSKAYA UPLAND  
(SOUTH-EASTERN BALTIC)****O.A. Druzhinina<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia,<sup>2</sup>Herzen University, Saint-Petersburg, Russia

В рамках исследований раннего антропогенного влияния на окружающую среду Юго-Восточной Прибалтики был проведен комплексный анализ палеолимнологических данных оз. Камышовое (Виштынецкая возвышенность, Калининградская область) и корреляция результатов с известными археологическими и историческими данными [1]. В результате исследований получено первое представление о ранней антропогенной деятельности на Виштынецкой возвышенности – территории, которая является одной из самых малоизученных в палеогеографическом и археологическом отношении в Прибалтике.

В процессе исследований, на основе данных спорово-пыльцевого, диатомового и геохимического анализов, была прослежена четкая корреляция между динамикой окружающей среды и историческим развитием общества, выразившаяся во взаимосвязи исторических периодов с важнейшими этапами эволюции природной среды. В то же время, исследование показало, что при изучении позднего палеолита и мезолита Юго-Восточной Прибалтики примененные палеолимнологические методы не обладают достаточным разрешением для того, чтобы выявить все особенности взаимодействия человека и окружающей среды, на которые указывают археологические данные.

Так, например, обнаруженные на Виштынецкой возвышенности и приграничном Мазурском поозерье (Польша) археологические стоянки свидетельствуют о том, что люди осваивали эту территорию с позднеледниковья. По сохранившимся артефактам с палеолитических стоянок известно о сборе и обработке древесины различных пород деревьев, среди которых определены *Betula* sp., *Alnus* sp., *Populus* sp. Находки мезолита свидетельствуют об использовании уже более 30 таксонов деревьев и кустарников, в том числе *Alnus* sp., *Pinus sylvestris*, *Corylus avellana*, *Quercus* sp., *Ulmus*, *Fraxinus*, *Populus*, *Salix*, *Tilia* и *Larix/Picea* [2], хотя активное использование древесины не оставило видимого отражения в локальных спорово-пыльцевых спектрах. Полученные палеоботанические и геохимические данные по оз. Камышовое позволяют с уверенностью проследить присутствие и деятельность человека на рассматриваемой территории только с конца мезолита. Так, согласно корреляции данных анализа микроугольков и пыльцы, на Виштынецкой возвышенности выявлено несколько пиков антропогенной активности в неолите: ~ 6300, 5900, 5700, 5200, 4700, 4300, 4000 кал.л.н. Исследование также показало, что возделывание культурных злаков (*Cerealia*) на этой территории началось не позднее 5100 кал.л.н., что хорошо согласуется с другими имеющимися региональными данными.

В ходе работ впервые рассмотрены признаки возникновения древней металлургии в регионе и ее влияние на природные параметры окружающей среды. Геохимический анализ озерных отложений выявил возрастающие концентрации Cu, Ni, Pb, As и, в целом, группы тяжелых металлов с глубин, соответствующих бронзовому веку. Прослежена также четкая корреляция пиков содержания Ni и Pb с максимальными значениями на кривой микроугольков. Предварительные результаты показывают, что на Виштынецкой

возвышенности древняя металлургия стала процессом преобразования окружающей среды, по крайней мере, с железного века.

Подводя итоги, исследование выявило растущую активизацию деятельности человека на Виштынецкой возвышенности, начиная с бронзового века. Эта тенденция была прервана историческими событиями 14 века н.э., связанными с завоеванием территории крестоносцами Тевтонского ордена.

Дальнейшие работы по изучению раннего антропогенного влияния на окружающую среду Юго-Восточной Прибалтики планируется проводить с расширением арсенала научно-исследовательских методов и включением в него микробиоморфного, NPP, анализа микрошлаков и т.д.

*Аналитические исследования выполнены в рамках госзадания ИО РАН № 0128-2021-0012, а также госзадания № FSZN – 2020 – 0016.*

Список литературы:

[1] Druzhinina O., Kublitskiy Y., Stančikaitė M., Nazarova L., Syrykh L., Gedminienė L., Uogintas D., Skipityte R., Arslanov Kh., Kulkova M., Subetto D. The Late Pleistocene – Early Holocene Palaeoenvironmental Evolution in the SE Baltic Region, Kaliningrad District, Russia: a new approach based on chironomid, geochemical and isotopic data from Kamyshovoe Lake // *Boreas*. – 2020. DOI:10.1111/bor.12438.

[2] Wasnik, A., Gumiński, W., Cywa, K., Bugajska, K., Forests and foragers: exploitation of wood resources by Mesolithic and para-Neolithic societies in north-eastern Poland / *Vegetation History and Archaeobotany* 29, – 2020. – P. 717–736.

### **КУШЕВАТ – ПАМЯТНИК НАЧАЛА ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА В НИЗОВЬЯХ ОБИ: ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ**

**И.Д. Зольников<sup>1</sup>, А.А. Анойкин<sup>1</sup>, Е.А. Филатов<sup>1</sup>, А.В. Выборнов<sup>1</sup>, Е.В. Пархомчук<sup>1</sup>,  
С.К. Васильев<sup>1</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия,  
vse-snega@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, roger.kurbanov@gmail.com

### **KUSHEVAT – THE EARLY UPPER PALEOLITHIC SITE IN THE LOWER OB RIVER: GEOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL SETTINGS, PALEONTOLOGY AND GEOCHRONOLOGY**

**I.D. Zolnikov<sup>1</sup>, A.A. Anoinin<sup>1</sup>, E.A. Filatov<sup>1</sup>, A.V. Vybornov<sup>1</sup>, E.V. Parhomchuk<sup>1</sup>,  
S.K. Vasilev<sup>1</sup>, R.N. Kurbanov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Archeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography, Moscow, Russia

Сегодня уже не вызывает сомнения тот факт, что освоение Арктической и Субарктической областей Евразии человеком современного типа началось не в голоцене, а в позднем неоплейстоцене [1]. Наиболее ярким свидетельством присутствия людей на севере азиатской части материка во временном интервале 45–30 тыс. л.н. является Янская стоянка [2]. В европейской части материка известно несколько археологических объектов этого же возраста в бассейне Печоры (Мамонтова Курья, Бызовая), расположенных вблизи полярного круга [3]. Находящаяся между этими регионами обширная территория бассейна Нижней Оби до последнего времени оставалась «белым пятном» на палеолитической карте Евразии. Наиболее северным памятником, открытым недалеко от устья Иртыша, в начале 2000-х годов, являлось местонахождение Луговское, относящееся к финалу верхнего палеолита [4]. В 2015 г. в низовьях Оби еще на 350 км севернее был обнаружен еще один памятник финальной поры верхнего палеолита - Комудваны [5].

С 2016 г. целенаправленные поиски палеолитических объектов в долине Нижней Оби и на ее притоках проводятся экспедиционными отрядами ИАЭТ СО РАН (г. Новосибирск). Теоретической основой этих исследований являются современные представления об отсутствии в эпоху MIS 3 палеогеографических (ледники и ледниково-подпрудные бассейны) и климатических барьеров, препятствовавших освоению этой территории. Дополнительную мотивацию к поискам объектов палеолита в стратифицированном залегании давали находки на прирусловых отмелях каменных артефактов палеолитического облика и остатков мегафауны со следами обработки человеком [6]. Однако, значительные мощности субаэральных отложений не приводили к успеху попытки вскрыть шурфами наиболее перспективные в археологическом отношении отложения первой половины эпохи МИС 3.

В ходе рекогносцировочных работ 2019-2020 гг. на правом берегу Кушеватской протоки р. Большая Обь в пределах заброшенного пос. Кушеват перспективным участком был признан правый борт короткой, но широкой долины безымянного ручья (курья), где в результате эрозионной деятельности ручья и склоновой денудации мощность субаэрального покрова не превышала 3 м. Здесь была заложена серия шурфов, в трех из которых удалось вскрыть костеносный горизонт. В 2020 г. в костеносном горизонте обнаружен рог северного оленя со следами искусственного воздействия в виде серии параллельных насечек, что позволило рассматривать данное местонахождение, как потенциальный памятник археологии палеолитического времени [7]. В 2021 г. на памятнике было заложено два раскопа общей площадью 44 кв. м. Раскопы располагались на правом берегу безымянного ручья (Кушеватская курья), впадающего в Кушеватскую протоку. Раскопы были размечены внутри территории, ограниченной тремя шурфами с зафиксированным фаунистическим материалом.

Число слоев оказалось разным не только в близрасположенных раскопах, но и внутри них. Геологическое строение оказалось сложным и меняющимся вдоль вскрытых стенок. Поэтому многочисленные геологические тела были объединены по особенностям гранулометрического состава, текстур и генезиса в четыре основных пачки. Описание дается сверху-вниз по наиболее представительному первому раскопу:

Пачка 1. Покровно-субаэральная. Начинается с современной лесной почвы, которая включает дернину, светло-серый подзолистый горизонт и буровато-рыжеватый (за счет ожелезнения) горизонт вмывания. Общий генезис пачки – субаэральный покров с участием термокарстово-лужевых, эоловых, делювиальных, солифлюкционных (преимущественно медленных, вязко-текучих) процессов. Залегание пачки плащеобразно-облекающее. Мощность от 0,2 до 0,7 м, в среднем 0,3-0,4 м.

Пачка 2. Сплывная (велофлюксий, т.е. быстрый солифлюксий). Залегает непосредственно под покровно-субаэральной пачкой. В изученных сечениях наблюдается до пяти-шести слоев, которые существенно меняются по мощности от 2 м и более до полного выклинивания. Отложения представлены серым с буроватым оттенком алевроитом, участками, опесчаненным до алевропеска, иногда суглинистым до алевропелита; реже встречается пескоалевропелит. Грубообломочный материал, как правило, отсутствует; редко встречается в приподошвенных участках. Общий генезис пачки – серия солифлюкционных сплывов быстропротекающего характера. Аналогичные сплывные отложения характерны для субарктических территорий и представляют собой узкие протяженные выбросы разжиженной грязи в сотни метров длиной. Пачка выполняет и запаковывает эрозионную палеоложбину древнего ручья. Отдельные нижние сплывы, в восточных сечениях раскопов, разделены песчаными аллювиальными (ручьевыми) слоями. Общая мощность пачки в изученных сечениях достигает 2,7 м. При этом ее мощность закономерно уменьшается с запада на восток (до 0,4 м), по направлению от водораздельной возвышенности к берегу безымянного ручья, на склоне долины которого заложены раскопы.

Пачка 3. Ручьевого аллювий (аллювий притока Кушеватской курьи). Залегает под сплывной пачкой 2 и частично фациально её замещает. Отсутствие отложений пачки 3 непосредственно над кровлей отложений пачки 2 объясняется тем, что после запаковывания солифлюкционными сплывами палеодолины ручья, эрозионная деятельность ручья сместилась восточнее (вероятно в эпоху LGM), что привело к выработке нового русла современной Кушеватской курьи и углублению уровня формирования ручьевого аллювия. Это позволяет считать отложения пачек 2 и 3, вскрытых в раскопах, одновозрастными фациальными аналогами. Однако, следует отметить, что изучаемая эрозионная палеоложина, впоследствии заполненная грязью солифлюкционных сплывов, изначально была выработана ручьем Кушеватской курьи, эрозионная и аккумулятивная деятельность которого затем сместилась в расположенную рядом более молодую эрозионную форму. Очевидно, что отложения ручьевого аллювия Кушеватской курьи начали формироваться до накопления сплывных отложений пачки 2 и продолжают формироваться в настоящее время, т.е. уже после образования отложений покровной пачки 1. Тем не менее, в сечениях, вскрытых раскопами, отложения пачки 3 занимают стратиграфическое положение под пачкой 1, а также под верхними слоями пачки 2, при этом фациально замещают нижнюю часть пачки 2, чередуясь с ее нижними слоями. К подошве пачки ручьевого аллювия приурочен основной костеносный горизонт.

Пачка 4. Аллювиальная (аллювий Большой Оби). Залегает под отложениями пачек 1-3. Представлена хорошо промытыми, светло-серыми мелко-среднезернистыми песками, с параллельной, субгоризонтальной тонко-мелкой слоистостью, а также косой слоистостью, восходящей рябью течения. Генезис трактуется как типичный аллювий Оби; в основном фация прирусловой отмели. Обычно перекрывается с ровным эрозионным контактом, или же ямчатыми за счет мульд отложениями ручьевого аллювия пачки 3. Подошва не вскрыта, но судя по пескам данной пачки, которые обнажаются на прирусловых отмелях Большой Оби в данном участке, ее мощность превышает 3-5 м. Нами отложения этой пачки рассматриваются как аллювиальный ярус II надпойменной террасы Большой Оби. Вскрытая мощность – до 1,0 м.

Костеносный слой выявлен в обоих раскопах на глубине от 2,5 до 3,5 м. В среднем его мощность не превышает 0,2 м, а археологические и палеонтологические материалы в основном залегают в подошве, на контакте аллювия Оби и аллювия ручья (пачки 3 и 4), и выдерживают горизонт рассеивания в пределах 0,15 м. В раскопе 2 на этом уровне зафиксированы мелкие угли и углистые примазки. Археологический материал (2 экз.) представлен наибольшим сколом и мелким истощенным нуклеусом, сохранившим прямую ударную площадку, с которой в продольном направлении производились снятия удлиненных сколов прямоугольных очертаний. В качестве сырья использовались кремневые осадочные породы. Следует отметить, что в раскопе 2 выше него были выделены еще два костеносных горизонта, связанные с аллювиальными отложениями безымянного притока Оби, и включающие только палеонтологический материал.

Палеофаунистический материал, насчитывающий 110 единиц (кости, рога, зубы, а также их фрагменты), в основном представлен остатками северного оленя. Кроме них присутствуют кости мамонта (*Mammuthus primigenius*), шерстистого носорога (*Coelodonta antiquitatis*), овцебыка (*Ovibos moschatus*), зайца (*Lepus oiostolus*), возможно бизона (*Bison bison*). По результатам осмотра палеонтологических материалов, специалистами лаборатории палеотехнологий на базе НОЦ «Новая археология» ГИ НГУ (г. Новосибирск), было сделано предварительное заключение о наличии возможных следов антропогенного воздействия на нескольких предметах – роге северного оленя и двух фрагментах трубчатых костей. В настоящее время эти материалы находятся на стадии исследования. Серия из 20 радиоуглеродных дат по фаунистическим остаткам из «ручьевого» пачки, выполненная на УМС ИЯФ СО РАН, уложилась в интервал от 45 до 30 тысяч калиброванных лет назад. Наиболее древний кластер дат в интервале 45-40 тыс.л.н. получен из образцов,

приуроченных к костеносному горизонту в подошве пачки ручьевого аллювия. При этом рог северного оленя с нарезками имеет калиброванный возраст 40850-39384 лет, а предварительная ОСЛ-дата из ручьевого песка непосредственно на уровне находки данного рога дала возраст 40 тыс. л.

По всей видимости, раскопами были вскрыты периферийные участки стоянки, где материал фиксируется в позиции близкого переотложения и захоронения. Об этом свидетельствуют, в том числе, углистые примазки и конкреции угля, который был зафиксирован в естественных углублениях, сформированных, в ходе эрозионной деятельности палеоручья. С этой точки зрения, основные участки собственно стоянки могут быть расположены на более высоких гипсометрических уровнях, на удалении до 15-20 м от раскопов 2021 г.

Таким образом, на настоящее время Кушеват является самым северным и наиболее древним из палеолитических объектов, известных в долине р. Обь. По всей видимости, мы можем говорить о документировании наиболее раннего, пионерного этапа заселения субарктических широт *Homo sapiens sapiens* во время MIS 3, в пределах 45-30 тыс. л.н. Начальная колонизация долины Оби, в ее нижнем течении, проходила, по всей вероятности, с европейской части материка, через территорию полярного и приполярного Урала, где фиксируется несколько сквозных долин, которые могли служить транзитными коридорами при миграционных передвижениях палеоколлективов [6]. Как минимум еще одна миграционная волна, в пределах позднепалеолитического времени, фиксируется на этой территории начиная с 15 тыс. л.н. Она представлена материалами стоянок Луговское и Комудваны, функционирование которых приходится на теплые стадии беллинга и аллереда в течение MIS 2.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда – грант № 19-78-20002 «Геохронология и палеогеография долины Нижней Оби позднего плейстоцена в контексте ее заселения палеолитическим человеком».*

Список литературы:

- [1] Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды: атлас-монография / отв. ред. В.М. Котляков, А.А. Величко, С.А. Васильев. – М.: ГЕОС. 2014. 517 с.
- [2] Pitulko V.V., Tikhonov A.N., Pavlova E.Y., Nikolskiy P.A., Kuper K.E., Polozov R.N. Early human presence in the Arctic: evidence from 45 000-year-old mammoth remains // *Science*. — 2016. — Vol. 351. — P. 260-263.
- [3] Павлов П.Ю. О первоначальном заселении севера Урала // *Уральский исторический вестник*. 2016. №2 (47). С.50-60.
- [4] Зенин В.Н., Лещинский С.В., Золотарев К.В., Грутес П.М., Надо М.-Х. Геоархеология и особенности материальной культуры палеолитического местонахождения Луговское // *Археология, этнография и антропология Евразии*. – 2006. – № 1 (25). – С. 41–53.
- [5] Макаров С.С., Зольников И.Д., Анойкин А.А., Резвый А.С., Постнов А.В., Выборнов А.В. Освоение Нижнего Приобья в позднем плейстоцене по археологическим данным // *Вестник НГУ. Серия : История, филология*. 2021. Т.20, №5: Археология и этнография. – С.43-54.
- [6] Зольников И.Д., Анойкин А.А., Макаров С.С., Постнов А.В., Резвый А.С., Глушкова Н.В., Бычков Д.А., Тупахин Д.С., Выборнов А.В. О возможных путях миграций человека на территорию Нижнего Приобья в каменном веке // *Stratum Plus*. – 2020. – № 1. – С. 137–146.
- [7] Зольников, И.Д., Анойкин А.А., Филатов Е.А, Выборнов А.В., Васильев А.В., Постнов А.В., Зоткина Л.В. Новые данные о заселении долины нижней Оби в позднем неоплейстоцене // *Археология, этнография и антропология Евразии*. Том 49, № 1. 2021. С.9–20.



**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КРАСНОЯРСКОЙ ВПАДИНЫ В ПАЛЕОЛИТИЧЕСКУЮ ЭПОХУ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОТЕРИОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ****А.М. Клементьев<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup> Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, klem-al@bk.ru<sup>2</sup> АНО «Археологические исследования Сибири», Красноярск, Россия**PALEOGEOGRAPHY OF THE KRASNOYARSK DEPRESSION IN THE PALEOLITHIC ERA BASED ON PALEOTHERIOLOGICAL DATA****A.M. Klementiev<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup> Institute of the Earth's Crust Siberian Branch of the RAS, Irkutsk, Russia<sup>2</sup> «Archaeological Research of Siberia», Krasnoyarsk, Russia

Палеогеографические условия позднего отдела квартера для юга Сибири интерпретируются как тундростепные с преимущественным преобладанием открытых ландшафтов. В то же время локальные особенности показывают большое разнообразие ландшафтов на этой огромной территории [18]. Для Красноярской впадины были сделаны реконструкции, основанные на палинологических данных [24]. В последние десятилетия продолжалась работа на палеолитических объектах Афонтовой Горы, исследованы новые археологические местонахождения в пределах черты города Красноярска. Большая часть из них предоставила обильный палеотериологический материал [3, 10, 17 и др.], который можно использовать как основу палеогеографических реконструкций [9]. Такие реконструкции в отношении млекопитающих основаны на предпочитаемых ими экологических нишах – классифицируются эврибионтные и стенобионтные (степные, тундровые, лесные и т.п.) виды.

Самым древним является местонахождение Афонтова Гора II – Склон, слой За которого датируемое начальной порой каргинского термохрона [15]. Здесь были определены остатки 21 вида (табл. 1), среди которых хищники, заяц, марал, бык, кулан, горный козел и дзерен представлены единичными остатками. Доминирующим видом является мамонт (25%). Из копытных типичными видами являются лошадь, шерстистый носорог, северный олень, бизон и сайга. Среди немногочисленных находок других копытных, наиболее интересными являются кулан, первобытный бык и дзерен. Последних двух можно интерпретировать как довольно экзотичных для среднего течения Енисея. Распределение ландшафтных предпочтений групп видов показано на рисунке 1. Степные и тундровые виды занимают доминирующее положение.

Наиболее обильным по количеству палеонтологического материала является местонахождение Ясное-1 [23]. Коллекция его включает восемь видов крупных млекопитающих. Здесь можно констатировать типичную ассоциацию степных предгорий Восточного Саяна, где доминирующее положение занимают виды открытых ландшафтов: ископаемая лошадь (56,7 %), первобытный бизон (15,2 %), северный олень (23,1 %). Присутствие кулана (3,2 %) указывает наличие сухостепных участков. Полученные прямые даты (26660±140 (UCIAMS-223104) по пястной кости лошади, 27930±160 (UCIAMS-223102), 33420±320 (UCIAMS-223101), 33610±320 (UCIAMS-223103) по костям северного оленя) показывают возрастную диапозон данной териоассоциации в пределах середины – второй половины каргинского термохрона. Для данного объекта, удаленного от речных водотоков и крутых склонов, обитатели открытых пространств занимают практически весь спектр (рис. 1).

Весьма близким по хронодиапазону является объект Афонтова Гора V, где Н.Д. Оводовым были определены кости зайца, пищухи, пещерного льва, ископаемой лошади, северного оленя и первобытного бизона. По сборному образцу костей разных видов была получена датировка – 27890±690 (СОАН-3187) [2]. В 2020 году в пределах границ этого памятника проводились охранно-спасательные работы и были получены дополнительные данные по археологии и фауне [13]. В нижнем (втором) культурном слое, связанном с границей каргинских и сартанских седиментов, и представленном локальным пятном

Табл. 1. Видовой состав остатков млекопитающих для объектов Красноярской котловины.

Таксон	Афонтов а Гора II - Склон	Крутая, ранний компле кс	Ясное 1	Крутая, финал палеоли та	Афонта ва Гора IV, 2020 г.
Всего остатков	405	112	887	638	8380
<i>В том числе:</i>					
<i>Mammuthus primigenius</i> (мамонт)	56				60
<i>Lepus tanaiticus</i> (заяц)	15	11	1		22
<i>Spermophilus</i> sp. (суслик)	1		2		
Rodentia gen. (грызуны)		2	4	9	15
Talpidae gen. (крот)		3			
<i>Canis lupus</i> (волк)	2		1		
<i>Canis</i> sp. (псовое)	2		1		
<i>Vulpes vulpes</i> (лисица)	1	1			
<i>Alopex lagopus</i> (песец)	1				6
<i>Panthera spelaea</i> (пещерный лев)	2		1		
<i>Ursus arctos</i> (бурый медведь)	3				
<i>Meles</i> sp. (барсук)				1	
<i>Mustela eversmanni</i> (светлый хорь)				1	
<i>Equus ferus</i> (ископаемая лошадь)	18	7	179	12	16
<i>Equus hemionus</i> (кулан)	1	4	10	1	1
<i>Coelodonta antiquitatis</i> (шерстистый носорог)	28	3	1		
<i>Cervus canadensis</i> (благородный олень)	3	8	2	2	3
<i>Rangifer tarandus</i> (северный олень)	53	4	73	155	1433
<i>Capreolus pygargus</i> (косуля)				1	
Cervidae gen. (олени неясного вида)	1		10	4	240
<i>Bison priscus</i> (первобытный бизон)	26	2	48	4	4
<i>Bos primigenius</i> (бык)	1	2			
Vovidae gen. (крупные бычьи неясного вида)		5	30	4	
<i>Ovis ammon</i> (горный баран)	7				18
<i>Capra sibirica</i> (сибирский горный козел)	1				
<i>Procapra gutturosa</i> (дзерен)	2				
<i>Saiga borealis</i> (сайга)	4	1		1	

находок, были обнаружены немногочисленные остатки зайца, шерстистого носорога и северного оленя. В целом по Афонтовой Горе V наблюдается отсутствие лесных обитателей. Все эти объекты связаны с деятельностью палеолитического человека. Необходимо отметить, что остатки северного оленя в них занимают обычно второстепенное положение. Подобное же положение северный олень занимает и в естественных каргинских териоассоциациях, примером которых может служить скопление остатков в каргинских педоседиментах, в пределах раскопанной территории стоянки Крутая [22]. Наиболее показательны для палеогеографии этого периода отдельные представители этой группировки (табл. 1). Кости крота показывают наличие незамерзающих почв (покрытых высоким снежным слоем), непарнокопытные и первобытный бык являются представителями открытых пространств, причем последний связан с довольно теплыми условиями обитания (Европа, Китай). Присутствуют здесь и остатки ныне лесного вида – благородного оленя. Степные и тундровые виды занимают более 50 % спектра (рис. 1). Географически ближайшие объекты каргинского возраста находятся в Хакасии. Сходный спектр был обнаружен при исследованиях фауны грота Двуглазка (рис. 1). Там каргинская териоассоциация, возрастом 26580 лет [11], известна для четвертого слоя [21], где

обнаружены остатки 11 видов крупных млекопитающих [20], среди которых доминируют остатки видов открытых степных ландшафтов (рис. 1). Известная палеолитическая стоянка Малая Сья, датируется теперь в пределах 28840-33900 л.н. [12]. Здесь был определен довольно богатый спектр видов [16]. К сожалению, при обработке оказались неразделенными остатки баранов и козлов, а также неясна точная биотопическая привязка северного оленя. Предварительно мы относим его к тундровым видам, но, вероятно, с детализацией исследований, часть популяций *Rangifer tarandus* из палеолита Алтае-Саянской области будет отнесена к горно-лесной форме.

Новым объектом позднего палеолита является стоянка Солнечный [6]. Здесь, в основном культурном слое, найдены остатки ископаемой лошади, косули, северного оленя и первобытного бизона. Северный олень занимает доминирующее положение – более 95 %. Хронологическое положение этого объекта требует аналитических исследований. Сохранность костей и видовой спектр коррелируют с Афонтовой Горой II. На правобережье Енисея были выявлены стоянки Усть-Базаиха 2, Бобровый Лог, Усть-Лалетина [14]. Здесь обнаружен немногочисленный палеонтологический материал (остатки зайца, лошади, бизона, горного барана, марала, северного оленя), который датируется серединой сартанского криохрона. По костям первобытного бизона для пункта 1 Усть-Базаихи 2 получены датировки в пределах 15340±120 (ГИН-15600) и 15570±150 (ГИН-15601) лет назад, для Усть-Базаихи 2 (пункт 2) по кости крупного млекопитающего получена датировка 15620±2520 (ЛУ-8296).

Наиболее известным объектом является Афонтова Гора II [4]. Богатство и разнообразие териоассоциации этого объекта послужили первоосновой интерпретаций смешанных фаун Сибири [5]. В 2014 году были получены многочисленные материалы, которые поэтапно вводятся в научный оборот [7, 8]. Расположение памятника на выходе Енисея из широтного каньона, граница гор и равнины обеспечивали палеолитическим охотникам 16-12 тыс. л.н. широкий спектр охотничьей добычи. Интерпретация каждого отдельного локалитета в пределах стоянки – совместная задача палеонтологов, палеогеографов и археологов.

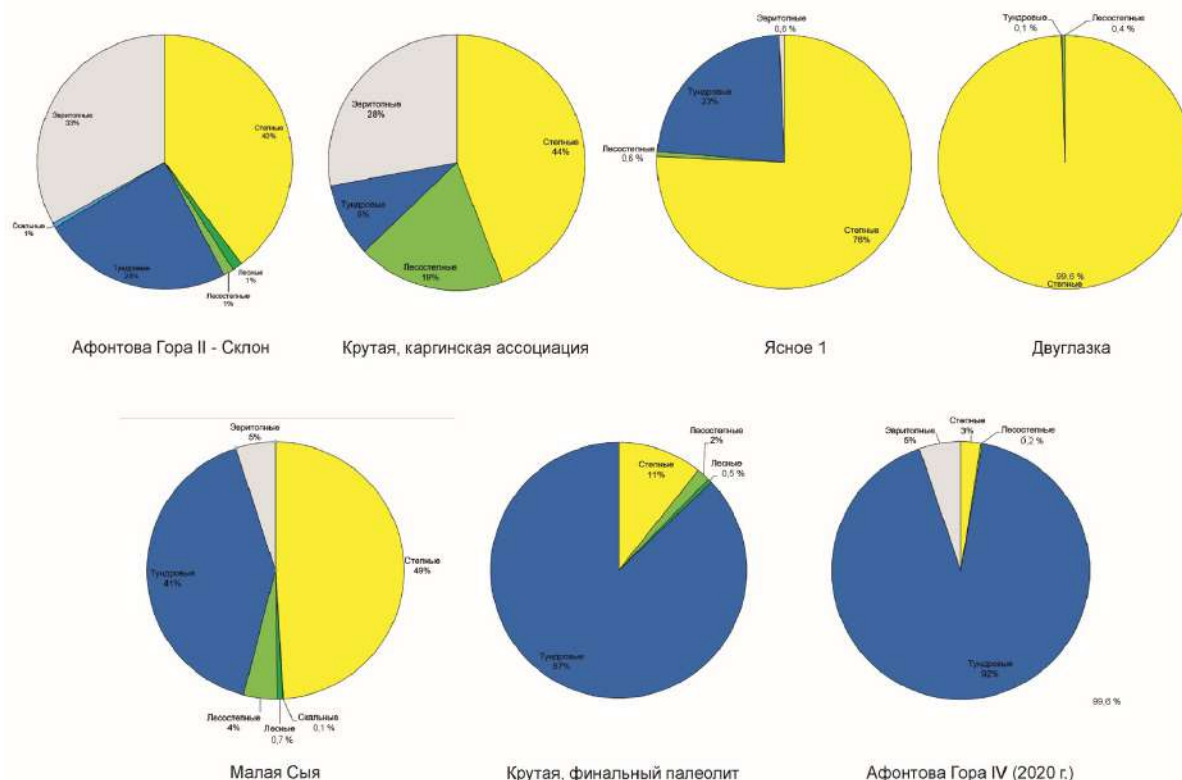


Рис. 1. Диаграммы распределения групп видов млекопитающих по палеолитическим объектам Среднего Енисея.

Данные по стоянке Крутая показывают высокую специализацию охоты древнего населения [22]. Здесь выявлено девять видов, среди которых 87% занимает северный олень. Это позволяет коррелировать данный объект с юго-западными раскопами Афонтовой Горы II на первой террасе Енисея [10]. Похожая ситуация прослеживается на более высоко расположенной Афонтовой Горе IV [17]. Здесь среди девяти видов доминируют остатки северного оленя (91,7%), редки заяц, лошадь, горный баран, единичны находки песка, кулана, первобытного бизона. Остатки мамонта представлены лишь мелкими обломками бивня. Сходный набор видов показывает тафоценоз позднепалеолитического времени в первом культурном слое Афонтовой Горы V [13], из которого определены остатки северного оленя (90% остатков), зайца, светлого хоря, ископаемой лошади. С позиций палеогеографии данный этап важен как время трансформации донского зайца в зайца-беляка [1, 19], которая отражает изменение ландшафтной обстановки после вымирания мамонтов и сопутствующих крупных копытных. Резкий скачок численности северного оленя (и специализации охоты вслед за этим) возможно также объясняется освобождением пастбищных ниш открытых ландшафтов от пресса мамонтов и носорогов. На всех финальнопалеолитических объектах северный олень занимает доминирующее положение. Интерпретация его как тундрового вида отражает доминанту тундрового ландшафта (рис. 1), что в течение длительного времени способствовало пониманию палеолитической фауны именно как перигляциальной.

Вся совокупность палеотериологических данных для Красноярской котловины ограничена второй половиной позднего плейстоцена. Большинство видов крупных млекопитающих отмечены ранее как промысловые в позднем плейстоцене долины реки Енисея [21]. Были также определены новые виды, в частности для раннекаргинского времени выявлены дзюрен и первобытный бык, последний выделен и в позднекаргинских седиментах объекта Крутая. Распределение экологических групп показывает постепенное преобразование фауны из преимущественно степной (каргинское время) к тундровой (сартанское время). Поэтому каждый отдельный локалитет нуждается в четкой хронологической и геоморфологической привязке различными методами. На сегодняшний день для второй половины позднего квартала прочитывается два общих палеогеографических ландшафта в пределах Красноярской котловины. Первый из них характеризуется степным ландшафтом и приурочен к каргинскому термохрону. Это было время заселения котловины первыми сапиенсами, а, возможно, и более древним населением. Вторым – тундровым – характерен для второй половины и финала сартанского криохрона. Для этого времени характерна верхнепалеолитическая культура. Смену ландшафтной обстановки для котловины пока проследить не удастся, в силу отсутствия палеотериологических данных для максимума сартанского похолодания. Была ли эта смена постепенной или резкой покажут дальнейшие комплексные исследования разрезов.

*Работа выполнена при поддержке АНО АИС, в рамках проекта «Местонахождение Ясное-1: стратиграфия, палеоэкология, культура».*

Список литературы:

[1] Аверьянов А.О. Позднеплейстоценовый заяц *Lepus tanaiticus* (Lagomorpha, Leporidae) Сибири // Труды ЗИН РАН. – Т. 203. – 1995. – С. 121-162.

[2] Артемьев Е.В., Дроздов Н.И. К вопросу о первоначальном заселении красноярского археологического района на материалах исследования стоянки Афонтова Гора V в 1997 г. // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века Северной Азии и сопредельных территорий (Материалы международного симпозиума). – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, – 1998. – С. 310–317.

[3] Артемьев Е.В., Разгильдеева И.И., Прилепская Н.Е. Стоянка Крутая – новый объект в археологическом комплексе Афонтовой Горы: предварительные результаты исследований 2017 года // Преодоление времени и пространства. Статьи по актуальным проблемам охранно-спасательных работ на памятниках археологии Средней Сибири. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, – 2019. – С. 34-54.

[4] Астахов С.Н. Палеолит Енисея. Палеолитические стоянки на Афонтовой Горе в г. Красноярске. – СПб.: Европейский Дом, – 1999. – 207 с.

- [5] Ауэрбах Н.К., Сосновский Г.П., Грязнов М.П., Гаммерман А.Ф., Тугаринов А.Я., Громов В.И. Палеолитическая стоянка Афонтова Гора II // Труды КПИЧП. – Т. I. – 1932. – С. 43-184.
- [6] Веженко А. В., Лысенко Д. Н., Румянцев А. А., Гурулёв Д. А., Харевич В. М., Клементьев А. М., Голубцов В. А. Стоянка Солнечный – новый памятник раннего голоцена на среднем Енисее (предварительные данные) // Геология палеолита Северной Азии: к столетию со дня рождения С.М. Цейтлина. Материалы докладов международной геолого-археологической конференции (симпозиума). – Красноярск, – 2020. – С. 121-125.
- [7] Деревянко А.П., Славинский В.С., Цыбанков А.А., Лысенко Д.Н., Дроздов Н.И., Гладышев С.А., Рыбин Е.П., Стасюк И.В., Харевич В.М., Акимова Е.В., Слепченко С.М., Зольников И.Д., Клементьев А.М., Галухин Л.Л., Богданов Е.С. Археологические комплексы позднего палеолита стоянки Афонтова Гора II (по материалам раскопок 2014 года) // *Stratum plus*. – 2017. – № 1. – С. 175–199.
- [8] Зольников И.Д., Деев Е.В., Славинский В.С., Цыбанков А.А., Рыбин Е.П., Лысенко Д.Н., Стасюк И.В. Геологическое строение и постседиментационные деформации археологического памятника Афонтова Гора–II (г. Красноярск, Сибирь) // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 2. – С. 231–242.
- [9] Клементьев А.М. Изучение и реконструкция ландшафтной обстановки по фауне млекопитающих Западного Забайкалья // География и природные ресурсы. – 2010. – № 1. – С. 70-77.
- [10] Клементьев А.М., Орешников И.А. Промысловая фауна на Афонтовой Горе-II: юго-западная группа раскопок 2014 года // Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Москва, 25-29 сентября 2017 г.). – Москва: Геос, – 2017. – С.181-182.
- [11] Кузьмин Я.В., Орлова Л.А., Зенин В.Н., Лбова Л.В., Дементьев В.Н. Радиоуглеродное датирование палеолита Сибири и Дальнего Востока России: материалы к каталогу 14С дат (по состоянию на конец 2010 г.) // *STRATUM plus*. Культурная антропология и археология. – 2011. – № 1. – С. 1-30.
- [12] Лбова Л.В., Панов В.С., Зенин В.Н., Барков А.В. Новые данные о радиоуглеродном возрасте местонахождения Малая Сья // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, – 2015. – Т. XXI. – С. 103-106.
- [13] Мещерин М.Н., Барков А.В., Муратов Е.С. Спасательные работы на объекте археологического наследия Афонтова Гора V в 2020 году // Геология палеолита Северной Азии: к столетию со дня рождения С.М. Цейтлина. Материалы докладов международной геолого-археологической конференции (симпозиума). – Красноярск, – 2020. – С. 31-44.
- [14] Мещерин М.Н., Клементьев А.М., Галухин Л.Л. Разведки палеолитических стоянок на Енисейском правобережье (вблизи местечка Базаиха, г. Красноярск) // Геология палеолита Северной Азии: к столетию со дня рождения С.М. Цейтлина. Путеводитель полевой экскурсии. – Красноярск: Ситалл, – 2020. – С. 80-101.
- [15] Мещерин М.Н., Славинский В.В., Клементьев А.М., Опекунова М.Ю., Голубцов В.А., Барков А.В., Филатов Е.А. Афонтова Гора II – Склон – новое подразделение в афонтовской группе памятников // Геология палеолита Северной Азии: к столетию со дня рождения С.М. Цейтлина. Путеводитель полевой экскурсии. – Красноярск: Ситалл, – 2020. – С. 60-79.
- [16] Муратов В.М., Оводов Н.Д., Панычев В.А., Сафарова С.А. Общая характеристика палеолитической стоянки Малая Сья в Хакасии // Археология Северной Азии. – Новосибирск: Наука, – 1982. – 33-48.
- [17] Новосельцева В.М., Стасюк И.В., Акимова Е.В., Муратов Н.С., Орешников И.А., Румянцев А.А. Афонтова Гора – IV. Предварительные итоги по результатам спасательных работ 2020 года // Геология палеолита Северной Азии: к столетию со дня рождения С.М. Цейтлина. Путеводитель полевой экскурсии. – Красноярск: Ситалл, – 2020. – С. 25-30.
- [18] Оводов Н.Д. Фауна палеолитических стоянок Сибири и проблема хронологических и палеоландшафтных толкований // Соотношение древних культур Сибири с культурами сопредельных территорий. – Новосибирск. – 1975. – С. 35-50.
- [19] Оводов Н.Д. Позднеантропогеновые зайцы Сибири. К вопросу о филетической эволюции внутри рода *Lepus* // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Часть I. – Новосибирск. – 2006. – С. 212-217.
- [20] Оводов Н.Д., Мартынович Н.В. Новые данные по млекопитающим и птицам грота Двуглазка в Хакасии // Проблемы археологии, этнографии, истории и краеведения Приенисейского края. – Т. 1. – Красноярск, – 1992. – С. 78-83.
- [21] Палеолит Енисея / Абрамова З.А., Астахов С.Н., Васильев С.А., Ермолова Н.М., Лисицин Н.Ф. – Л.: Наука, – 1991. – 159 с.

[22] Разгильдеева И.И., Клементьев А.М., Артемьев Е.В. Палеофаунистические материалы в контексте культурных отложений стоянки Крутая: группа памятников Афонтовой Горы // Записки ИИМК. – 2021. – № 24. – С. 92-103. DOI: 10.31600/2310-6557-2021-24-92-103

[23] Филатов Е.А., Лысенко Д.Н., Клементьев А.М., Степанов Н.С. Предварительные результаты археологических исследований на палеолитическом объекте Ясное-1 в Красноярске (Средняя Сибирь) // Труды VI (XXII) ВАС. – Самара: СГСПУ, – 2020. – Т. I. – С.95-96.

[24] Ямских Г.Ю. Плейстоцен-голоценовые климаты и растительность Красноярской котловины // Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко. – М.: Изд-во ИГ РАН, – 2016. – Т.1. – С. 386-390.

## РАЗВИТИЕ ПОДЗОЛОВ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА ЯМГОРТ В СЕВЕРНОЙ ТАЙГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

**Р.А. Колесников<sup>1</sup>, О.С. Тупахина<sup>1</sup>, Л.Н. Плеханова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ГКУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики», Салехард, Россия

<sup>2</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения ФНЦ Пушчинского центра биологических исследований РАН, Пушкино, Россия,  
dianthus1@rambler.ru

## PODZOLS DEVELOPMENT ON THE YAMGORT ARCHAEOLOGICAL SITE IN THE NORTHERN TAIGA OF WESTERN SIBERIA

**R.A. Kolesnikov<sup>1</sup>, O.S. Tupakhina<sup>1</sup>, L.N. Plekhanova<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Scientific centre for the study of the Arctic, Salekhard, Russia

<sup>2</sup>Institute of physicochemical and biological problems of soil science, on the Pushchino center for biological research of RAS, Pushchino, Russia,

Антропогенный фактор во все эпохи вносил значительные коррективы в развитие почв и ландшафтов всех природных зон. Не исключение и почвы подзоны северной тайги Западной Сибири, изученные нами на одном из многочисленных памятников региона, но хорошо сохранившемся археологическом памятнике Ямгорт. Памятник находится на территории Ямало-Ненецкого автономного округа, на высокой песчаной террасе реки Сыня с вытянутыми вдоль русла гривами. Археологические датировки по найденным предметам позволяют отнести нижние горизонты памятника к эпохе энеолита (ясунской культуры), выделить основной горизонт эксплуатации памятника в эпоху поздней бронзы (хэяхинской культуры). Обе культурные группы известны на обширной территории в ЯНАО от южной части полуострова Ямал на севере до бассейна реки Сыня на юге. Для этой же территории характерны поселения эпохи раннего средневековья нижеобской культурной общности. По почвам удалось зафиксировать относительно недавние изменения в досыпках насыпей в раннем железном веке.

Комплексное изучение археологических объектов с привлечением методов естественных дисциплин [1, 2, 3, 5, 6] заметно дополняет существующие представления как о духовной и хозяйственной жизни древних народов, так и о роли природной среды [7] в сложении того или иного хозяйственно-культурного типа.

Особенностью отечественных исследований является значительное внимание к вопросам реконструкции погребального обряда древних народов (изучение курганов), тогда как за рубежом основное внимание уделяется изучению поселений. Поселенческие памятники исследованы мало, а полученные в ходе их изучения материалы могут быть использованы для решения общих вопросов генезиса почв [4, 11, 12, 13, 15]. Вместе с тем, только поселенческие памятники могут быть использованы при рассмотрении распределения артефактов в почвенной толще, интеграции культурного слоя в природную среду, роста природно-антропогенных наносов, и, в конечном счете, при индикации антропогенных воздействий на окружающую среду [5, 9, 10, 11, 12, 14, 15].

Памятник является труднодоступным (только водным путем). В системе физико-географического районирования поселение располагается в Войкарской подпровинции Северо-Сосьвинской провинции лесной равнинной широтно-зональной области Западно-Сибирской равнины северо-таежных ландшафтов. Лесной ярус региона представлен лиственницей, елью, березой, кедром, на поселении лес смешанный редкостойный 4КЗЕЗБ. Сомкнутость крон в пределах 7 баллов. Высота кедра изменяется от 2 до 25 м, диаметр ствола от 5 до 20 см, высота ели от 2 до 23 м, диаметр ствола от 4 до 20 см, высота березы от 1,8 до 23 м, диаметр ствола от 4 до 10 см. Для подлеска характерны куртины карликовой березы. Кустарниковый ярус представлен можжевельником, шиповником. Травяно-кустарничковый ярус представлен багульником, шикшей, брусникой, голубикой, морошкой, хвощами, осоками. Мохово-лишайниковый ярус сформирован сфагнумом, зелеными мхами, ППП до 90%.

Почвообразующими породами служат четвертичные песчаные отложения водно-ледникового генезиса, на которых формируются подзолы иллювиально-железистые. Климат характеризуется количеством осадков 400-460 мм в год. Средние температуры января минус 22°C, июля – плюс 14°C.

На лесопокрытых территориях археологическое почвоведение будет иметь свои особенности. В первую очередь это следы пожаров, в частности, древних, отраженных в степи в виде прокаленных горизонтов, хорошо читаемых археологической стратиграфией. Также особенностями будет сохранность следов лесных пожаров, в виде отдельных углей, всплывающих при обработке образца, и прослоев углей, видимых морфологически. Фиксируемые следы пожаров могут иметь отношение к последнему периоду – нескольким сотням лет (уже известны работы с большим, чем сотни лет, периодом возраста углей), отражаясь в почвах насыпей и это направление сейчас оформляется как педоантракология, для обычной лесной почвы с возрастом в десятки лет. В целом, насыпи характерны для курганов, и на границе степной-лесостепной зон курганы распространены не сильно, но тем не менее, встречаются. Также объектами применения нашего опыта становятся валы и погребенные под ними почвы укрепленных городищ, например X-XIII вв для русских поселений. Хорошую распространенность имеют так называемые «змиевы валы» различного времени (преимущественно, не старше 300 лет, например, вал Анны Иоановны, или Оренбургская укрепленная линия) и локализации, часть из них также находится под лесной растительностью. Но действительно широко распространены западносибирские углубленные жилища в обваловках-«бубликами», когда стена жилища подсыпалась снаружи в начальный момент строительства. Они имеют вид жилищных впадин, окруженных невысокой насыпью. Возраст этих насыпей самый различный и доходит вглубь до энеолита. Лесная растительность, безусловно, будет нарушать картины, привычные нам в степной зоне, когда слои лежат ровно и расположены, в основном, последовательно, в порядке формирования-нарастания. В лесопокрытых курганах и насыпях смазывать почвенные картины, кроме землероев, будут турбации почвы вследствие вывала деревьев, возраста и состава леса. Постоянная турбация верхних почвенных горизонтов как следствие корневых вывалов деревьев при периодическом падении старых особей деревьев. Измерить эти турбации представляется сложной задачей, поскольку фиксируется лишь небольшая их часть в виде следов свежих (до сотни лет) корневых вывалов в профилях. С другой стороны, под лесопокрытыми участками, также как и на открытых степных пространствах, хорошо читается стратиграфия археологических памятников, последовательности двух-трех этапов почвообразования, как на нашем изучаемом и представленном здесь поселении.

Рост почвенно-археологических наносов, рассматривается нами как совокупность почвенных горизонтов и почво-грунтов культурного слоя, является следствием работы процессов осадконакопления/почвообразования. По аналогии с другими природными зонами, в частности, степи, где при использовании морфогенетических данных в комплексе с физико-химическими и радиоуглеродными, удалось измерить скорость осадконакопления

для пойменных почв в периоды заброшенности на уровне 0,01 мм в год, мы допускаем сходный процесс, но с другими, неизвестными нам скоростями, для нашего исследуемого ландшафта, где памятник расположен на низкой террасе речной долины в северной тайге.

Для всех природных зон, в периоды, когда поселение заброшено, мы полагаем преобладание процессов осадконакопления и рост наноса вверх, в период эксплуатации человеком поселения мы предполагаем преобладание почвообразования и формирование двух контрастных горизонтов элювиирования-иллювиирования или выноса-привноса гумуса и железа, что отражается в яркой морфологической картине наличия рядом контрастных белесого/ржавого горизонтов в сочетании с максимумами фосфатов по профилю. Именно фосфатные максимумы подтверждают эксплуатацию поверхностей в древности, позволяя наши палеопочвенные построения на данном объекте.

Археологические раскопки выполнены с параллельным отбором образцов почв с целью изучения палеопочв, погребенных под обваловкой жилищной впадины с одновременной досыпкой, а также формированием почвы на насыпи. Также рассмотрены образцы почвы окраины поселения, в качестве фоновой почвы, и разрез межжилищного пространства с рядом отраженных в нем этапов бытования и осадконакопления. Выполнены морфологические описания, проведена обработка образцов с крупным массивом полученных лабораторных данных. Из заполнения котлована жилища и стратиграфических разрезов были отобраны более 100 проб почв. Использованы общепринятые методы определения углерода, емкости катионного обмена; фосфаты по Кирсанову; гранулометрический состав пирофосфатным методом; железо по Тамму.

Установлено, что материал обваловки насыпей взят здесь же, с глубины около 70 см; культурный слой обогащен фосфатами. Процесс элювиирования-иллювиирования в фоновой почве по гумусу наиболее ярко идет в почве насыпи, с разницей в 13 раз (0,2-2,6%), по железу иллюстрируется общим невысоким уровнем от 0,16 до 0,28%, но с увеличением на две трети, преобладающим процессом в данной природной зоне является гумусово-железисто иллювиальный. Обнаружены повышенные значения форм подвижных фосфатов в насыпях жилища, и в культурном слое, погребенном под насыпью. В фоновой почве значения не высоки, около 15 мг на 100 г почвы, распределенные бимодально с максимумами в подстилке и иллювиальном горизонте. В слоях, насыщенных находками, имеются превышения фоновых значений фосфатов более чем в 6 раз, что однозначно отражает древнее антропогенное воздействие.

Новизна работы состоит в выделении трех этапов эксплуатации памятника по следам именно в почвах (с чем согласны два почвовода разных школ - авторы коллектива, на основании гранулометрии, по гумусу, железу и фосфатам), с подтверждением археологическими данными по стратиграфии и распределению находок артефактов.

В разрезе межжилищного пространства поселения морфологически выражена одна погребенная почва и культурный слой, но по химическим свойствам в профиле почвы видны еще два пика увеличения как гумуса, так и железа с фосфатами. Отметим, что почвенная лаборатория заранее не была уведомлена об этапах эксплуатации памятника, данный вывод был сделан независимо и совпал с археологической картиной. Изученность почв памятника позволяет проведение процедуры оформления почвенного паспорта с целью предложения почв данного участка, как уже с начатым изучением генезиса, в Красную Книгу почв России по категориям «почвы археологических памятников» по аналогии с другими [8] регионами.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ 19-49-890003 р\_а: "Реконструкция палеоэкологических условий проживания древних коллективов эпохи неолита и бронзы Севера Западной Сибири", химические анализы почв выполнены на приборной базе Центра коллективного пользования ФИЦ ПНЦБИ РАН.*



## Список литературы:

- [1] Борисов А.В., Идрисов И.А., Коробов Д.С., Ельцов М.В., Савицкий Н.М., Плеханова Л.Н. Земледельческие террасы с межевыми откосами в горном Дагестане // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. 2016. т. 10. № 4. с. 85-97.
- [2] Борисов А.В., Каширская Н.Н., Ельцов М.В., Пинской В.Н., Плеханова Л. Н., Идрисов И.А. Почвы древних земледельческих террас восточного Кавказа // Почвоведение, 2021, № 5, с. 542–557 DOI: 10.31857/S0032180X2105004X
- [3] Зданович Г.Б., Иванов И.В., Плеханова Л.Н. Музей-заповедник "Аркаим" в Стране Городов // Природа. 2001. № 9 (1031). с. 50-58., 6
- [4] Каширская Н.Н., Плеханова Л.Н., Удальцов С.Н., Чернышева Е.В., Борисов А.В. Механизмы и временной фактор ферментативной организации палеопочв // Биофизика. 2017. т. 62. № 6. с. 1235-1244. DOI: 10.1134/S00063509170600944,
- [5] Каширская Н.Н., Плеханова Л.Н., Петросян А.А., Потапова А.В., Сыроватко А.С., Клещенко А.А., Борисов А.В. Подходы к выявлению изделий из шерсти по численности кератинолитических микроорганизмов в грунтах древних и средневековых погребений // Нижневолжский археологический вестник. 2018. т. 17. № 2. с. 95-107.
- [6] Медведева П.С., Алаева И.П., Плеханова Л.Н., Анкушев М.Н. Междисциплинарные методы исследования в решении проблемы датировки древних горных выработок (на примере рудника Новотемирский в Южном Зауралье) // В сборнике: Археология и естественные науки в изучении культурного слоя объектов археологического наследия. Материалы междисциплинарной научной конференции. Институт археологии РАН, Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН; Редакционная коллегия: Д.С. Коробов, А.В. Борисов, С.Н. Удальцов, Рецензенты: Ш.Н. Амиров, М.В. Добровольская. 2018. С. 111-117.
- [7] Плеханова Л.Н. Природно-антропогенная эволюция почв речных долин степного Зауралья во второй половине голоцена // автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата биологических наук / Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ). Москва, 2004, 22 с.
- [8] Плеханова Л.Н. Проблемы поиска эталонных почв степного Зауралья для создания Красной книги почв // Аридные экосистемы. 2017. Т. 23. № 3 (72). С. 50-58
- [9] Плеханова Л.Н., Каширская Н.Н., Сыроватко А.С. Активность целлюлозолитических микроорганизмов в грунтах кремированных захоронений как индикатор деталей погребального обряда // Нижневолжский археологический вестник. 2020. т. 19. № 1. с. 116-129.
- [10] Плеханова Л.Н., Ткачев В.В. Физико-химические свойства почв многослойного поселения эпохи бронзы в окрестностях г. Гай // Поволжская археология. 2013. № 4 (6). с. 225-234.
- [11] Golyeva A., Khokhlova O., Lebedeva M., Shcherbakov N., Shuteleva S. Micromorphological and Chemical Features of Soils as Evidence of Bronze Age Ancient Anthropogenic Impact (Late Bronze Age Muradymovo Settlement, Ural Region, Russia)// Geosciences. 2018. № 8(9), 313. doi:10.3390/geosciences8090313
- [12] Kashirskaya N., Chernysheva E., Plekhanova L., Borisov A. THERMOPHILIC MICROORGANISMS AS AN INDICATOR OF SOIL MICROBIOLOGICAL CONTAMINATION IN ANTIQUITY AND AT THE PRESENT TIME // В сборнике: 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2019. Conference proceedings. SOILS; FOREST ECOSYSTEMS. Sophia, 2019. С. 569-574.
- [13] Plekhanova L.N., Tupakhina O.S. Paleocryogenic traces of climatic peaks of the Late Pleistocene periglacial hyperzone of the mammoth steppe in soils of archaeological sites // в сборнике: IOP conference series: Earth and environmental science. Ninth international symposium "Steppes of Northern Eurasia". 2021. с. 012086. doi: 10.1088/1755-1315/817/1/011001
- [14] Prikhodko V.E., Manakhova E.V., Manakhov D.V., Plekhanova L.N., Zakharova Humus state change of Zaural steppe soils at preserve regime// Moscow University Soil Science Bulletin. 2006. Т. 61. С. 106.-117
- [15] Zhuravleva A.I., Myakshina T.N., Blagodatskaya E.V. 2011. The effect of pyrogenically modified substrates on mineralizing activity and growth strategies of microorganisms of grey forest soil // Microbiology (Mikrobiologiya). Т. 80. № 2. P. 194-204. DOI: 10.1134/S0026261711020202

**НЕОЛИТИЧЕСКАЯ СТОЯНКА КОЛОМЦЫ ПОД НОВГОРОДОМ:  
ЧТО ЗАСТАВИЛО ЛЮДЕЙ ПОКИНУТЬ ЕЕ****М.А. Комагорова<sup>1</sup>, Е.А. Борисевич<sup>2</sup>**<sup>1</sup> Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия,  
egorova.com.@gmail.com<sup>2</sup> Новгородский государственный университет им. Ярослава Мудрого, Великий Новгород,  
Россия, ek.razheva.novsu@mail.ru**KOLOMTSY NEOLITHIC SITE NEAR NOVGOROD: WHAT MADE PEOPLE LEAVE IT****M.A. Komagorova<sup>1</sup>, E.A. Borisevich<sup>2</sup>**<sup>1</sup> Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia<sup>2</sup> Yaroslav-the-Wise Novgorod State University, Veliky Novgorod, Russia

Данная работа посвящена исследованию урочища Коломцы, расположенного в шести километрах от г. Великий Новгород на правом берегу р. Волхов при выходе ее из оз. Ильмень. В 1888 г. новгородским краеведом-археологом В.С. Передольским здесь было открыто и исследовано поселение каменного века. Раскопки велись десять лет (1888-1898 г.), вскрытая площадь составила более 1500 кв. саж. (6825 м<sup>2</sup> — *Е. Б., М. К.*), а собранная коллекция насчитывала около 60 000 находок эпохи неолита (практически полностью утрачена в годы Великой Отечественной войны) [13]. Методика проведения полевых работ В.С. Передольского – траншеями-разрезами, колодцами и «пробными» ямами, – вызывала вопросы у Императорской археологической комиссии [10], в связи с чем в 1892 г. в Новгород с проверкой был отправлен член-корреспондент Петербургской Академии наук А.А. Иностранцев. Им было совершено несколько выездов на стоянку, во время которых были заложены пять шурфов и дана геологическая характеристика местности [7].

Коломцы и по сей день являются наиболее известной стоянкой в окрестностях Великого Новгорода, что привлекает учёных в течение последнего столетия. Во второй половине XX в. подъёмный материал (фрагменты каменных орудий, отщепы, фрагменты керамических сосудов) был собран П.П. Богдановым, В.И. Поветкиным, С.Н. Орловым [3, 5, 12]. К археологическим коллекциям обращались Н.Н. Гурина, М.П. Зимица, К.В. Воронин, Е.А. Кашина, Е.А. Борисевич [3, 6, 9, 15] и др. Изученные исследователями материалы позволяют относить стоянку Коломцы к IV-III тыс. до н.э. Памятник считается «выявленным» [11], т.е. состоит на государственной охране объектов культурного наследия, однако в едином государственном реестре объектов культурного наследия (памятников истории и культуры) народов Российской Федерации стоянка не значится, паспорт на неё не составлен, точное местоположение и границы не определены. Также не до конца понятны хронологические рамки существования и функционирования поселения в ур. Коломцы, т.к. датировка определена исходя из особенностей имеющегося вещественного материала, часть которого была обнаружена вне археологического контекста, к стратиграфическим описаниям исследователи не обращались. Таким образом, работа с материалами стоянки, а именно с письменными и вещественными источниками, для большего понимания характеристик памятника представляется актуальной.

Авторами были проанализированы архивные записи В.С. Передольского и А.А. Иностранцева по раскопанной площади ур. Коломцы. Исходя из их описаний был восстановлен геологический разрез (рис. 1), и сделана попытка привязать место раскопок к современному ландшафту (рис. 2). В описаниях раскопа этой стоянки присутствует один любопытный нюанс: как В.С. Передольский, так и А.А. Иностранцев указывают в описаниях разреза, что культурный слой перекрывается слоем «кирпичной песчаной глины» [7, 8]. Причем этот слой прослеживается на всей вскрытой в ходе археологических работ площади и имеет приблизительно одинаковую мощность, около двух метров. Мы предположили, что эти глины сформировались в период Ладожской трансгрессии, когда подъём воды в Ладожском озере, подперев сток оз. Ильмень через р. Волхов, способствовал поднятию его уровня.

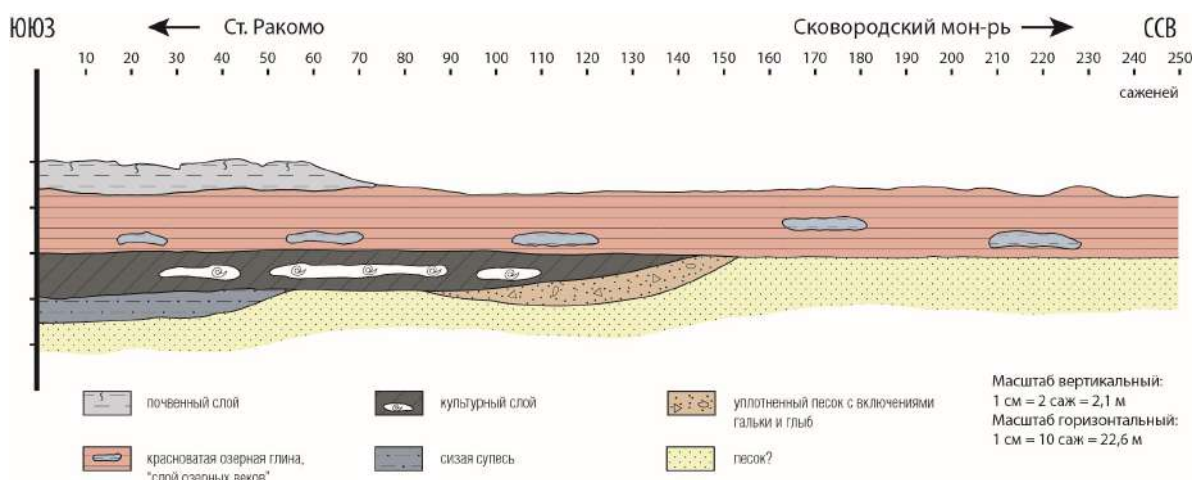


Рис. 1. Разрез, построенный по материалам В.С. Передольского.

По поводу влияния Ладужской трансгрессии на уровень озера Ильмень существуют противоречивые мнения — от «вообще не повлияла» до «уровень Ильменя повысился относительно современного на 7-12 метров». Наиболее системно и, на наш взгляд, убедительно, связь Ильмень-Волховского бассейна с историей самого Ладужского озера и Балтийского моря описана в статье Н.В. Васильевой с соавторами [2]; там же упоминается стоянка Коломцы именно в связи с наличием озерных отложений, перекрывающих культурный слой.

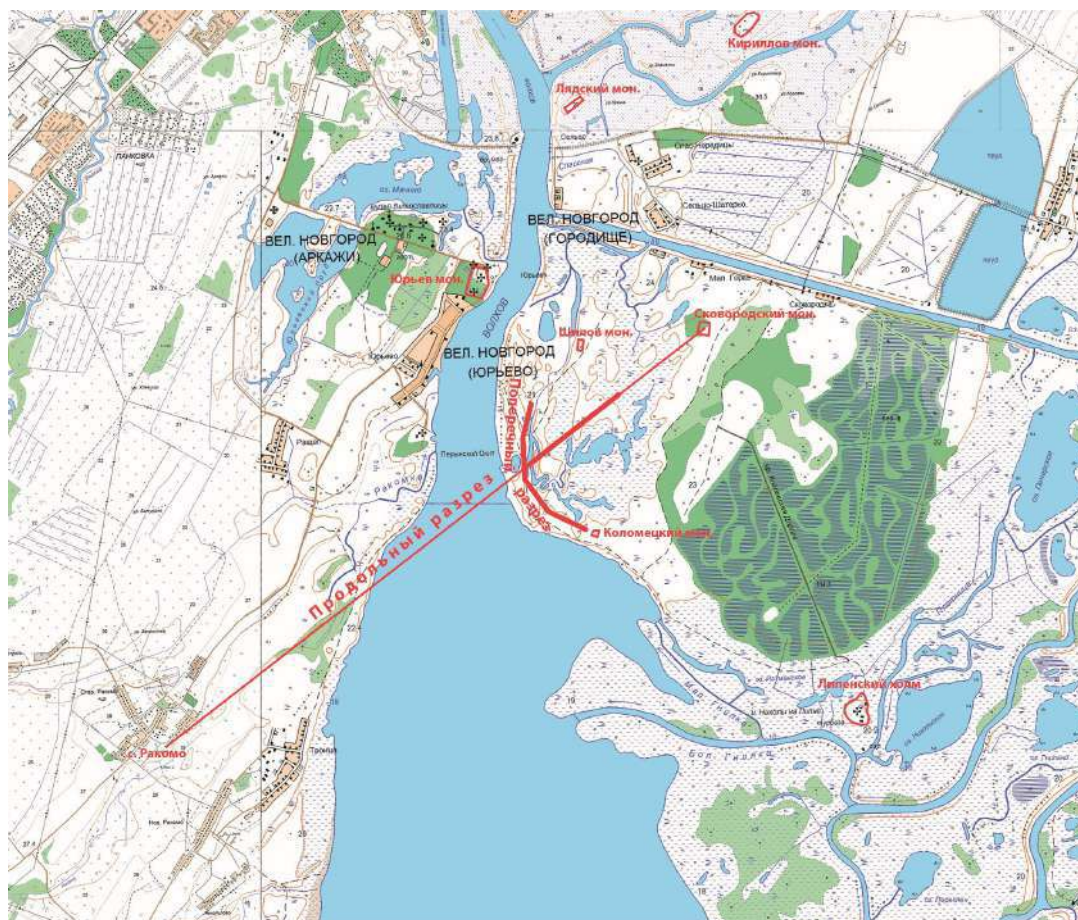


Рис. 2. Предполагаемые «разрезы», линии расположения раскопок В.С. Передольского, восстановленные по его описаниям.

За истекший год нами были найдены несколько письменных источников, где так или иначе упоминается стоянка Коломцы, в том числе те, в которых описываются геолого-геоморфологические исследования в урочище. В частности, в отчете о проведении съёмочных работ листа О-36-ХIV масштаба 1:200 000 стоянка упомянута, но отложения в урочище, и даже на более значительной территории описываются как «озерно-аллювиальные» с различным литологическим составом – супеси, суглинки, глины, то есть не расчлененные [4]. Однако авторы отчёта ссылаются на геоморфолога Н.Н. Соколова, который в 1920-х годах прошлого века не только внимательнейшим образом изучал данный микрорегион в связи, вероятно, со строительством плотины Волховстроя, но и заложил несколько шурфов на месте стоянки Коломцы, руководствуясь личными указаниями В.В. Передольского – сына первооткрывателя памятника. В описаниях стоянки Н.Н. Соколов сопоставляет исследованный им разрез памятника с выводами В.С. Передольского и А.А. Иностранцева. Он выделил слой глин мощностью около метра, перекрытый суглинками мощностью 0,4 м, выше которого залегают пески, отнесенные исследователем к аллювию. По его мнению, геологическая история этого места происходила следующим образом: оз. Ильмень в определенное время обмелело, что дало древним людям возможность селиться на его берегу, а затем вновь разлилось, затопив стоянку и вынудив жителей переселяться в более высокие места [16]. Суглинистые и глинистые осадки Н.Н. Соколов называет «озерным аллювием» (вероятно, тогда такой термин существовал).

Авторы данной статьи также посещали стоянку Коломцы с целью уточнения имеющихся данных. В полевом сезоне 2020 г. был сделан рекогносцировочный осмотр местности, собрано небольшое количество подъёмного материала: наконечник стрелы, отщепы, фрагменты ямочно-гребенчатой керамики. Результаты этих работ были представлены на ЛIII Урало-Поволжской археологической студенческой конференции и опубликованы в сборнике тезисов докладов [1]. Летом 2021 г. нами были проведены полевые исследования, целью которых продолжение изучения геологического строения урочища Коломцы. В ходе их методом ручного шнекового бурения пробурено две скважины глубиной около 0,7 м и сделаны шесть закопшек глубиной от 0,5 до 0,7 м. Везде был произведен отбор образцов. Точки отбора располагались: а) в месте предполагаемого пересечения разрезов раскопа В.С. Передольского; б) на пересечении поперечного разреза и береговой линии р. Волхов; в) и г) на мысе, где нами был найден подъёмный материал; д) на Сквородском холме, расположенном в пределах урочища, и е) у его подножия (рис. 3).

В двух скважинах и четырех закопшках была обнаружена глина буровато-коричневого цвета, переувлажненная, во влажном состоянии очень пластичная, однородная по структуре, тяжелая, липкая. Текстуру ее было сложно оценить даже в закопшках из-за большого количества воды, которая моментально подтопляла яму; слоистость обнаружить не удалось. Согласно визуальному осмотру, глины сходны между собой и взяты из единого слоя. Важно при этом, что аналогичные глины располагаются на различных высотах, так, в скважине на вершине Сквородского холма те же глины залегают непосредственно под слоем почвы, а это на 10 м выше гипсометрически, чем в закопшке у его подножия. Мы с осторожностью предполагаем, что отложение этих глин происходило на расчлененном рельефе, затопленном водами оз. Ильмень, уровень которого поднялся во время Ладожской трансгрессии. Пробы глин отданы в лабораторию на анализ минерального состава с целью установить или опровергнуть их идентичность. В двух закопшках, расположенных на береговой линии, был обнаружен аллювий, что совершенно объяснимо. Глины в них не вскрыты.

Таким образом, тезис о том, что затопление территории вынудило людей покинуть поселение, выдвинутое Н.Н. Соколовым, находит подтверждение в геологических разрезах. Известно, что с XIII по XVII в ур. Коломцы существовал Коломецкий Троицкий монастырь, до тех пор, пока сильный разлив оз. Ильмень не вынудил монахов переселиться на Липенский холм [14]. Вероятно, с похожей ситуацией столкнулись люди, жившие здесь пять тысяч лет назад. Очевидно, вода простояла на этом высоком уровне значительное время, поскольку успел накопиться почти двухметровый слой осадков, то есть это был не паводок, а глобальное событие в истории озера.



Рис. 3. Точки отбора проб в полевом сезоне 2021: а) в месте предполагаемого пересечения разрезов раскопа В.С. Передольского; б) на пересечении поперечного разреза и береговой линии р. Волхов; в) и г) на мысе, где нами был найден подъёмный материал; д) на Сквородском холме, расположенном в пределах урочища, и е) у его подножия.

Мы предполагаем продолжать исследование данной территории и в следующем полевом сезоне сделать глубокую шурфовку, которая позволит уточнить геологическое строение урочища Коломцы, в том числе вскрыть культурный слой и вернуться к вопросу датировки данного памятника. Это представляется важным не только с точки зрения внесения стоянки Коломцы в единый реестр объектов культурного наследия РФ, но и с позиции датирования максимума Ладожской трансгрессии.

Список литературы:

[1] Борисевич Е.А., Комагорова М.А. Стоянка Коломцы под Новгородом: новый взгляд на старые исследования // ЛIII Урало-Поволжская археологическая конференция студентов и молодых ученых (УПАСК, Оренбург, 1—3 февраля 2021 г.): материалы Всероссийской (с международным участием) конференции [Электронный ресурс] / отв. ред. А. А. Евгеньев; Мин-во просвещения Российской Федерации ; ФГБОУ ВО «Оренбургский государственный педагогический университет». Оренбург: Изд-во ОГПУ, 2021. С. 10-13.

[2] Васильева Н.В., Субетто Д.А., Вербицкий В.Р., Кротова-Путинцева А.Е. История формирования Ильменско-Волховского бассейна // Известия Российского государственного педагогического университета имени А. И. Герцена. 2012. № 153 (2). С. 141-150.

[3] Воронин К. В. Новые находки на стоянке Коломцы // Новгород и Новгородская земля: история и археология. В. Новгород : РИО Упрполиграфиздат, 1990. С. 37-39.

[4] Геологическое строение и гидрогеологические условия района озера Ильмень / Отчет о геолого-гидрогеологической съемке листа О-36-ХIV (Новгород) в масштабе 1: 200 000. 1959-60 гг. / Малаховский Д.Б. и др. // Главное управление Геологии и охраны недр при совете министров РСФСР Северо-Западное геологическое управление, Ленинградская геологическая экспедиция. Л., 1960.

[5] Дневники С. Н. Орлова с записями археологических исследований в Новгородском районе, Любытинском, Батецком, Боровичском, Поддорском, Валдайском, Старорусском и Окуловском районах // ОПИ НГОМЗ. Ф.-Р. 10. Оп. 1. Ед. хр. 46. Л. 78.

- [6] Жульников А.М., Кашина Е.А. Образ птицы в искусстве неолита-энеолита лесной зоны Восточной Европы // Российская археология. №2, 2010. С. 5-17.
- [7] Иностранцев А. А. Отчёт о поездках в местность «Коломцы» близ Новгорода / А. А. Иностранцев // Известия Императорской Археологической Комиссии. СПб., 1905. Вып. 17. С. 127-132.
- [8] К разрезам площади Коломцов / В. С. Передольский // ОПИ НГОМЗ. Ф. 27. Оп. 1. Ед. хр. 5. 12 л.
- [9] Кашина Е.А. (2006): Изображения человека на нео-энеолитической керамике лесной зоны Восточной Европы, В: Мартынов А.Я. (ред.) Первобытная и средневековая история и культура Европейского Севера: проблемы изучения и научной реконструкции. Архангельск. С. 92-97.
- [10] О раскопках В. С. Передольского в Новгородской губернии // НА ИИМК РАН. Ф. 1. Оп. 1. 1891. № 46. 22 л.
- [11] Объекты культурного наследия Новгородской области. Памятники археологии, 2012. Великий Новгород: Администрация Новгородской области, Комитет культуры Новгородской области. 205 с.
- [12] Описи археологических находок (подъёмного материала) с неолитического поселения Коломцы на правом берегу р. Волхов Новгородского района // ОПИ НГОМЗ. Ф. Р. 10. Оп. 1. Ед. хр. 102. Л. 1-6.
- [13] Передольский В. С. Новгородские древности. Записка для местных изысканий. Новгород, 1898. 732 с.
- [14] Петрова Л.И., Анкудинов И.Ю., Попов В.А., Силаева Т.В. Топография пригородных монастырей Новгорода Великого // Новгородский исторический сборник. 2000. № 8 (18). С. 95-156.
- [15] Ражева Е.А. Коллекция находок каменного века из музея археологии НовГУ им. Ярослава Мудрого // Новик. Вып. 21 (специальный): материалы Третьей Международной научной конференции «Археология в исследованиях молодых», посвящённой 120-летию С.Н. Замятина и М.Е. Фосс – выдающихся археологов из первого поколения студентов ВГУ / [под ред. Ю.В. Селезнёва, Е.Ю. Захаровой] ; Воронежский государственный университет. Воронеж : Издательский дом ВГУ, 2020. С. 179-182.
- [16] Соколов Н.Н. Геоморфологический очерк района р. Волхов и оз. Ильмень // Материалы по исследованию р. Волхов и его бассейна. Вып. VII. Л., 1926. С. 25-34.
-

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ  
ОБСТАНОВКИ ПОСЛЕДНЕГО КРИОХРОНА ДЛЯ ГРУППЫ РАЗНОВРЕМЕННЫХ  
СРЕДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ХОТЫЛЁВО I**

**М.А. Коркка<sup>1,2</sup>, Т.В. Романис<sup>3</sup>, С.Н. Седов<sup>4,5,6</sup>, А.К. Очередной<sup>7</sup>**

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, maria.a.korkka@gmail.com

<sup>3</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия, romanis.tatyana@yandex.ru

<sup>4</sup>Институт геологии, Национальный Автономный Университет Мексики, Мехико, Мексика,  
serg\_sedov@yahoo.com

<sup>5</sup>Институт криосферы, Тюменский Научный центр СО РАН, Тюмень, Россия

<sup>6</sup>Отдел методологии междисциплинарных исследований криосферы, Тюменский Научный  
центр СО РАН, Тюмень, Россия

<sup>7</sup>Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
a.otcherednoy@gmail.com

**NEW DATA FOR THE RECONSTRUCTION OF THE PALEOECOLOGICAL  
ENVIRONMENT OF THE LAST CRYOCHROME FOR A GROUP OF MIDDLE  
PALEOLITHIC KHOTYLEVO I SITES**

**M. Korkka<sup>1,2</sup>, T. Romanis<sup>3</sup>, S. Sedov<sup>4,5,6</sup>, A. Otcherednoy<sup>7</sup>**

<sup>1</sup>Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, CdMx, Mexico

<sup>5</sup>Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre, SB RAS, Tyumen, Russia

<sup>6</sup>Department of Methodology for Interdisciplinary Cryosphere Research, Tyumen Scientific Centre,  
SB RAS, Tyumen, Russia

<sup>7</sup>Institute for the History of Material Culture RAS, Saint Petersburg, Russia

Одной из важных проблем изучения палеоэкологической обстановки последней ледниковой эпохи остается детальное исследование палеопочв этого интервала. Наиболее продолжительным и благоприятным периодом для вегетации и почвообразования в течение последнего полуцикла является брянский мегаинтерстадиал, соответствующий морской изотопной стадии 3. Конечно, в условиях криохрона, развитие педогенетических процессов было жестко лимитировано, тем не менее, на сегодняшний момент известны разрезы, демонстрирующие почвенно-осадочные серии с несколькими уровнями почв МИСЗ, некоторые из которых имеют ритмичный характер. В основном, такие разрезы описаны в овражно-балочных сетях, где накопление делювия регулярно прерывало педогенез. Эти почвы маломощны, слабо развиты и их строение нарушено процессами криогенеза [4, 8]. В разрезах с выровненным палеорельефом, как правило, сохраняется только один почвенный уровень МИСЗ – брянские почвы, которым свойственен хорошо сформированный почвенный профиль, разбитый криогенными деформациями. Это подробно изложено в работах Андрея Алексеевича Величко и коллег.

Археологический памятник Хотылёво I расположен на северной окраине с. Хотылёво в Брянской области, на расстоянии около 20 км к западу от центра Брянска и в 400 км к юго-западу от Москвы [6]. Памятник включает комплекс разновременных стоянок, отличающихся степенью сохранности культуросодержащих отложений, их культурной принадлежностью и интенсивностью обитания человека в пределах каждого из выявленных культуросодержащих горизонтов (далее КСГ). Общая протяженность памятника вдоль правого берега Десны составляет расстояние до 1 км, что делает его одним из крупнейших среднепалеолитических памятников в Восточной Европе [2, 5, 7].

В 2021 году в рамках работ на одном из участков памятника Хотылёво I (Разрез № 3) была уточнена стратиграфия почвенно-осадочной серии последней ледниковой эпохи,

включающая почвы крутицкого интерстадиала (МИС5а-5с) и брянского мегаинтерстадиала (МИС3). Разрез заложен в середине северного борта мыса, обращенного к Десне. Высокий коренной берег реки сложен верхнемеловыми породами: сенманские кварцево-глауконитовые пески с включениями фосфоритов, перекрытые туронскими мергелисто-меловыми породами с конкрециями серовато-черного кремня. Мощность профиля более 18 метров. Разрез, условно, можно разделить на три блока (сверху вниз):

1. Поздневалдайские суглинки мощностью чуть больше 5 м. Слабослоистые, однородные, серовато-палевые. В них сформирована современная голоценовая серая лесная почва и зафиксирован культурный слой селища XIII – XVII вв.

2. Почвенно-осадочная серия среднего валдая, мощностью 4,5 м, состоящая из четырех независимых почвенных уровней. Ниже приведено подробное описание этой пачки:

- 5,2 м. Эфемерная маломощная почва I, с горизонтами АВ-Вса-ВG, хорошо выражена по всем стенкам разреза. Почва наследует признаки подстилающих лессовидных суглинков, оглеена (сизоватый оттенок горизонтов, ожелезнение по ходам корней). Все горизонты пронизаны ходами червей, максимум которых отмечен в горизонте АВ. Горизонт Вса мучнистый, осветленный. Горизонт ВG плотный, сильно оглеен. Почва подстилается слабооглеенными лессовидными суглинками.

- 5,5 (5,8) м. Еще одна слаборазвитая почва (почва II), состоящая из двух ритмов почвообразования, разделенных средневалдайскими лессовидными суглинками. Почвы с горизонтами АВ-Вса, схожие по цвету и плотности, наследуют бугорковый рельеф (диаметр «кочки» около 20 см). Мощность обоих ритмов порядка 30 см. Переход от нижнего почвенного уровня к подстилающим суглинкам постепенный, граница сильно волнистая. Почвы подстилаются лессовидными суглинками, со слабыми признаками почвообразования.

- 6,1 (6,6) м. Бурая прогумусированная неоднородная толща, переотложенная почва III, мощностью 40-60 см (рис. 1а). В верхней части разбита несколькими генерациями небольших по размеру клиньев (до 20 см) из перекрывающих лессовидных суглинков. В центральной части сохранились обильно прогумусированные темно-бурые линзы, не затронутые криогенезом. Переувлажнение зафиксировано в Fe-Mn конкрециях, железистых и оливковых пятнах. В нижней части в почвенный уровень вовлечены линзы буровато-палевого подстилающего песка. Генетической связи между органическим и подстилающим горизонтом не зафиксировано. Предположительно, прогумусированный горизонт оплывал [9] с вышележащих гипсометрических уровней в наиболее влажные периоды.

- 6,6 (7,7) м. Переотложенный супесчаный материал нижележащей почвы в виде прогумусированных, оторфованных линз, интегрированных в остатки горизонта Вр1.

- 7,7(8,2) м. Почва IV – средневалдайская полигенетическая палеопочва АО-Е1-Вm(t)-Вса(g)-С (рис. 1а). Горизонты АО-Е1 в виде тонких переотложенных линз мощностью 20-30 см. Горизонт АО темнобурый, почти черный, оторфованный, с включениями угольков.

Горизонт Е1 светлосерый, опесчаненный. От линз АО-Е1 в нижележащий горизонт Вm(t) и Вса(g) пробивают трещины усыхания, подкрашенные прогумусированным материалом.

Горизонт Вm(t) (мощностью 25-30 см) бурый, легкосуглинистый.

Горизонт Вса(g) (мощность 50-60 см) среднесуглинистый, плотный. Мучнистый. Незначительно разбит сетью криогенных трещин. Равномерно выдержан по всем стенкам разреза. Оглеен. Биотурбирован (кротовины). Неоднородный по цвету (от белесовато-серого до серо-сизого). Переход к нижележащему горизонту в виде линз и кротовин, граница ровная.

Горизонт С (мощность 20-30 см) – тонкослоистая супесь бурого цвета. Встречаются оглеенные зоны и карбонатные кутаны по ходам корней. Мощность почвы IV – 120 см.

- 8,9 м палево-бурая песчаная слоистая пачка, мощностью 2,5 м.



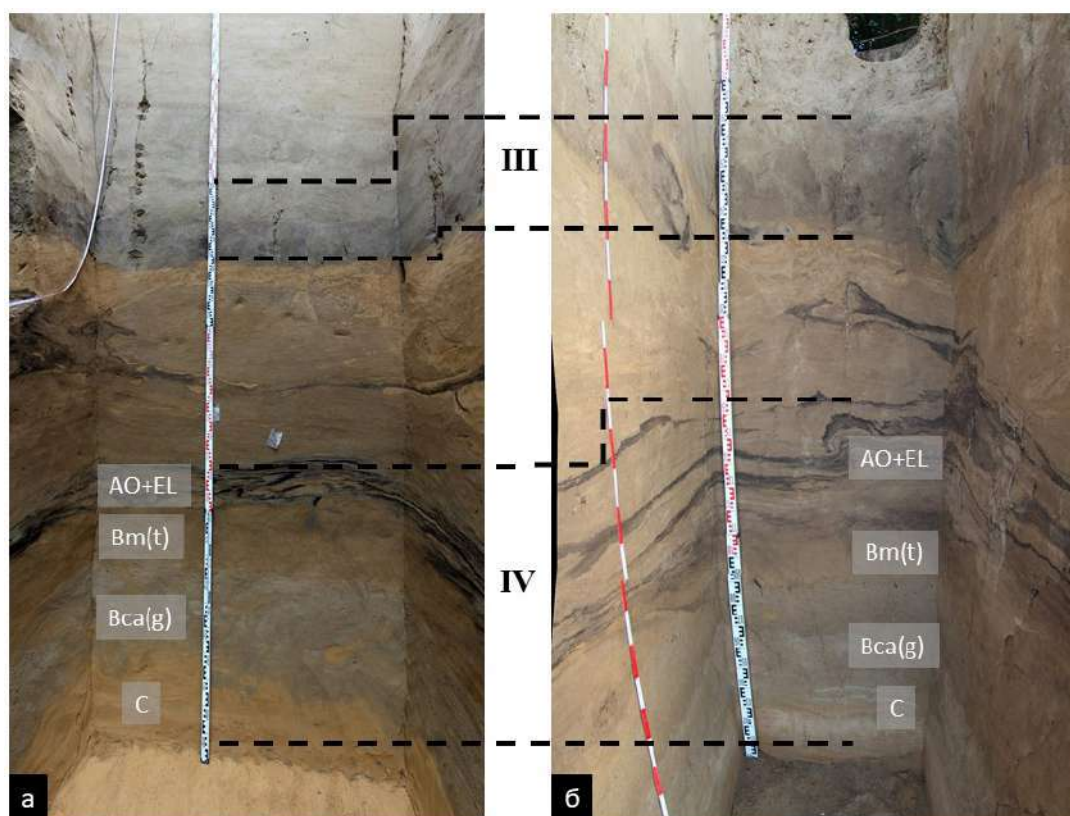


Рис. 1. Средневалдайская почвенно-осадочная серия археологического памятника Хотылёво I: а) Разрез №3; б) разрез Крючка.

3. Ранневалдайские отложения и сформированные в них интерстадиальные почвы [в соответствии с датами по 10]. В верхней части пачка лессовидных суглинков (мощностью около 2,5 м), сизовато-серого цвета. Под ними пачка слоистых (прослой суглинка и супеси), перемятых супесей (мощность около 2,5 м), перекрывающих палеогоризонты. Пачку подстилает мергелисто-меловой делювий с включениями песчаных линз и слоев (мощность около 1,5 м). Ниже начинается сеноманский песок.

Палеопочвы этого блока представлены двумя уровнями почвообразования, разделенными прослоем сизого песка. Супесчаная почва V мощностью 30-50 см в виде темно-бурых, бурых, светло-бурых и темно-палевых слоев. Почва смещена в сторону русла реки на 60-90 см. Почва VI, мощностью 20-30 см, буровато-оливковая, с обильным включением обломков мергеля, мела и кремня, подстилается тяжелыми меловыми суглинками. Почва сильно перемята подстилающими породами.

Полученные в 2021 году данные по стратиграфии Разреза №3 сопоставимы с разрезом Крючка, заложенным в 2013 году в обнажении мыса (в 200 м ниже по течению реки Десны от Разреза № 3). В разрезе Крючка не сохранилось записи о палеоэкологической обстановке в ранневалдайское время, но здесь зафиксированы два основных уровня средневалдайских палеопочв, схожих по морфологии с описанными нами в Разрезе №3. Ниже приводится краткое описание этого разреза, так как материал ранее не был опубликован:

1. Поздневалдайские суглинки мощностью около 2 м, в которых описана современная сильно эродированная голоценовая серая лесная почва.

2. 1,9 (2,1) м. Средневалдайские лессовидные суглинки. В верхней части пачки (на границе с ранневалдайскими отложениями) признаки остаточного почвообразования (выделяется по цвету, остаточной почвенной структуре, слабому оглеению).

- 2,4 (2,5) м. Педоседимент, в виде серовато-бурой прогумусированной толщи, неоднородной по цвету (зоны темно-бурого и серовато-бурого материала), мощностью до 50 см, насыщенной Fe-Mn конкрециями и примазками, железистыми пятнами. Также как и в разрезе № 3, в верхней части толща разбита клиньями, заполненными материалом из

вышележащей лессовой пачки. Подстиляется супесчаным слоистым горизонтом (прослой тонкого и грубого песка) буровато-палевого цвета. Педоседимент соответствует почве III Разреза № 3 (рис. 16).

- 3,4 (3,8) м. Палеопочва с горизонтами АО-Е1-Вм(t)-Вса(g)-С (рис. 16), совпадающими с горизонтами почвы IV из Разреза № 3: горизонты АО и Е1 представлены в виде линз (результат оплывания) мощностью от 2 до 30 см. Цвет темно-бурый, почти черный (АО) и буровато-серый (Е1). В линзах встречаются угольки. Ниже Е1 представлен как самостоятельный горизонт. Неоднородный, буровато-палево-серый, мощностью 10-15 см. Переход к горизонту Вм(t) заметный. Мощность Вм(t) около 30 см. Пронизан трещинами усыхания из перекрывающего горизонта. Темно-палевый, с оливковым оттенком. Много Fe-Mn примазок и конкреций. Вм(t) хорошо выражен стратиграфически. Переход резкий, граница ровная. Горизонт Вса(g), мощностью около 70 см, состоит из двух подгоризонтов: верхний серовато-палевый, нижний белесовато-серый с оливковым оттенком. В нижней части материал более легкий, иногда слоистый (слои из нижележащего горизонта С). Пронизан Fe-Mn примазками и конкрециями. Встречаются сизые пятна оглеения, Са мицелий. Много кротовин. Разбит сетью трещин. Переход постепенный, граница ровная. Горизонт Сса, слоистый, супесчаный, серовато-бурый. Редкие Fe-Mn примазки.

- 5,1 (5,3) м. Пачка слоистых палево-бурых песков; - 7,2 (7,5) м. Сенманский песок.

Комплексное изучение палеогеографических условий археологического памятника Хотылёво I позволяет уточнить строение нижней аллювиальной толщи, содержащей серию уровней обитания человека, степень ее сохранности, подтвердить залегание части среднепалеолитического инвентаря *in situ*. В нижней части Разреза № 3 (в третьем блоке) были зафиксированы четыре КСГ в разной степени сохранности, со среднепалеолитическим инвентарем: КСГ 1 – представлен в основном нуклеидными формами и сколами разных размеров, а также редкими находками костей, все изделия в этом КСГ залегают согласно углам наклона смещенных языков почвы V; КСГ 2 – состоит из небольших по площади участков концентрации продуктов расщепления в основном среднего и мелкого размера (вплоть до чешуек) с отдельными крупными изделиями в виде нуклеусов и их фрагментов, участки концентрации, прослеженные в этом КСГ залегают субгоризонтально на поверхности и внутри почвы VI; КСГ 3 был зафиксирован на вскрытых участках в смещенном состоянии в линзах и прослоях карбонатизированных суглинков и супесей, входящих в состав мергелисто-мелового делювия, подстилающего почву VI, среди находок необходимо выделить выразительные орудийные формы, свидетельствующие о принадлежности данного КСГ к микокской общности среднего палеолита (или к группе индустрий с кайльмессерами – *кайльмессергруппе*); КСГ 4 – наиболее сложный по строению КСГ в серии КСГ Разреза №3. Орудийный набор и специфический дебитаж из этого КСГ также свидетельствуют о его принадлежности к кайльмессергруппе Восточной и Центральной Европы.

В разрезе Крючка, памятник Хотылёво I представлен единственным КСГ, залегающим в аллювиальных отложениях, перекрывающих толщу сенманского песка. Характеристики культурного слоя и по условиям залегания, и по составу инвентаря соответствуют КСГ 4.

В верхней части Разреза № 3 и в разрезе Крючка наиболее сохранившиеся почвы имеют общее морфологическое строение, схожие наложенные особенности и одинаковые осадочные горизонты. Основной особенностью разрезов является наличие хорошо сохранившейся средневалдайской палеопочвы с полным набором генетических горизонтов, ближайший современный аналог которой – палевые почвы Якутии (Cambic Cryosols) [1]. Формирование этих почв происходит в условиях экстраконтинентального семиаридного климата на территории средней тайги. Палевые почвы имеют слабую (или не имеют вообще) криотурбацию, карбонатный Вса и бурый Вм горизонты. По тем же признакам (срединные горизонты, минимальная криотурбация), мы можем отнести нашу почву (АО-Е1-Вм(t)-Вса(g)-С) к палевым почвам Якутии. Оторфованный (грубогумусовый горизонт) и

горизонт эллювирования отражает изменение климата в сторону гумификации, что подтверждает вторичное оглеение всего профиля в этих почвах обоих разрезов. Внутри средневалдайской толщи характер почвообразования наследует изменение климата: от палевой почвы, формирующейся в криоаридных условиях под таежной растительностью, до глеевой почвы тундр. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в разрезах Хотылёво I, ввиду высокой скорости осадконакопления и развития слабых склоновых процессов оплывания, сохранилась подробная палеопочвенная летопись, отвечающая кратковременным климатическим флюктуациям.

Описанные в литературе многими авторами средневалдайские почвы Русской равнины нарушены мерзлотными деформациями владимирского криогенного горизонта [3], что ярко иллюстрируют брянские почвы Александровского карьера [8]. Обычно эти почвы находятся на небольшой глубине от дневной поверхности, а в некоторых случаях даже являются частью современного педогенеза. Брянские палеопочвы в разрезах Хотылёво I отличаются отсутствием признаков наложенного криогенеза в почвенном профиле. Мы предполагаем, что это может быть связано с большой мощностью перекрывающих палеопочвы осадков, которые законсервировали почвы среднего валдая и сохранили их полный генетический профиль, разделив этапы педо- и криогенеза в пространстве. Известны палевые почвы (Cambic Cryosols) середины последнего криохрона, не нарушенные морозобойными деформациями, описанные в Германии и Австрии [11, 12]. Эти почвы коррелируют с описанной нами палевой почвой в разрезах археологического памятника Хотылёво I.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (19-29-05267 мк).*

Список литературы:

- [1] Величко А.А., Морозова Т.Д. Эволюция почвообразования в плейстоцене // в кн. Многоликая география: Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова (к 100-летию со дня рождения). – Москва, Т-во научных изданий КМК, – 2005. – С. 65-75.
- [2] Воскресенская Е.В., Вишняцкий Л.Б., Зюганова И.С., Новенко Е.Ю., Очердной А.К. Новые данные об условиях формирования и возрасте отложений среднепалеолитического памятника Хотылёво-I (бассейн р. Десна) // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Рос. Акад. Наук, Отд. наук о Земле, Комиссия по изуч. четвертичного периода, Геологический ин-т КНЦ РАН; отв. ред. О.П. Корсакова и В.В. Колька. – Апатиты, СПб, – 2011. – Т. 1 (А – К). – С. 116-119.
- [3] Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / А.А. Величко (ред.) – Москва, ГЕОС, – 1999. – 260 с.
- [4] Коркка М.А., Русаков А.В., Багрова С.М., Рыбин Г.В. Морфологическое строение и стратиграфия позднеплейстоценовых палеопочв разреза Ямская степь (Белгородская область) // в кн. Пути эволюционной географии: материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко –Москва, Институт географии РАН, – 2016. – С. 153-157.
- [5] Коркка М.А., Седов С.Н., Сеницын А.А., Очердной А.К., Кюн П. Палеопочвы в разрезах Костенки 14 и Хотылёво I: летопись природных условий и археологические комплексы OIS 3 // в кн. Естественнонаучные методы в изучении и сохранении памятников Костёнковско-Борщёвского археологического района: материалы Международной научно-практической конференции.–Воронеж, Издательский дом ВГУ, – 2017. – С. 27-46.
- [6] Культурная география палеолита Восточно-Европейской равнины: от микока до эпиграветта. Путеводитель конференции-полевого семинара. – Москва, Ин-т археологии РАН, –2019. – 204 с.
- [7] Очердной А.К., Воскресенская Е.В. Условия залегания среднепалеолитических памятников бассейна Верхней Десны//Археология, этнография и антропология Евразии. –2009. – №2. – С. 28-36.
- [8] Сычева С.А., Седов С.Н., Хохлова О.С. Брянская палеопочва на среднерусской возвышенности: 14С-возраст, длительность и история развития //Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2015. – №. 74. – С. 53-68.
- [9] Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. – Москва, Наука, – 1966. – 240 с.

[10] Hein, M., Weiss, M., Otcherednoy, A., Lauer, T. Luminescence chronology of the key-Middle Paleolithic site Khotylevo I (Western Russia) - Implications for the timing of occupation, site formation and landscape evolution // *Quaternary Science Advances*. – 2020. – Vol. 2. – P. 100008.

[11] Kadereit, A., Kind, C.-J., Wagner, G. A. The chronological position of the loess soil in the Nussloch Loess Section – re-evaluation for a European loess-marker horizon // *Quaternary Science Reviews*. – 2013. – Vol. 59 – P. 67–86.

[12] Terhorst, B., Sedov, S., Sprafke, T., Peticzka, R., Meyer-Heintze, S., Kühn, P., & Rebolledo, E. S. Austrian MIS 3/2 loess-palaeosol records—Key sites along a west-east transect // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2015. – Vol. 418. – P. 43-56.

**К ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТА НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ И УСЛОВИЙ  
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В РАЙОНЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ  
ОБИ-РАХМАТ**

**А.И. Кривошапкин<sup>1</sup>, К. Томсен<sup>2</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>3,4</sup>, Н.А. Таратунина<sup>3,4</sup>**

<sup>1</sup>Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, [krivoshapkin@mail.ru](mailto:krivoshapkin@mail.ru)

<sup>2</sup>Технический Университет Дании, Роскилле, Дания

<sup>3</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>4</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

**ON THE PROBLEM OF AGE OF THE LATEST DEPOSITS AND CONDITIONS  
OF SEDIMENTATION IN THE PALEOLITHIC SITE OBI-RAHMAT**

**A.I. Krivoshapkin<sup>1</sup>, K. Thomsen<sup>2</sup>, R.N. Kurbanov<sup>3,4</sup>, N.A. Taratunina<sup>3,4</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Archeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Danish Technical University, Roskilde, Denmark

<sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Центральная Азия в плейстоцене являлась одним из центров развития палеолитических культур, в которых сочетались автохтонные и привнесенные элементы. Целый ряд известных многослойных стоянок древнего человека изучен в регионе: Кульбулак, Сель-Унгур, Самаркандская, Тешик-Таш, Худжи и другие. Одной из уникальных в этом ряду является стоянка Оби-Рахмат. Грот расположен в пределах северного склона Чаткальского хребта, на территории Республики Узбекистан. Наиболее активные раскопки проводились под руководством Р.Х. Сулейманова [2] в 1964-1965 гг., в 1998 г. исследование грота Оби-Рахмат было возобновлено коллективом ИАЭТ СО РАН [1].

По результатам раскопок в строении разреза было выделено 37 палеолитических культуросодержащих горизонтов с различной насыщенностью археологическим материалом (от нескольких десятков артефактов в слое 16 до десятков тысяч в слое 19). Отложения грота представляют собой переслаивающиеся горизонты светло-палеовой и серой супеси. Все слои залегают практически горизонтально с небольшим уклоном на юго-запад к предвходовой площадке и западной стенке грота. Насыщенность толщи рыхлых отложений обломочным материалом разная. Очень слабая в верхних слоях она нарастает вниз по разрезу, достигая максимума в средней части вскрытой толщи. Обломочный материал, в основном, представлен мелкими, реже средними слабоокатанными кусками известняка.

Уникальной особенностью стоянки является обнаруженные останки неполовозрелого гоминина. Антропологические находки представлены шестью отдельными постоянными зубами из верхней челюсти и примерно 150 мелкими фрагментами черепа. Морфология человека из Оби-Рахмата, не может быть четко отнесена ни к людям современного антропологического типа, ни к неандертальцам, ни архаичным *Homo Sapiens*. Четкому определению морфологической принадлежности черепа мешает его сильная фрагментация и молодой возраст особи, но наблюдаемая морфология, тем не менее, в основном указывает на большую его близость к людям современного антропологического типа. Особенности

череп, в сочетании с его грацильностью, архаичным видом зубов и неясной морфологией ушного лабиринта, демонстрируют мозаичную морфологию, которая сходна с таковой у останков гоминидов в Оасе (Румыния).

Анализ комплекса артефактов стоянки позволил реконструировать технологии первичного расщепления и изготовления орудий. Для орудийного набора комплексов, отнесенных к обирахматскому варианту перехода от среднего к верхнему палеолиту, характерно преобладание изделий, выполненных на удлинённых заготовках: ретушированные с различной степенью интенсивности пластины, скребла на пластинах, остроконечники с ретушью, включая ахмарийские, тронкированно-фасетированные изделия, нуклеусы-резцы. Другие категории орудий представлены в меньших количествах.

Высказывавшееся исследователями обирахматской традиции мнение, что появление и дальнейшее развитие данной индустрии связано с распространения человека современного типа, вплоть до недавнего времени вступало в противоречие, как с ранними датами существования аналогичных по технико-типологическим параметрам ближневосточных комплексов, так и с распространённой гипотезой о начале распространения человека современного типа в пределы Евразии не ранее 60 т.л.н.

В настоящее время возникла необходимость обобщения материалов по среднему и позднему палеолиту региона на основе данных геохронометрии, прежде всего касающихся появления в регионе комплексов, связанных с переходом от среднего к верхнему палеолиту. В этой связи разработка надёжной геохронологической схемы для опорного памятника Оби-Рахмат является важной задачей. Полученные радиоуглеродным методом датировки (13 образцов) определили возраст формирования средней и верхней пачки отложений грота более 40 тыс. л.н. Урано-ториевое, ЭПР и ОСЛ датирование рыхлых отложений грота [3;4] во многом показывает несогласованность. Соответственно, абсолютная хронология ключевого для региона памятника по-прежнему вызывает вопросы, не до конца определены возраст отдельных горизонтов и скорость осадконакопления отдельных стратиграфических разделов. Для решения данной проблемы в 2018-2020 гг. нами была предпринята попытка разработки детальной хроностратиграфической схемы на основе люминесцентного датирования высокого разрешения.

К настоящему моменту выполнена предварительная обработка проб первой партии из 13 образцов. Датирование проведено в Скандинавской люминесцентной лаборатории Risø Орхусского Университета, Дания. Датирование выполнено по методике измерения трех протоколов для двух разных минералов. К настоящему моменту получены датировки для слоёв 2-12,2, а также предварительные данные для нижележащих горизонтов.

Анализ результатов датирования позволяет сформулировать следующие выводы:

1. Материал всей толщи новейших отложений в разрезе Оби-Рахмата отличается высокой чувствительностью люминесцентного сигнала; датировки по кварцу и полевым шпатам находятся в полном соответствии; они же подтверждаются измерениями по единичным зёрнам кварца (single-grain). Таким образом, все стандартные тесты свидетельствуют о достаточной засветке материала перед осадконакоплением, что указывает на высокую надёжность хронологии полученной методом ОСЛ.

2. Лессовидные суглинки верхней части разреза (первые 15 см слоя 2), сформированы около 40 тыс. л.н. Скорости осадконакопления лёсса были значительными: средняя часть их охарактеризована возрастом около 50 тыс. л.н., нижняя – около 60 тыс. л.н.

3. Основная часть разреза с глубин 1,5 м до 10 м, характеризуется возрастом 62-82 тыс. лет, что указывает на значительные скорости осадконакопления (около 50 см/тыс. лет).

4. Заселение Оби-Рахмата по данным ОСЛ датирования происходило в условиях завершающей стадии потепления МИС 5а, частично захватив начало стадии похолодания Валдайского оледенения.

Получение итоговой хронологии позволит выполнить детальное хроностратиграфическое расчленение разреза, определить скорости осадконакопления для основных горизонтов, а также рассчитать итоговую возрастную модель (на основе Байессовского моделирования).

*Исследование выполнено при поддержке РФФИ 19-09-00453.*

Список литературы:

[1] Кривошапкин А.И., Колобова К.А., Белоусова Н.Е., Исламов У.И. Ранние технологические инновации в палеолите Средней Азии: кареноидная технология в переходных индустриях Узбекистана // Вестник Новосибирского государственного университета. Серия: История, филология, 2012. Т. 11. № 3. С. 211-221.

[2] Сулейманов Р. Х. Статистическое изучение культуры грота Оби-Рахмат. Ташкент: Фан. 1972. 171 с.

[3] Krivoshapkin A.I., Kuzmin Y.V., Timothy Jull A.J. Chronology of the Obi-Rakhmat Grotto (Uzbekistan): First Results on the Dating and Problems of the Paleolithic Key Site in Central Asia // Radiocarbon, 2010. Т. 52. № 2. Pp. 549-554.

[4] Skinner A.R., Blackwell B.A.B., Blickstein J.I.B., Mian A., Baboumian S.M., Wrinn P.J., Krivoshapkin A.I., Derevianko A.P., Lundburg J.A. ESR Analyses on Tooth Enamel from the Paleolithic Layers at the Obi-Rakhmat Hominid Site, Uzbekistan: Tackling a Dating Controversy // Radiation Measurements, 2007. Т. 42. № 6-7. Pp. 1237-1242.

## О НЕКОТОРЫХ СПОСОБАХ АДАПТАЦИИ К ПРИРОДНОЙ СРЕДЕ НА СТОЯНКЕ БОГАТЫРИ/СИНЯЯ БАЛКА

С.А. Кулаков<sup>1</sup>, Е.Ю. Гиря<sup>1</sup>, В.В. Титов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
kazvolg@yandex.ru; kostionki@yandex.ru

<sup>2</sup>Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия, vvtitov@yandex.ru

## ABOUT SOME WAYS OF HOMINID ADAPTATION TO THE NATURAL ENVIRONMENT AT THE BOGATYRI/SINIAYA BALKA SITE

S.A. Kulakov<sup>1</sup>, E.Yu. Giry<sup>1</sup>, V.V. Titov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute for the History of Material Culture RAS, Saint-Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Southern Scientific Center RAS, Rostov-on-Don, Russia

Раннепалеолитическая стоянка Богатыри/Синяя Балка, входящая в Таманский палеолитический комплекс (рис. 1), была открыта в 2002 г. на палеонтологическом местонахождении Синяя Балка – типовом местонахождении таманского фаунистического комплекса [21]. Планомерные раскопки памятника, начавшиеся в 2003 г. продолжают, с перерывами, до настоящего времени [9].

Раннепалеолитическая стоянка Богатыри/Синяя Балка в настоящее время общепризнано рассматривается как одно из свидетельств первоначального расселения человечества из африканской прародины. Возраст стоянки, как и самого таманского фаунистического комплекса, оценивается примерно в 1,2-0,8 млн л. [1, 2, 17]. Однако, по мнению палеонтологов, этот возраст может быть удревлен до 1,4-1,6 млн л. [14, 16].

Стратиграфия и планиграфия стоянки Богатыри/Синяя Балка хорошо документирует процессы образования и накопления культуросодержащих отложений, а также последующие постдепозиционные изменения в результате действий грязевулканических процессов, тектоники и береговой абразии. Все артефакты и фаунистические остатки сконцентрированы только в дислоцированных, но не переотложенных песчано-гравийных раннеплейстоценовых отложениях, вскрытых в раскопе. Согласно современным представлениям [6, 7, 10], на материковый слой «куяльницкой» плиоценовой глины непосредственно налегают непо потревоженные песчанисто-щебнистые отложения. Цементированные до брекчии слои 1 и 2 образовались непосредственно в пляжной зоне водоёма. Слой 3 – толща разнотерного серо-жёлтого и рыжего песка, содержащая, не образующие концентраций артефакты и кости животных, также образовалась на берегу водоёма. «Костеносная толща» слоя 4 – линза в верхней части песчаной толщи слоя 3, забита разновеликими обломками, костной крошкой и целыми костями только слонов и носорогов-элазмотериев. Среди этого костного скопления обнаружена основная коллекция артефактов

стоянки. Щебнистые слои 5 и 6 являются следами деятельности грязевых вулканов, здесь встречаются переотложенные фаунистические остатки и артефакты. Слой 7 – это разновременные «вложения», показывающие разрушения береговых отложений в районе памятника в виде разновеликих блоков, и ступенчатое сползание этих блоков в море, которые могут иметь возраст от плейстоцена до голоцена [13]. Таким частичным разрушениям подвергались все культуросодержащие слои памятника, поэтому в этих «вложениях» иногда встречаются и артефакты, и фаунистические остатки.

Большая фаунистическая коллекция, полученная при раскопках, насчитывает более 2000 экз. определимых костей слонов (*Archidiskodon meridionalis tamanensis*) и эласмотериев (*Elasmotherium caucasicum*). За все годы раскопок памятника, по данным В.С. Байгушевой, В.В. Титова и Г.И. Тимониной, было расчищено около 40 особей слонов и около 40 особей эласмотериев, разного половозрастного состава. При этом за все полевые сезоны в раскопе было найдено всего только 10 костей других животных (мелкие хищники, лошади и другие травоядные) [11, 15].

Каменная индустрия памятника насчитывает 514 экз. изделий, все артефакты изготовлены из окварцованного доломита, который достаточно хорошо колется и даёт острый край, но при этом материал этот хрупкий. Это сырьё местное, залегает прослоями в глине и песках в виде разновеликих блоков и плиток. Орудия насчитывают 329 предметов, 63,5% коллекции, что, по всей видимости, показывает особую направленность этой индустрии. Большую часть оставшейся коллекции составляют отщепы и их обломки, подавляющее большинство которых первичные, они разных размеров, но абсолютно преобладают мелкие сколы. Эта часть коллекции даёт веские основания считать, что целью обработки доломитов в данной индустрии было изготовление чопперов и грубых рубящих орудий, среди которых выделяется серия «гигантолитов» – очень крупных изделий весом более 2,5 кг [8]. Треть намеренно изготовленных орудий составляют чопперы, оставшуюся часть – разнообразные скребки, острия, скребла, сколы и обломки с ретушью утилизации. Таким образом, каменная индустрия стоянки Богатыри/Синяя Балка демонстрирует специализацию, направленную на разделку туш крупных животных, когда, вероятно, чопперами прорубалась толстая шкура, а скреблами, остриями и скребками отчленились уже куски добычи.

Результатом многолетнего изучения стоянки стало понимание памятника как уникального примера адаптации коллективов древнейших *Ното* к конкретным природным условиям умеренной зоны Северной Евразии в раннем плейстоцене [9]. Исследования и наблюдения дают возможность представить следующую картину природного окружения и жизнедеятельности первобытных коллективов на стоянке Богатыри/Синяя Балка. Всё действие происходило на берегу солоноватоводного водоёма. На водораздельных пространствах господствовала лесостепная растительность, и обитали относительно теплолюбивые животные таманского фаунистического комплекса [20, 22]. Слои 1 и 2 демонстрируют первые, редкие появления древнейших людей на пляже у самой кромки воды. Наличие каменных орудий, приуроченных к мощной слоистой субаквальной песчаной толще (слой 3), предполагает довольно длительное обитание человеческих коллективов на берегу водоёма. Эту картину дополняет костеносная линза – слой 4, накопившаяся, вероятно, в районе кратерного озёрного понижения грязевого вулкана по соседству, которое длительное время использовали как животные, так и древние люди. После этого наступает время тектонических катаклизмов, и это озеро-болото с костями и артефактами вытекло на толщу песков, и сразу же было перекрыто мощным слоем сопочной брекчии и склоновых отложений, которые бронировали и законсервировали памятник. Тектоника и вулканизм продолжали свои разрушительные действия, которые привели к разлому и тектоническому сбросу – опрокидыванию, примерно на 90°, на северо-восток, «на бок», огромного блока древнего берега, включившего в себя этот многослойный памятник [4-6, 10, 13, 20].

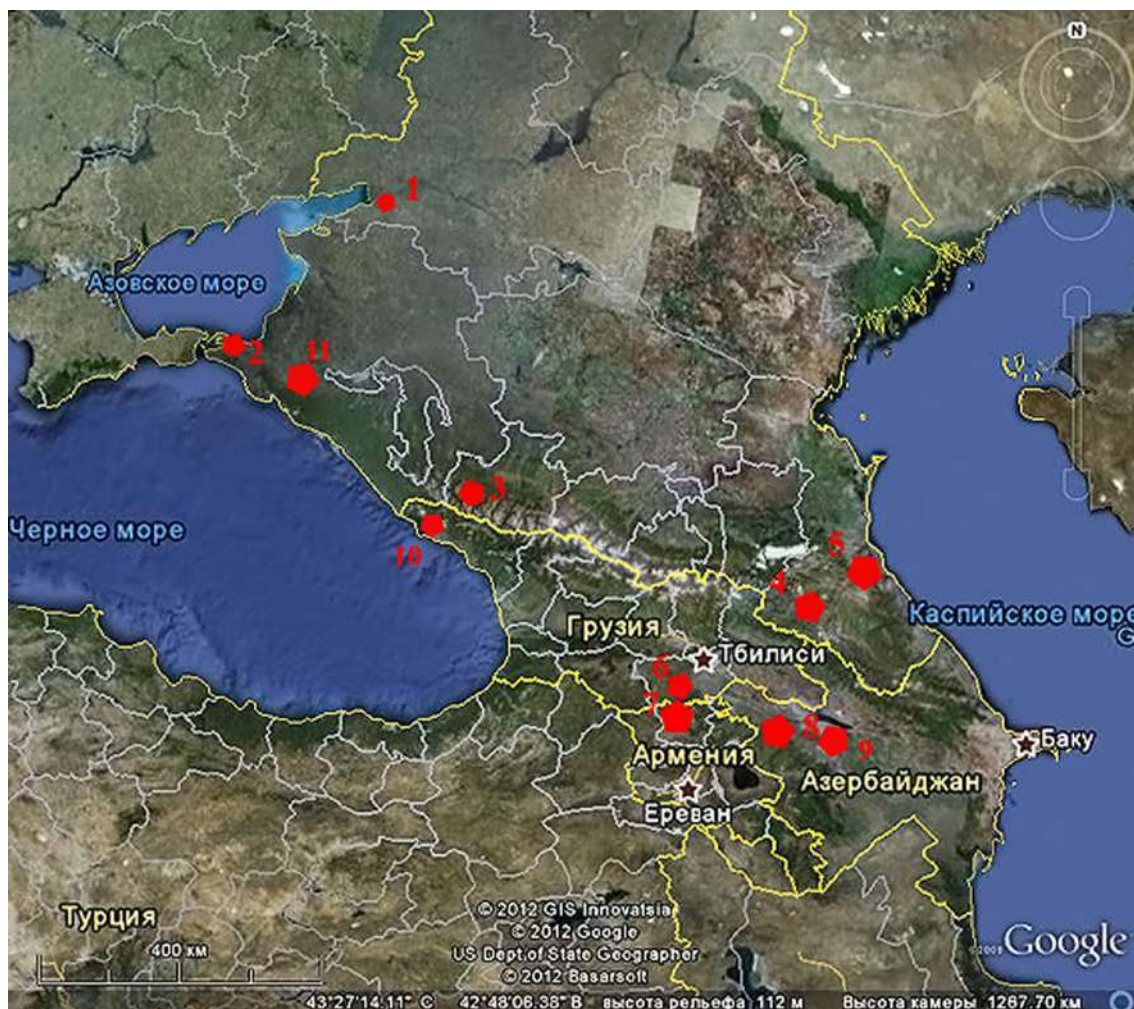


Рис. 1. Современное положение раннепалеолитических памятников Кавказа и Предкавказья. 1 - Ливенцовское местонахождение; 2 - стоянки Богатыри/Синяя Балка, Родники 1,2, Кермек; 3 - Треугольная пещерная стоянка; 4 - стоянки Айникаб 1, Мухкай 1, 2; 5 - стоянки Рубас 1, Дарвагчай 1, Дарвагчай-залив 1, 4; 6 - стоянка Дманиси; 7- местонахождения Мурадово и Карахач; 8 - Азыхская пещерная стоянка; 9 - стоянка Гараджа; 10- местонахождение Яштух; 11 - местонахождение Игнатенков куток.

На основании полученных данных, памятник рассматривается как место добычи мяса слонов и эласмотериев. Скорее всего, таманские слоны и кавказские эласмотерии, также как и современные слоны, и носороги, стремились принимать «грязевые ванны». И кальдера древнего грязевого вулкана, с озерцом пресной воды в середине и топкими берегами, была часто посещаемым слонами и эласмотериями местом. При этом, эти крупные животные, погружаясь в грязь, теряли свою подвижность и могли становиться добычей крупных хищников, таких как саблезубые кошки и крупные гиены пахикрокут и, возможно, древнейших *Номо*. Наряду с этим, приводить к гибели части слонов и носорогов могли топкие и крутые берега, становившиеся естественной ловушкой для молодых и ослабленных животных, а также токсичные газы, выделяемые грязевым вулканом. Древние люди вполне могли разделять части туш с целью получения белковой пищи, в пользу чего явно свидетельствует наличие между костями каменных орудий. Сами древнейшие коллективы, как представляется, непосредственно на месте добычи мяса не жили, а использовали более удобные и укромные места в ближайшей округе. Занимались ли сами *Номо* активной охотой на крупных млекопитающих в раннеплейстоценовых условиях Таманского полуострова? Вопрос пока остаётся открытым, так как у нас до сих пор нет прямых свидетельств охоты в виде остатков охотничьего вооружения и следов его применения на стоянке Богатыри/Синяя Балка [7, 9].



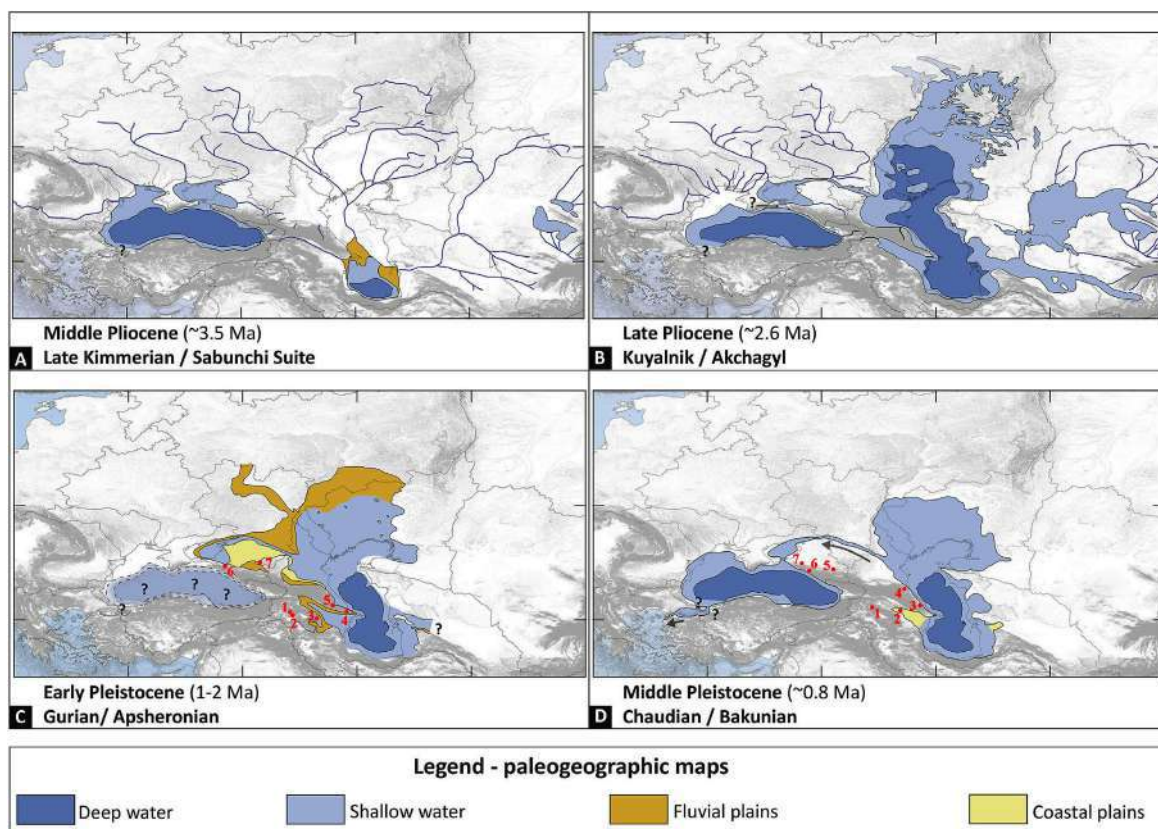


Рис. 2. Положение раннепалеолитических памятников Кавказа и Предкавказья, добавлено в реконструкции Понто-Каспия [22]. С: 1 - стоянка Дманиси; 2 - местонахождение Карахач; 3 - Азыхская пещерная стоянка; 4 - стоянка Рубас 1; 5 - стоянки Айникаб 1, Мухкай 1, 2; 6 - стоянки Богатыри/Синяя Балка, Родники 1, 2, Кермек; 7 - Ливенцовское местонахождение. D: 1 - местонахождение Мурадово; 2 - стоянка Гараджа; 3 - стоянки Дарвагчай 1, Дарвагчай-залив 1, 4; 4 - стоянки Айникаб 1, Мухкай 1, 2; 5 - Треугольная пещерная стоянка; 6 - местонахождение Яштух; 7 - местонахождение Игнатенков куток.

Ещё одним проявлением адаптации древнейших людей к конкретным природным условиям непосредственно на таманском берегу одного из заливов крупного раннеплейстоценового водоёма стали находки *in situ* уникальных древнейших изделий в непо потревоженных отложениях стоянки – трёх окаменевших костей позднемиоценовых морских млекопитающих, найденных на берегу и обработанных древнейшими людьми. В 2007 г. при раскопках памятника в квадрате 59/2 впервые была расчищена обработанная кость морского животного. находка располагалась в нижней части слоя 4, на границе с толщей песка. В 2018 г. при раскопках на стоянке Богатыри/Синяя Балка на квадрате 61/4, примерно в тех же планиграфических условиях – на границе песков слоя 3 и костеносной линзы (слой 4) была расчищена вторая обработанная окаменевшая кость тюленя. В 2020 г. в раскопе 01 стоянки Богатыри/Синяя Балка на квадрате 60/4, также на контакте слоёв 3 и 4, была обнаружена третья обработанная окаменевшая кость морского животного. Таким образом, раскопки показали, что все три обработанные кости позднемиоценовых животных располагаются в одних и тех же стратиграфических и планиграфических условиях. Все находки были расчищены в культуросодержащих отложениях рядом с каменными орудиями, костями слонов и эламотериев. Для всех трёх костей возникновение следов естественного расщепления в результате залегания в культурном слое исключается. Все поверхности негативов сколов имеют относительно "свежий" неповреждённый и неокатанный вид, без следов повреждения в слое в виде забитости, шлифовки и скругления ребер. Края сколов острые, без следов смятости и скругления. Обнаружение на раннепалеолитической стоянке Богатыри/Синяя Балка изделий, сделанных из окаменевших костей миоценовых морских

животных, может указывать на то, что древнейшие *Ното* использовали не только камень (окварцованный доломит), массово представленный в районе памятника, но также экспериментировали с другими видами сырья, в том числе и с фоссилизованными костями животных. Обнаружение столь редких артефактов в одном раскопе, в одинаковых стратиграфических и планиграфических условиях позволяет исследователям памятника сделать вывод о том, что уже в древнейших, олдованских технологиях изготовления орудий оформились навыки использования самого разнообразного сырьевого материала, вплоть до экзотического, как в данном случае.

В процессе комплексных исследований памятников Таманского комплекса родилось ещё одно интересное наблюдение об особом способе адаптации древнейших *Ното* на Кавказе в эоплейстоцене, названным В.Е. Щелинским «особой приморской пляжевой адаптацией». Вполне возможно, что «пляжевая зона берега крупного водного бассейна», как на Тамани «обеспечивала безопасность от хищников, водившихся на прибрежной равнине, и вместе с тем она могла быть также местом получения дополнительной пищи в виде трупов морских животных и рыбы» [19, с. 715]. Термин «пляжная» адаптация, как представляется, не совсем полно отражает суть этого явления, может быть, лучше употреблять название такого способа адаптации как «прибрежный». Что кроется, на самом деле, за этим явлением ждёт дальнейших исследований. Но, на данный момент, у нас нет прямых доказательств массового использования древнейшими гоминидами морепродуктов.

По крайней мере, приуроченность кавказских раннепалеолитических памятников к берегам крупных бассейнов прослеживается отчётливо (рис. 2). Помимо Тамани, эоплейстоценовые памятники Центрального Дагестана также реконструируются на берегу апшеронского бассейна Каспия [18, рис. 14]. Скорее всего, раннепалеолитические памятники в Приморском Дагестане и в Азербайджане также располагались на берегу апшеронского бассейна Каспия [3, 12].

*Археологическая и трасологическая части работы выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ № 21-18-00552, палеонтологическое определение и описание находок сделаны в рамках реализации госзадания ЮНЦ РАН, № проекта 01201363186.*

#### Список литературы:

- [1] Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло В.И., Певзнер М.А., Тактакишвили И.Г., Тесаков А.С. Положение Таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода РАН. – М.: Наука, 1991. – № 60. – С. 41-52.
- [2] Додонов А.Е., Трубихин В.М., Тесаков А.С. Палеомагнетизм костеносных отложений местонахождения Синяя Балка/Богатыри // Ранний палеолит Евразии: новые открытия. Материалы Международной конференции. – Ростов-на-Дону: изд-во ЮНЦ РАН, 2008. – С. 57-58.
- [3] Идрисов И.А., Зейналов А.А., Кулаков С.А. Новый геоархеологический район на западе Азербайджана // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. – С. 186-187.
- [4] Измайлов Я.А., Гусаков И.Н. Катастрофические извержения грязевых вулканов и их признаки в разрезах плейстоценовых отложений (Таманский полуостров) // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. – С. 253-255.
- [5] Измайлов Я.А., Щелинский В.Е. Геологическая ситуация раннепалеолитических местонахождений в Южном Приазовье на Таманском полуострове // Древнейший Кавказ: Перекресток Европы и Азии. – СПб.: ИИМК РАН, 2013. – С. 20-39.
- [6] Кулаков С.А. Новые данные по стратиграфии раннепалеолитической стоянки Богатыри/Синяя Балка // Новейшие открытия в археологии Северного Кавказа: Исследования и интерпретации. XXVII Крупновские чтения. – Махачкала: МавраевЪ, 2012. – С. 81-84.
- [7] Кулаков С.А. Раннепалеолитическая стоянка Богатыри / Синяя Балка на Таманском полуострове // Археологические вести. – СПб.: ИИМК РАН, 2018а. – № 24. – С. 19-32.

- [8] Кулаков С.А. Крупные рубящие орудия в индустрии раннепалеолитической стоянки Богатыри/Синяя Балка // Записки Института истории материальной культуры РАН. – СПб.: ИИМК РАН. С.
- [9] Кулаков С.А. Раннепалеолитическая стоянка Богатыри/Синяя Балка – пример адаптации древнейших гоминид // Палеолитическая стоянка Азых в Азербайджане и миграционные процессы. – Баку, 2018. – С. 119-135.
- [10] Кулаков С.А. К вопросу о стратиграфии и геологическом положении костеносной линзы в культуросодержащих отложениях стоянки Богатыри/Синяя Балка: взгляд археолога // Раннепалеолитические памятники и природная среда Кавказа и сопредельных территорий в раннем-среднем плейстоцене. – СПб.: Петербургское Востоковедение, 2020. – С. 65-90.
- [11] Кулаков С.А., Тимонина Г.И., Титов В.В. Некоторые итоги новых работ на раннепалеолитической стоянке Богатыри/Синяя Балка на Таманском полуострове // Труды V (XXI) Всероссийского археологического съезда в Барнауле–Белокурихе. Т. 1. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2017. – С. 68-74.
- [12] Лещинский С.В., Коновалова В.А., Бухарова Е.М., Бабенко С.Н. Палеонтологическое и стратиграфическое изучение окружения раннепалеолитических памятников в южном Дагестане // Древнейшие обитатели Кавказа и расселение предков человека в Евразии. – СПб.: Петербургское Востоковедение, 2010. – С. 67-79.
- [13] Несмеянов С.А., Кулаков С.А. Геологическое строение раннепалеолитической стоянки Богатыри/Синяя Балка // Древнейший Кавказ: Перекресток Европы и Азии. – СПб.: ИИМК РАН, 2013. – С. 40-50.
- [14] Саблин М.В. Наиболее вероятный возраст стоянки Богатыри // Древнейшие обитатели Кавказа и расселение предков человека в Евразии. – СПб.: Петербургское Востоковедение, 2010. – С. 62-66.
- [15] Титов В.В., Байгушева В.С., Тимонина Г.И., Тесаков А.С. Тафономические особенности эоплейстоценового местонахождения Богатыри/Синяя Балка (Таманский полуостров) // Палеолитическая стоянка Азых в Азербайджане и миграционные процессы. – Баку: ИАЭ НАНА, 2018. – С. 173-175.
- [16] Титов В.В., Тесаков А.С. Таманский фаунистический комплекс: ревизия типовой фауны и стратотипа // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. – С. 585-588.
- [17] Трубихин В.М., Чепалыга А.Л., Кулаков С.А. Возраст стратотипа Таманского комплекса и стоянок олдованского типа на Тамани (по палеомагнитным данным) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – М.: ГЕОС, 2017. – С. 434-436.
- [18] Чепалыга А.Л., Амирханов Х.А., Садчикова Т.А., Трубихин В.М., Пирогов А.Н. Геоархеология олдувайских стоянок Горного Дагестана // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2012. – № 72. – С. 73-94.
- [19] Щелинский В.Е. Функциональные особенности олдованских стоянок на Таманском полуострове в Южном Приазовье (геологические и археологические свидетельства) // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». – Ростов-на-Дону: Издательство ЮНЦ РАН, 2013. – С. 713-716.
- [20] Щелинский В.Е., Додонов А.Е., Байгушева В.С., Кулаков С.А., Симакова А.Н., Тесаков А.С., Титов В.В. Раннепалеолитические местонахождения на Таманском полуострове (Южное Приазовье) // Ранний палеолит Евразии: новые открытия. – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. – С. 21-28.
- [21] Щелинский В.Е., Кулаков С.А., Бозински Г., Киндлер Л. Открытие нижнепалеолитической стоянки на Таманском полуострове // Невский археолого-историографический сборник. – СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2004. – С. 223-233.
- [22] Krijgsman W, Tesakov A., Yanina T., Lazarev S., Danukalova G., Van Baak C.G.C., Agustí J., Alçiçek M.C., Aliyeva E., Bista D., Bruch A., Büyükmeriç Y., Bukhsianidze M., Flecker R., Frolov P., Hoyle T.M., Jorissen E.L., Kirscher U., Koriche S.A., Kroonenberg S.B., Lordkipanidze D., Oms O., Rausch L., Singarayer J., Stoica M., van de Velde S., Titov V.V., Wesselingh F.P. Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: Interbasinal connectivity and faunal evolution. – Earth-Science Reviews. 188, 2019. – P. 1-40.

**ПАЛЕОЛАНДШАФТНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ СРЕДНЕВЕКОВЬЯ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ПОЧВ ГОЧЕВСКОГО АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА****Ф.Г. Курбанова<sup>1</sup>, Т.А. Пузанова<sup>2</sup>, Е.Н. Асеева<sup>2</sup>, П.Г. Куст<sup>3</sup>, О.В. Руденко<sup>4</sup>**<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, fkurbanova403@gmail.com<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, puzanova@mail.ru, asejeva@mail.ru<sup>3</sup>Почвенный институт РАН им. В.В. Докучаева, Москва, Россия, Pavelkust@yandex.ru<sup>4</sup>Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, Орёл, Россия, olrudenko2011@yandex.ru**PALEOLANDSCAPE RECONSTRUCTION OF THE MIDDLE AGES BASED ON THE STUDY OF SOILS OF THE GOCHEVSKY ARCHEOLOGICAL COMPLEX****F.G. Kurbanova<sup>1</sup>, T.A. Puzanova<sup>2</sup>, E.N. Aseyeva<sup>2</sup>, P.G. Kust<sup>3</sup>, O.V. Rudenko<sup>4</sup>**<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia<sup>2</sup>M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia<sup>3</sup>V.V. Dokuchaev Soil Science Institute RAS, Moscow, Russia<sup>4</sup>I.S. Turgenev Orel State University, Orel, Russia

**Введение.** Одним из эпохальных климатических событий последнего тысячелетия на территории как Русской равнины, так и Восточной Европы в целом, являлись средневековая теплая эпоха [1, 12] и малый ледниковый период [4, 10]. Но во время временных отрезков как средневекового потепления климата, так и похолодания, были значительные декадные и вековые колебания температуры. Так, на территории Русской равнины самым теплым за последние 2000 лет был X век, после которого наметилась явная тенденция к похолоданию климата.

Одним из естественных архивов, в которых можно сохранить информацию об условиях окружающей среды прошлого, являются почвы, погребенные под курганными насыпями. Благодаря изолированности от внешних факторов среды почвы сохраняют информацию об особенностях окружающей природной среды во время погребения [5]. Нами были исследованы почвы под четырьмя курганами Гочевского археологического комплекса. Все курганы были сооружены в один период, но разница между ними составляет 25-50 лет. Сохранившаяся высота курганов составляет 40-60 см. Погребенные и фоновые почвы были сформированы в одинаковых геоморфологических условиях, на одном гипсометрическом уровне, в близких по составу лёссовых отложениях и располагались в пределах одного лесного массива. Расстояние между почвами составляет около 20 м. Почва 2b была погребена под курганом №224 во второй половине XI века, в то время, как почвы 3b (под курганом №121), 4b, 5b были погребены во второй четверти/середине XI века. Для сравнения условий прошлого с современными также изучалась фоновая (дневная) почва (1f).

**Результаты.** Все почвы были сформированы в лёссовых отложениях и классифицированы как Follic Greyzemic Luvic Phaeozem Cutanic [6]. Почвы отличались цветом гумусового горизонта, количеством и формой карбонатных новообразований, а также глубиной проникновения скелетан. Все изученные почвы характеризуются пылевато-суглинистым и пылевато-тяжелосуглинистым гранулометрическим составом с преобладанием фракции крупной пыли. Количество песка колеблется в относительно широких пределах в зависимости от почвенных горизонтов и литологических особенностей материнской породы, но не превышает 11%.

Элементы Ti, Zr, Nb и Al, которые в данных условиях относительно малоподвижны с точки зрения их участия в процессах выветривания, были выбраны для оценки литогенной однородности (или неоднородности) почвообразующих отложений [9, 11]. Рассчитанные для почвообразующих пород отношения этих элементов почти равны. Внутри почвенного профиля также выявлены низкие вариации данных показателей, что в совокупности указывает на однородность почвообразующего материала: близость его происхождения и минералогического состава [8]. Все почвы находились под единым лесным массивом.

Учитывая эти факты, можно связать педогенные различия между погребенными и фоновыми почвами с изменениями окружающей среды, которые произошли уже после погребения.

Почвы археологического комплекса различаются по глубине проникновения силтан, в фоновой почве гнёзда силтан встречаются вплоть до глубины 90 см, в почве 2b они прослеживаются до 80 см, в остальных почвах силтаны встречаются до 70 см. В почве 3b гумусовый горизонт становится темнее, и силтаны менее выражены. Кутанный комплекс во всех исследуемых почвах выражен одинаково хорошо, однако, в фоновой почве были обнаружены гумусовые затёки по трещинной сети.

На *микроуровне* отчетливо заметна дифференциация гумусовых горизонтов по цвету. В почве 3b гумусовый горизонт однороден и имеет более темный цвет, по сравнению с другими почвами хроноряда. В погребенных профилях 2b, 4b, 5b описана микроразнообразие зон. В почве 1f осветленный материал выделяется наиболее контрастно на фоне темных гумусированных микроразнообразий. Описанные закономерности указывают на стабильность гумусового горизонта в момент погребения почвы 3b, слабую степень его деградации в момент погребения почв 2b, 4b, 5b и относительно максимальную степень деградации в настоящее, что связано с относительно высоким количеством осадков [7].

Слабые признаки деградации гумусового горизонта в разрезе 3b коррелирует с относительно слабой выраженностью в данном разрезе кутанного комплекса. Обильные скелетаны в почвах 4b, 5b представлены осветленными вытянутыми зонами вокруг агрегатов. Хорошая выраженность скелетан коррелирует в разрезе 2b с хорошо выраженными скелетанами и развитым двухслойным кутанным комплексом, в котором к типичному для всех разрезов глинистому слою, добавляется слой темных глинисто-гумусовых кутан, как и в фоновой почве.

Глинистый слой кутан хорошо выражен до глубины 90-110 см и перекрывает во всех изученных разрезах (в т.ч. 3b) карбонатные новообразования, типичные для самых нижних горизонтов. Карбонатные новообразования представлены микритовыми формами, в разрезе 3b описаны ризолиты спарита. Наличие кутан на карбонатных новообразованиях говорит о том, что основной кутанный комплекс был сформирован еще до момента погребения почвы 3b, а описанные выше свойства являются отражением колебаний вокруг центрального образа почвы прошедшей в прошлом степную и затем лесную фазу почвообразования. В качестве дополнительного индикатора кратковременной эволюции на микроуровне использованы железомарганцевые новообразования, которые сравнительно быстро приходят в равновесие с условиями почвообразования. В почве 3b описано их наименьшее количество, в почвах 4b, 5b их количество увеличивается и достигает максимума в почвах 2b, 1f.

*Геохимические индикаторы.* Степень участия потенциально мобильных элементов, таких как Ca и Sr, в перемещении внутри почвенного профиля была оценена с помощью элювиально-иллювиальных коэффициентов  $K_{эл}$  [9]. Во всех пяти почвах вычисленные коэффициенты имели отрицательные значения в верхнем и среднем горизонтах, свидетельствующие об довольно интенсивном выщелачивании Ca и Sr. Однако в фоновой и погребенной почвах 2b и 4b абсолютные величины  $K_{эл}$  для Ca и Sr, оказались выше, чем в погребенных почвах 3b и 5b (рис. 1), что может указывать на менее влажные климатические условия, существовавшие до погребения последних.

*Спорово-пыльцевой анализ.* В палиноспектре из погребенной почвы, погребенной под курганом №224 и датированной второй половиной XI в. (2b), основной фон составляет пыльца березы (более 40%), что может свидетельствовать о наличии березово-дубового леса на точке заложения курганной насыпи (рис. 2). В палиноспектре из образца 3b на долю пыльцы травянистых растений приходится более 72%, из них почти 50% в сумме составляет пыльца сложноцветных и цикориевых, что свидетельствует о наличии открытого пространства: в момент возведения кургана это был участок степи или пашни. В образце 5b зарегистрирован максимум содержания пыльцы *Cannabaceae*, который может быть интерпретирован как сигнал возделывания конопли в регионе, что подтверждается пыльцевыми данными по соседним разрезам. В этом же образце особенно много спор гриба *Ustilina deusta*, паразитирующего на разлагающейся мертвой древесине.

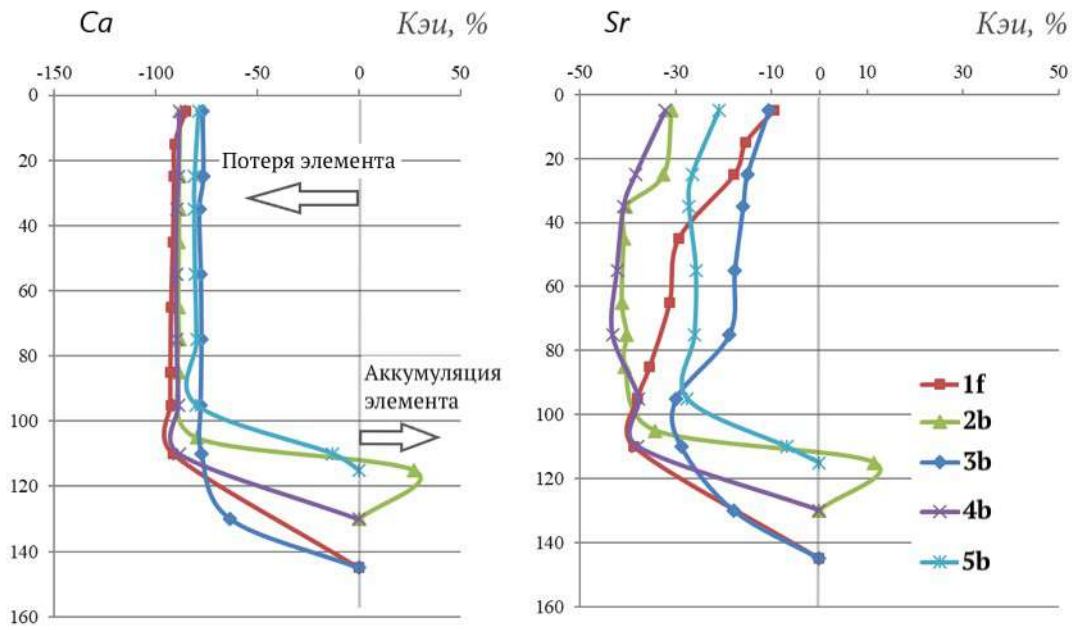


Рис. 1. Элювиально-иллювиальные коэффициенты для элементов Ca и Sr.

**Обсуждение.** Средневековый климатический оптимум, который начался около 1100 лет назад, характеризовался не только повышенными по сравнению с современностью среднегодовыми температурными характеристиками, которые были выше на 1°C, но и повышенной увлажненностью. Осадков в этот период выпадало больше на 25-50 мм [3]. Климатический оптимум, длившийся до начала XIII века, был разделен фазой сильного похолодания в XI веке, во время которого среднегодовые температуры были ниже современных на 0,5°, а количество осадков было ниже на 25 мм (рис. 3) [2]. В первый период малого климатического оптимума (1300–1000 л.н.) были наиболее благоприятные (теплые и сухие) условия для биоты. Второй период, который приходится на время сооружения исследуемых курганов (1000-800 л.н.), приходится на теплую и влажную фазу [4].

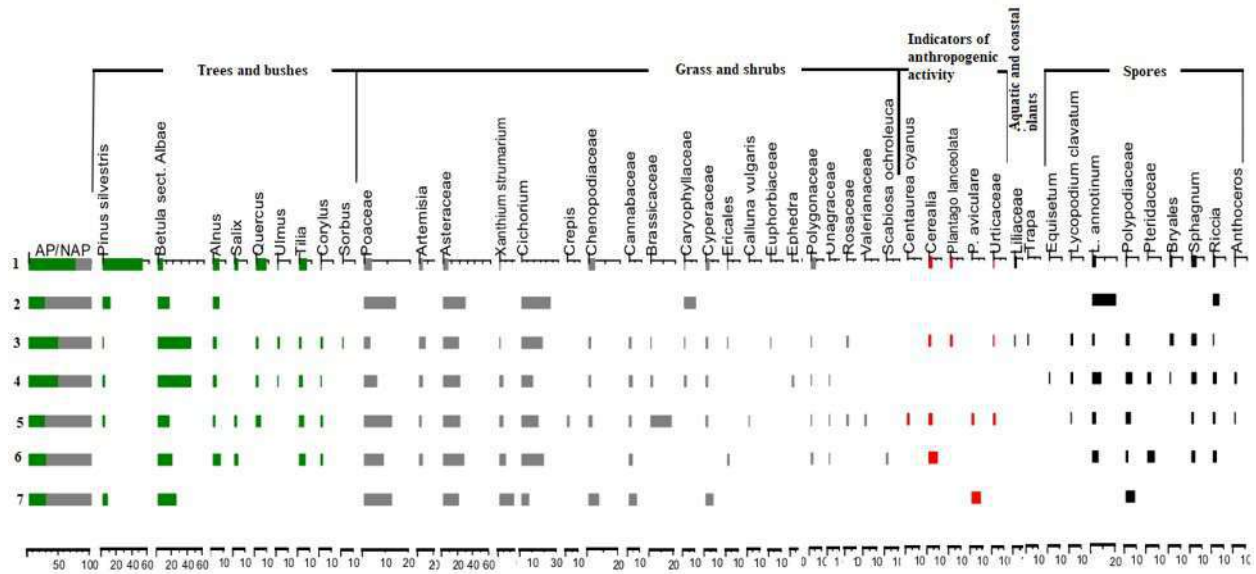


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма. 1 - фоновая почва (1f), 2 - погребенная почва (3b), 3 - погребенная почва (2b<sub>1</sub>), 4 - погребенная почва (2b<sub>2</sub>), 5 - погребенная почва (4b), 6 - погребенная почва (5b<sub>1</sub>), 7 - погребенная почва (5b<sub>2</sub>).

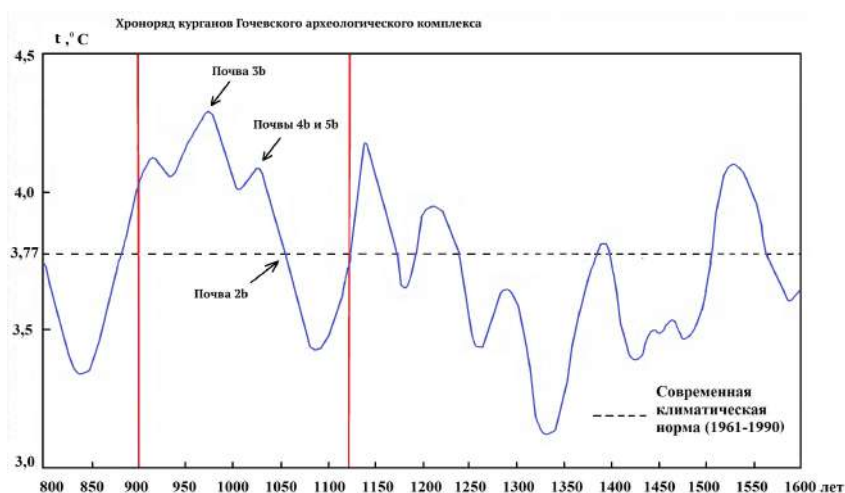


Рис. 3. Среднегодовая температура воздуха в центральной части Русской равнины в IX – XVI вв. На графике отмечено предполагаемое время погребения исследованных почв [2, 3].

Изучение химического состава пяти почв, одной фоновой и четырех погребенных, позволяет сделать вывод о том, что фоновая почва имеет много схожих свойств с погребенной почвой 2b, в то время как другие почвы имеют лишь частичное сходство (почва 4b и в меньшей степени 5b) или сильные отличия (3b).

Скорее всего, климатические условия в период погребения почвы 3b были более засушливыми по сравнению с современными, что подтверждается следующими фактами:

1) Цвет гумусового горизонта 3b темнее (10YR 2/1), чем в других почвах археологического комплекса (10YR 3/1).

2) Только в этой почве встречается спарит, типичный для сухих южных условий. Например, в ряду черноземов он наиболее характерен для южных

3) Количество железисто-марганцевых конкреций выраженность глинисто-гумусовых кутан в этой почве меньше по сравнению с другими почвами.

4) Спорово-пыльцевой анализ почвы 3b показал, что на пыльцу травянистых растений приходится более 72%, из которых почти 50% - пыльца сложноцветных *Asteraceae* и цикория *Chicory*, что свидетельствует о наличии открытого пространства на момент строительства кургана.

5) Данная почва характеризуется меньшими отрицательными значениями коэффициентов  $K_{\text{из}}$ , что указывает на ограниченные потери Ca и Sr из почвенных горизонтов, и, следовательно, на более сухие условия (по сравнению с современными условиями) перед погребением.

Из-за большего сходства с фоновой почвой таких морфологических свойств, как кутанный комплекс, скелетаны и цвет гумусового горизонта, немного позже были возведены курганы над почвами 4b, 5b, 2b. Близкое сходство фоновой почвы и палеопочвы 2b говорит о схожих климатических условиях во время погребения последней. Несмотря на перечисленные факты, нужно иметь ввиду отложенность реакции почвенных свойств на изменения климата [5].

*Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (проект № 19-18-00327).*

Список литературы:

[1] Величко А.А. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии (поздний плейстоцен-голоцен-элементы прогноза). – 1994.

[2] Клименко В.В., Климанов В.А., Сиринов А.А., Слепцов А.М. Изменение климата на западе Европейской части России в позднем голоцене. Доклады академии наук. – 2001. – Том 376. – №5. – С. 679-683.

[3] Клименко В.В., Слепцов А.М. Климат и история России в IX – XVI вв. // Вестник Московского энергетического института. – 1999. – №2. – С. 85-93.

[4] Сычева, С. А. Малый климатический оптимум голоцена и малый ледниковый период в памяти почв и отложений пойм рек Русской равнины // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2011. – № 1. – С. 79–93.

[5] Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. Отв. Ред. Иванов И. В., Кудеяров В. Н. – М. : ГЕОС, – 2015. – С. 388–400.

[6] IUSS Working Group WRB, World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. An international soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports – No. 106, – 2015). <https://doi.org/10.1017/S0014479706394902>.

[7] Makeev A., Rusakov A., Kurbanova F., Khokhlova O., Kust P., Lebedeva V., Milanovskiy E., Egli M., Denisova E., Aseyeva E., Rusakova E., Mihailov E. Soils at archaeological monuments of the bronze age – a key to the holocene landscape dynamics in the broadleaf forest area of the Russian Plain. Quaternary International, – 2021. – Vol. 590. – P. 26–47. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2020.09.015>

[8] Marsan, F. A., Bain D. C., Duthie D. M. L. Parent material uniformity and degree of weathering in a soil chronosequence, northwestern Italy. Catena, – 1988. – Vol. 15(6). – P. 507–517 DOI: 10.1016/0341-8162(88)90002-1

[9] Muir, J. W., Logan J. Eluvial/illuvial coefficients of major elements and the corresponding losses and gains in three soil profiles. J. Soil Sci. – 1982. – Vol. 33 92). – P. 295–308. DOI: 10.1111/j.1365-2389.1982.tb01767.x

[10] Pfister, C. and Brázdil, R.: Social vulnerability to climate in the "Little Ice Age": an example from Central Europe in the early 1770s // Clim. Past. – 2006. – Vol.2. – P. 115–129, <https://doi.org/10.5194/cp-2-115-2006>,

[11] Sheldon, N. D., Tabor N. J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols'. Earth-Science Reviews. – 2009. – Vol. 95. – № 1-2. – P. 1–52. DOI: 10.1016/j.earscirev.2009.03.004

[12] Teodoreanu E. Hydro-climatic events during the Little Climatic Optimum in Romania. Romanian Journal of Geography, – 2013. – Vol. 57 (1). – P. 3–8.

### МАГНИТНЫЕ И ОРГАНИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ В ПАЛЕОПОЧВЕННОМ РАЗРЕЗЕ КОСТЕНКИ 17

**А.И. Кургаева<sup>1</sup>, С.Н. Седов<sup>2</sup>, Б. Чавес-Вергара<sup>2</sup>, А.А. Бессуднов<sup>3</sup>, Е.А. Константинов<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> Тюменский Государственный университет, Тюмень, Россия, [avasiullina@gmail.com](mailto:avasiullina@gmail.com)

<sup>2</sup> Национальный автономный университет Мексики, Мехико, Мексика, [serg\\_sedov@yahoo.com](mailto:serg_sedov@yahoo.com), [bruno.chavez@gmail.com](mailto:bruno.chavez@gmail.com)

<sup>3</sup> Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия, [bessudnov\\_a22@mail.ru](mailto:bessudnov_a22@mail.ru)

<sup>4</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, [eakonstantinov@yandex.ru](mailto:eakonstantinov@yandex.ru)

### MAGNETIC AND ORGANIC INDICATORS IN PALEOPEDOLOGICAL PROFILE ON KOSTENKI 17

**A.I. Kurgaeva<sup>1</sup>, S.N. Sedov<sup>2</sup>, B. Chávez-Vergara<sup>2</sup>, A.A. Bessudnov<sup>3</sup>, E.A. Konstantinov<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> Tyumen State University, Tyumen, Russia

<sup>2</sup> Universidad Nacional Autonoma de Mexico, CdMx, Mexico, Mexico

<sup>3</sup> Institute for the history of Material Culture RAS, St. Petersburg, Russia

<sup>4</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Костенки – один из самых известных районов концентрации палеолитических памятников на территории Русской равнины. Палеолитическая стоянка Костенки 17 (Спицынская) расположена в приустьевой части Покровского лога в отложениях второй надпойменной террасы Дона. В настоящее время на памятнике известно два культурных слоя, приуроченных к отложениям верхней и нижней гумусированных толщ (ВГТ и НГТ), а также несколько горизонтов обитания, представленных небольшим числом находок [1].

Классическая костенковская последовательность слоев прослеживается на многих разрезах в пределах Костенковско-Борщевского археологического комплекса, в том числе и



на разрезе Костенки 17: две гумусированные толщи (ВГТ и НГТ), разделённые прослоем пепла и перекрытые пачкой лессовидных суглинков. ВГТ – одна из самых ярких частей разреза и состоит из нескольких гумусированных прослоев (от одного до четырёх), каждый из которых подстилается карбонатным и перекрывается оглеенным горизонтом [2,3]. Многочисленные датировки свидетельствуют, что данная толща на разрезе Костенки 17 сформировалась в период с 36 до 32 кал. тыс. л.н. [1].

Серия из трёх горизонтов (Bg, Ah, BСк), образующая один цикл почвообразования ВГТ, представляет собой два наложенных почвенных профиля. Первая фаза почвообразования (Ah, BСк) является дискуссионной (см. ниже); вторая фаза – результат глеево-метаморфического почвообразования при близком подступании многолетнемерзлых пород к поверхности. Две фазы разделены этапом склонового осадконакопления [3].

Существуют четыре версии генезиса первой фазы формирования почвенного профиля одного цикла ВГТ. Согласно В. Холлидэю [6], гумусированные прослои являются результатом гидроморфного почвообразования, при котором гумусированные прослойки представляют собой горизонт накопления слабо-разложившегося органического вещества (ОВ), а карбонатный горизонт – зона накопления гидрогенных карбонатов. Согласно второй версии, данные маломощные почвы являются результатом степного криоаридного почвообразования, которое характеризуется процессами перераспределения гумуса и карбонатов [3]. Третья версия: почвы могут быть представлены рендзинами, то есть карбонаты в горизонте BСк в основном унаследованы от материнской породы, а почвообразование происходило под древесной растительностью. Эта версия согласуется с данными спорово-пыльцевого анализа [2], согласно которым фитоценоз был представлен доминантой ели с примесью сосны. Обнаружение микроуглей и жжённых костей в толще гумусированных прослоев в совокупности с их ярко выраженными пиками магнитной восприимчивости (МВ) позволило высказать версию воздействия пирогенного фактора на формирование почвенного профиля ВГТ, который связан с деятельностью человека. При этом, последняя не исключает первые три версии.

Значения МВ были измерены вдоль всего профиля, тогда как частотно-зависимая МВ была определена для основных слоев, выделяемых в профиле. Значения МВ в современном черноземе, трёх гумусовых прослоях ВГТ и прослое вулканического пепла показали четкие пики (Рис. 1). Высокие значения МВ могут свидетельствовать о присутствии первичных магнитных (вулканогенных) минералов, воздействии педогенного или пирогенного факторов. Высокие значения частотно-зависимой МВ свидетельствуют о присутствии суперпарамагнетиков, то есть тонких ферритмагнитных минералов, а низкие значения – о присутствии крупных первичных минералов. Таким образом, гумусированные прослойки ВГТ и гумусовый горизонт современного чернозема имеют высокие значения и МВ, и частотно-зависимой МВ, тогда как прослой вулканического пепла имеет низкое значение частотно-зависимой МВ при высоком значении МВ (Рис. 1). Это подтверждает педогенный и/или пирогенный характер пиков МВ в ВГТ и современном черноземе и отсутствие в них первичных магнитных минералов вулканического происхождения, что особенно ясно видно на контрасте с прослоем вулканического пепла. Также, эти данные ставят под сомнение гипотезу гидроморфного происхождения ВГТ [6], так как в восстановительных условиях переувлажнения МВ обычно имеет низкие значения.

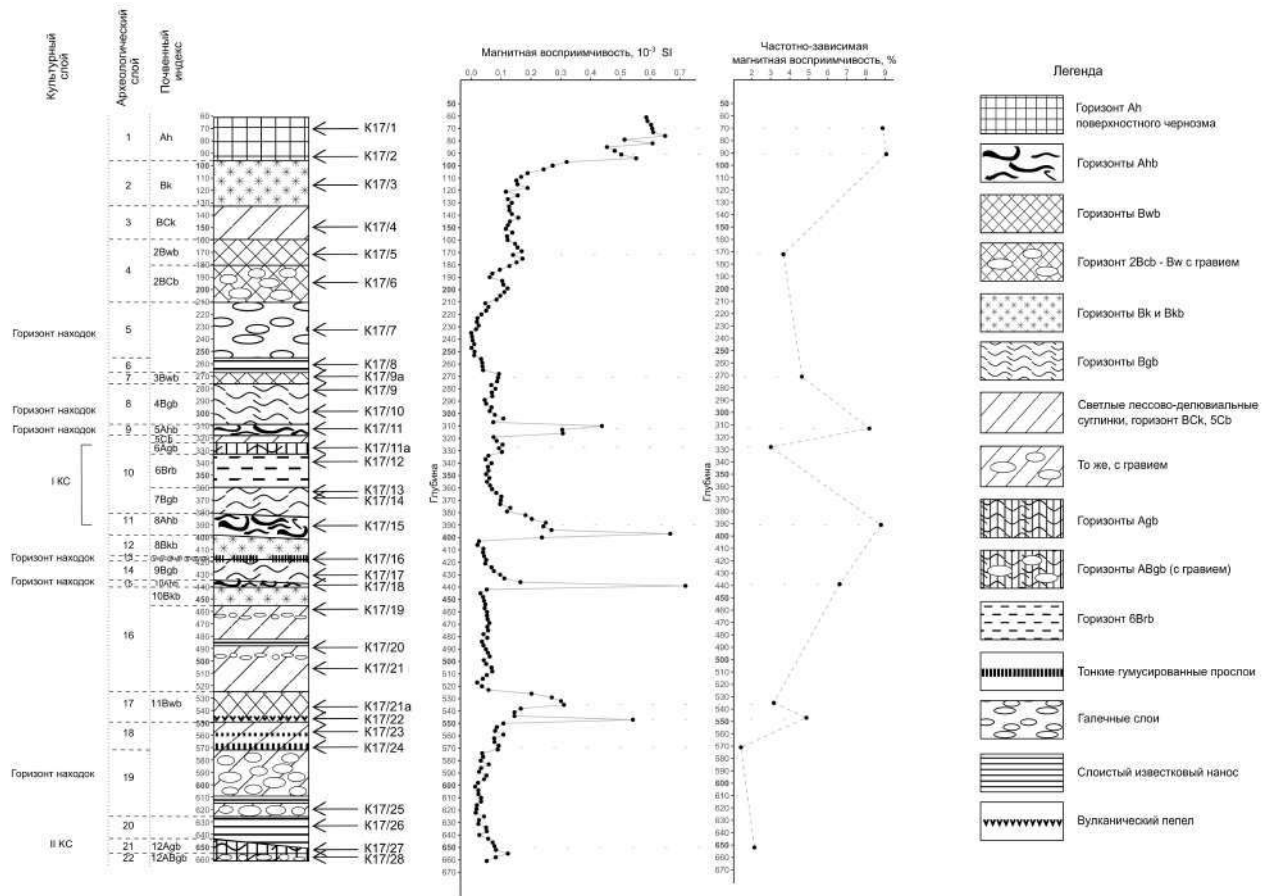


Рис. 1. Схема составной стратиграфической колонки разреза Костенки 17 и значения МВ и частотно-зависимой МВ, выраженной в % от МВ.

В то же время исследованные магнитные характеристики не позволяют различить накопление тонкодисперсных магнитных частиц, происшедшее вследствие педогенетических и пирогенных процессов. Таким образом, исследование вопроса генезиса ВГТ на разрезе Костенки 17 поставил нас перед необходимостью определить и разделить воздействие педогенного и пирогенного факторов. Для решения поставленной задачи были проанализированы функциональные группы органических молекул, измеренных с помощью ИК-спектроскопии нарушенного полного внутреннего отражения с Фурье-преобразованием (ATR/FT-IR) для трёх гумусовых прослоев ВГТ (образцы K17-11,15,18) и современного чернозема (образец K17-1) (Рис. 2). Лабораторный анализ образцов и постобработка результатов проводились в соответствии с [7]. Пики ИК спектров соответствуют следующим функциональным группам: карбонаты ( $875, 1446 \text{ см}^{-1}$ ), углеводороды ( $918, 1040, 1112 \text{ см}^{-1}$ ), ароматические соединения ( $1641 \text{ см}^{-1}$ ), карбоксильные соединения, связанные с хелатами и/или чёрным углеродом (black carbon) ( $1391, 1424 \text{ см}^{-1}$ ), карбоновыми кислотами ( $1794 \text{ см}^{-1}$ ) и алифатическими соединениями ( $1163, 1507 \text{ см}^{-1}$ ) [9].

Площади под пиками кривой ИК спектра были использованы для расчета отношения ароматических к алифатическим соединениям, т.е. индекс устойчивости ОВ к разложению (recalcitrance index (RI)) (ур.1), и отношение гидрофобных к гидрофильным соединениям, т.е. индекс гидрофобности (НВ:НН) (ур.2).

$$RI = \frac{\text{площадь графика под кривой ИК спектра на } 1641 \text{ см}^{-1}}{\text{площадь графика под кривой ИК спектра на } 1163+1507 \text{ см}^{-1}} \quad (\text{ур. 1})$$

$$НВ:НН = \frac{\text{площадь графика под кривой ИК спектра на } 1163+1391+1424+1507+1641 \text{ см}^{-1}}{\text{площадь графика под кривой ИК спектра на } 918+1040+1112+1794 \text{ см}^{-1}} \quad (\text{ур. 2})$$

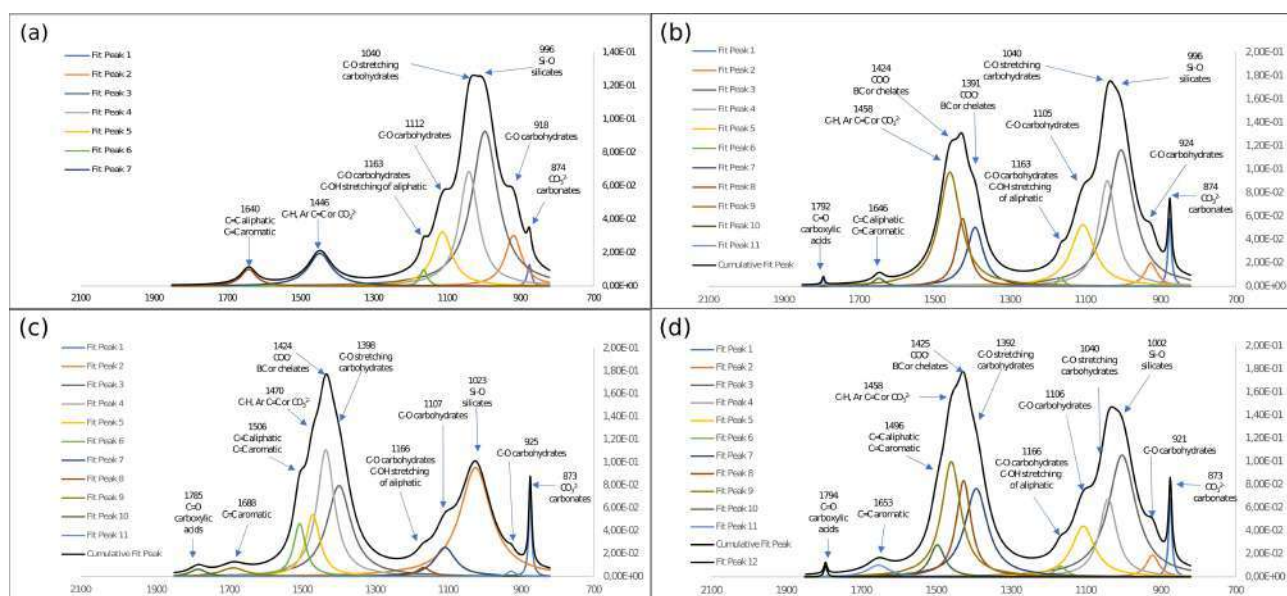


Рис. 2. Кривые ATR/FT-IR спектров после постобработки для четырёх образцов из разреза Костенки 17: (a) K17-1; (b) K17-11; (c) K17-15; (d) K17-18.

Результаты расчёта органических индексов представлены в таблице 1. Характеристики ОВ современного чернозема резко отличаются от соответствующих характеристик погребённых гумусированных прослоек ВГТ. Гумусированные прослойки отличаются друг от друга в меньшей степени, чем от современного чернозема, хотя отличие и существует.

Таблица 1. Площадь графика под кривой ИК спектра, соответствующая функциональной группе ОВ, и рассчитанные индексы устойчивости ОВ к разложению (RI) и гидрофобности ОВ (НВ:НI)

	Углеводороды	Алифатическая группа	Карбоксильная группа, black carbon и/или хелаты	Ароматическая группа	Карбоновые кислоты	RI	НВ:НI
K17-1	12,63	0,36	0,00	0,80	0,00	2,25	0,09
K17-11	15,50	0,25	7,93	0,40	0,08	1,59	0,55
K17-15	2,98	3,54	10,12	1,04	0,54	0,29	4,17
K17-18	12,30	2,63	15,15	1,17	0,16	0,45	1,52

В процессе почвообразования микроорганизмы селективно разрушают менее устойчивые соединения (алифатическую группу), тем самым количество устойчивых, в первую очередь ароматических, органических соединений увеличивается. Следовательно, высокие значения RI соответствуют более разложившемуся ОВ при относительно увеличенном содержании ароматической группы и относительно уменьшенном содержании алифатической группы [5].

В рамках анализируемых частей разреза пики кривой ИК спектра на 1391, 1424 см<sup>-1</sup> были интерпретированы как сигнал black carbon, а не сигнал хелатов, так как в естественных условиях хелаты формируются в процессе подзолообразования, а в условиях присутствия карбонатов в ВГТ данный процесс должен быть значительно замедленным. Наличие black carbon в погребённых горизонтах свидетельствует о воздействии процесса горения, что также подтверждается наличием угольков в микроморфологических шлифах. Более того, отсутствие соответствующих пиков кривой ИК спектра для современного чернозема свидетельствует об отсутствии воздействия пирогенного фактора.

Помимо селективного разложения, процесс горения приводит к накоплению устойчивых ароматических соединений, а следовательно, и к увеличению RI. Отсутствие пика кривой ИК спектра для образца современного чернозема, соответствующий содержанию black carbon, означает, что разложение ОБ микроорганизмами является основным фактором, который мог привести к высокому значению RI в данном горизонте. Более того, интенсивность разложения ОБ в современном черноземе выше, чем в погребённых горизонтах в прошлом. Тем не менее, накопление ароматических соединений в погребённых горизонтах могло происходить как в результате процесса разложения ОБ микроорганизмами, так и за счёт горения.

Индекс гидрофобности повторяет тренд RI: наибольшее значение индекса гидрофобности наблюдается в образцах с более разложившимся ОБ [4]. Также было доказано, что наличие угольков увеличивает значение данного индекса [8]. Однако в современном черноземе значение НВ:НІ наименьшее среди проанализированных образцов, что противоречит закономерности. Низкое значение НВ:НІ является результатом постоянного привноса свежего органического вещества (в частности, углеводов) в современный чернозём, в отличие от погребённых горизонтов ВГТ.

Рассчитанные индикаторы позволили определить различие между тремя погребёнными горизонтами ВГТ, хотя стоит повторить, что они отличаются между собой меньше, чем от современного чернозема. Среди гумусированных прослоек ВГТ горизонт 8Ahb (образец К17-15) отличается наивысшим значением НВ:НІ, что может свидетельствовать о более интенсивной аккумуляции пирогенного ОБ, что морфологически подтверждается присутствием красноватого прокала в данном гумусированном прослое. Горизонт 5Ahb (образец К17-11) характеризуется наивысшим значением RI, что скорее всего связано с более интенсивным разложением ОБ.

В заключение, магнитные и органические индикаторы позволили лучше понять природу погребённых горизонтов ВГТ, однако, не дали однозначного ответа касательно их генезиса. В частности, высокие значения МВ в гумусированных прослойках имеют педогенный и/или пирогенный генезис, последний из которых может быть связан с антропогенным фактором. Органические индикаторы подтвердили воздействие процесса горения, а также впервые позволили получить данные, которые свидетельствуют о различной степени влияния педогенного и пирогенного факторов на гумусированные прослойки ВГТ во время их формирования.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках проектов № 19-29-05267 «Пространственное и временное разнообразие палеопедогенеза перигляционной зоны Русской и Западно-Сибирской равнин в позднем квартете» и № 20-09-00233 «Хронология и культурная дифференциация палеолита Костенковской группы как основа культурно-исторических и палеодемографических реконструкций» и при поддержке РНФ в рамках проекта № 20-78-10151 «Палеолит Костенок в общеевропейском контексте: развитие культуры в свете новой хронологии».*

#### Список литературы:

- [1] Бессуднов А.А., Сеницын А.А., Диннис Р., Артюшенко А.А., Лада А.Р., Степанова К.Н., Малютина А.А., Бессуднова М.А., Петрова Е.А., Дука Е. Костенки 17 (ст. Спицына): новые данные о стратиграфии, хронологии и условиях залегания культурных слоев // *Stratum plus*. – 2021. – № 1. – С. 163–198.
- [2] Величко А.А., Писарева В.В., Седов С.Н., Сеницын А.А., Тимирева С.Н. Палеогеография стоянки Костенки 14 (Маркина гора) // *Археология, этнография и антропология Евразии*. – 2009. – № 4. – С. 35–50.
- [3] Седов С.Н., Хохлова О.С., Сеницын А.А., Коркка М.А., Русаков А.В., Ортега Б., Соллейро Э., Розанова М.С., Кузнецова А.М., Каздым А.А. Позднеплейстоценовые палеопочвенные серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костенки 14) // *Почвоведение*. – 2010. – № 8. – С. 938–955.

[4] Almendros G., Dorado J., Gonzalez-Vila F.J., Blanco M.J., Landes U. 13C NMR assessment of decomposition patterns during composting of forest and shrub biomass // *Soil Biology and Biochemistry*. – 2000. – Vol. 32(6). – P. 793–804.

[5] Chávez-Vergara B., Merino A., Vazquez-Marrufo G., Garcia-Olivia F. Organic matter dynamics and microbial activity during decomposition of forest floor under two native neotropical oak species in a temperate deciduous forest in Mexico // *Geoderma*. – 2014. – Vol. 235–236. – P. 133–145.

[6] Holliday V.T., Hoffecker J.F., Goldberg P., Macphail R.I., Forman S.L., Anikovich M., Sinityn A. Geoarchaeology of the Kostenki–Borshchevo Sites, Don River Valley, Russia // *Geoarchaeology: An International J.* – 2007. – Vol. 22(2). – P. 181–228.

[7] Ibarra-Arzave G., Solleiro-Rebolledo E., Chávez-Vergara B., Sedov S., Ortega-Rosas C., Sanchez G., Gamez T., Barceinas-Cruz H., Ayala E. Environmental setting of the early irrigation in Oasisamerica: Paleopedological evidences from the alluvial palaeosols in la Playa/Sonoran Desert // *Quaternary International*. – 2019. – Vol. 516. – P. 160–174.

[8] Merino A., Chávez-Vergara B., Salgado J., Fonturbel M.T., García-Oliva F., Vega J.A. Variability in the composition of charred litter generated by wildfire in different ecosystems // *Catena*. – 2015. – Vol. 133. – P. 52–63.

[9] Tatzber M., Mutsch F., Mentler A., Leitgeb E., Englisch M., Zehetner F., Djukic I., Gerzabek M.H. Mid-infrared spectroscopy for topsoil layer identification according to litter type and decompositional stage demonstrated on a large sample set of Austrian forest soils // *Geoderma*. – 2011. – Vol. 166(1). – P. 162–170.

**ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИНЫ РЕКИ  
СУДОСТЬ И ЗАСЕЛЕНИЕ ЧЕЛОВЕКОМ ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ  
СТОЯНКИ ЮДИНОВО**

**Е.И. Куренкова<sup>1</sup>, В.Е. Тумской<sup>2</sup>, Г.А. Хлопачев<sup>3</sup>, А.В. Панин<sup>1,2</sup>, И.С. Зюганова<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт географии РАН, г. Москва, Россия [paleolith@yandex.ru](mailto:paleolith@yandex.ru)

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия  
[vtumskoy@gmail.com](mailto:vtumskoy@gmail.com)

<sup>3</sup>Музей антропологии и этнографии им. Петра Великого (Кунсткамера), г. Санкт-Петербург,  
Россия [gakmae@yandex.ru](mailto:gakmae@yandex.ru)

**LATE PLEISTOCENE STAGE OF THE FORMATION OF THE SUDOST' RIVER  
VALLEY AND HUMAN SETTLEMENT IN THE UPPER PALEOLITHIC SITE  
YUDINOVO**

**E. I. Kurenkova<sup>1</sup>, V.E. Tumskoy<sup>2</sup>, G.A. Khlopachev<sup>3</sup>, A.V. Panin<sup>1</sup>, I.S. Zyuganova<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Russia

<sup>3</sup>Peter the Great Museum of Anthropology and Ethnography (the Kunstkamera), Saint Petersburg,  
Russia

Юдиновская стоянка - один из опорных памятников поздней поры (18–12 тыс. л. н.) верхнего палеолита бассейна р. Десны, относящийся к группе памятников тимоновско-юдиновской культурной традиции. Она была открыта в 1934 г. К.М. Поликарповичем, позднее здесь работали В.Д. Будько, З.А. Абрамова, Г.В. Григорьева. С 2004 г. стоянка исследуется Деснинской палеолитической экспедицией МАЭ РАН под руководством Г.А. Хлопачева. За все время раскопок на площади древнего поселения было вскрыто более 1500 кв. м культурного слоя, открыты и изучены пять жилищ из костей мамонта, очаги, различные хозяйственные ямы, производственные участки по расщеплению кремня, обработке кости, разделке тушек песка [4]. В течение многих лет здесь проводились палеогеографические исследования сотрудниками Лаборатории эволюционной географии Института географии РАН [1]. В пределах стоянки открыты два культурных слоя. Нижний слой датируется серией радиоуглеродных датировок в интервале 15-13.5 тыс. л.н., а верхний – 12.5-12 тыс. л.н.

Стоянка Юдиново находится на правом берегу р. Судости - крупнейшего правого притока р. Десны, на юго-западной окраине с. Юдиново Погарского района Брянской области. Она расположена на надпойменной террасе высотой 10-11 м, примерно в 100 м от берега. Поверхность террасы слабо наклонна, расчленена неглубокими пологосклонными балками и осложнена округлыми понижениями, которые есть также и на более высоких геоморфологических уровнях. Поперечный размер таких понижений составляет 50-100 м, относительная глубина – до 2-3 м. На террасе в настоящее время такие понижения хорошо выражены, т.к. они окружены сельскохозяйственными землями, а в их пределах обычно имеется древесная и кустарниковая растительность. Одно из таких понижений, которые мы рассматриваем как степные блюдца, расположено в непосредственной близости от стоянки Юдиново, примерно в 70 м. Центральная часть описываемого понижения примерно на 5 м ниже поверхности террасы около музейного павильона «Палеолит», на месте стоянки. Пологий склон, идущий к понижению, имеет уклон 0.07°.

Согласно результатам бурения, кровля коренных пород, представленных мергелями и известняками мелового возраста, залегает в районе памятника на глубине около 20 м, а в районе понижения она поднимается на 4 м. Выше залегают пески от грубо- до мелкозернистых, которые вверх по разрезу сменяются сначала супесями, а затем пылеватыми лёссовидными суглинками, мощность которых достигает 2-3 м. В пределах котловины над коренными породами залегают сразу пески средне-мелкозернистые, переслаивающиеся с суглинками, а в верхней части разреза они перекрываются суглинками мощностью до 5-6 м.

В целом разрез представляет собой типичные аллювиальные отложения с русловыми фациями в основании и пойменными – в верхней части. Однако лёссовидные суглинки и супеси, формирующие приповерхностный покров террасы, возможно, имеют эоловое происхождение, а суглинки в понижении – озёрное. Источником аллювиального материала, переносившегося праСудостью, были отложения гляциальных и перигляциальных формаций средненеоплейстоценового возраста, широко распространенных в бассейне р. Десны. Рельеф коренных пород неровный, что может объясняться как древней эрозией, так и карстовыми просадками.

К настоящему времени получены предварительные результаты карпологического анализа образцов из песчаного аллювия с линзами торфа, вскрытых бурением в пределах степного блюдца. Были обнаружены относительно немногочисленные остатки термофильных видов водных растений, включая вымерший вид *Potamogeton cf. marginatus*. Состав ископаемой флоры позволяет отнести опробованные отложения к микулинскому времени или первому ранневалдайскому потеплению (заключение И.С. Зюгановой). Этот вывод согласуется с данными спорово-пыльцевого анализа отложений из разреза Посудичи, который располагается на левом берегу р. Судости напротив Юдиново [2].

В ходе полевых работ 2019 г. была пройдена канава от центра степного блюдца по направлению к стоянке. Длина канавы составила 50 м при глубине до 3 м. В основании вскрытой части разреза степного блюдца залегают неяснослоистые тяжелые суглинки, а со стороны стоянки, вне блюдца – средне-крупнозернистые аллювиальные пески, также с очень неясной слоистостью. Выше эти отложения перекрываются супесями и лёссовидными отложениями, которые в основании разреза практически однородны, а примерно в 1 м выше кровли песков в них появляется линзовидно-ячеистая слоистость, которая имеет пологий наклон от поверхности террасы к центру блюдца. Их особенностью является присутствие двух горизонтов глеевого отбеливания: один вблизи современной поверхности, второй – почти в основании горизонта лёссовидных отложений. Расстояние по глубине между подошвой верхнего горизонта и кровлей нижнего составляет около 0.7-0.8 м.

В нижней части разреза лёссовидных отложений со стороны стоянки, на глубине около 2.5 м, были обнаружены артефакты культурного слоя – несколько фрагментов костей и обломки кремня. Расстояние от собственно стоянки до места их нахождения составляет 50-

60 м. Артефакты были найдены в однородных супесях, подстилающих слоистые лёссовидные суглинки. Их количество немного увеличивалось по направлению к стоянке, однако чётко проследить их распределение не удалось. Находки были сделаны только в краевой части канавы со стороны стоянки, далее 5-6 м от торца канавы они не прослеживались. Их нахождение позволяет предполагать, что, либо в этой части разреза находится краевая часть стояночной площадки памятника Юдиново, либо найденные артефакты были перемещены сюда склоновыми процессами на краю степного блюдца. Для этого необходимо было выяснить, что представляет собой степное блюдце и когда оно возникло, что заставило более внимательно изучать разрез отложений, вскрытых стенкой канавы, в пределах котловины блюдца.

Наиболее яркими элементами строения отложений в этой части являлись уже упоминавшиеся два белесых горизонта, происхождение которых предварительно связывается с процессом оглеения в условиях избыточного увлажнения, и ярко выраженная система своеобразных клиновидных структур. Эти структуры на стенке канавы представлены узкими клиньями вертикальной протяженностью до 1.5 м. Клинья начинаются от подошвы верхнего глеевого горизонта и заполнены его же белёсым материалом. В верхней части они имеют ширину до 5 см, а вниз постепенно уменьшаются до 1-2 см и выклиниваются. По длине клинья часто ветвятся, образуя как бы систему субпараллельных пересекающихся трещин, местами с небольшими раздувами. Часть из них доходит до нижнего белесого горизонта, пробивает его и прослеживается ниже, часть выклинивается выше него. По отношению к слоистости клиновидные структуры ведут себя независимо, т.е. эпигенетичны.

Расстояние между клиновидными структурами изменяется от 0.2-0.3 м до 1.5 м. Их вертикальные размеры имеют наибольшую величину в зоне перехода между степным блюдцем и склоном, ведущим к стоянке Юдиново. По направлению от зоны перехода к стоянке описываемые структуры постепенно исчезают. По направлению к центральной части блюдца они укорачиваются и разреживаются, расстояние между ними составляет в среднем около 1-1.5 м, а сами они становятся менее выраженными.

Для решения вопроса о происхождении клиновидных структур необходимо было понять, как они ведут себя в плане. Это позволила сделать горизонтальная расчистка в вышеупомянутой зоне перехода, пройденная непосредственно ниже подошвы верхнего белёсого горизонта. Установлено, что некоторые структуры пересекаются в плане и продолжаются в глубь массива пород, а часть – заканчивается в плане округлым «тупиком». Зафиксированы структуры, которые имеют в плане угловые изгибы (до 120°).

Исходя из первичной геологической информации можно утверждать, что вскрытые канавой клиновидные образования формируют псевдополигональную систему в плане. Поперечный размер полигонов не превышает 1.5 м, часто он меньше 1 м. На этом основании первоначальная гипотеза о том, что мы имеем дело с результатом морозобойного растрескивания, представляется маловероятной [3]. Более вероятно, что описанные клиновидные образования представляют собой трещины усыхания. Они формировались во время максимальных колебаний влажности почвы в пределах степного блюдца, в результате чего их заполнение произошло материалом верхнего оглеенного горизонта. В настоящее время благодаря тому, что заполнение трещин представлено относительно рыхлым материалом, они освоены корнями растений.

На основании геологических данных можно утверждать, что исследованное степное блюдце появилось значительно раньше времени возникновения стоянки Юдиново и, возможно, предопределило место её появления. Это понижение во время активной жизнедеятельности людей, по-видимому, представляло собой небольшое озеро и имело более крупные размеры, чем сейчас. Обнаруженные в краевой части понижения артефакты не позволяют связать их с конкретным культурным слоем, нижним или верхним, но возраст вмещающих их отложений в целом является послеледниковым и, вероятно, относится к границе позднего неоплейстоцена-голоцена. Лёссовидные суглинки, перекрывающие однородные супеси с найденными артефактами, исходя из их своеобразной слоистости и приуроченности к борту понижения, можно считать склоновыми (делювиальными или делювиально-солифлюкционными) отложениями, образовавшимися в результате ближнего

переотложения лёссовидных отложений с более высокой части террасы, от стоянки. Однако отсутствие в них артефактов позволяет предполагать, что материалом, вовлечённым в склоновый процесс, послужили археологически стерильные лёссовидные образования, перекрывавшие стоянку. Не исключено, что они вовлекались в склоновый транспорт параллельно с эоловой седиментацией на поверхности террасы в позднеледниковье. Формирование трещин усыхания можно связывать со временем относительно засушливого континентального климата в начале голоцена.

*Исследования выполнены при поддержке РФФИ, проекты 18-00-00542 КОМФИ, 18-00-00837 КОМФИ (комплексный проект 18-00-00918 (К) КОМФИ).*

Список литературы:

[1] Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И. Палеогеографические особенности основных стоянок позднего палеолита бассейна реки Десны (Хотылево, Елисеевичи, Юдиново, Пушкари) // Епиграветські пам'ятки середнього Подніпров'я. Археологічний альманах. № 31. Київ: Видавець Олег Філюк. 2014. С. 99-115.

[2] Гуртовая Е.Е., Фаустова М.А. О микулинском этапе формирования аллювия в бассейне среднего течения Десны (на примере разреза у села Посудичи) // Известия АН СССР, сер. геогр., 1977. №2. С. 69-75.

[3] Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск. 1977. 213 с.

[4] Хлопачев Г.А. Опыт реконструкции плана и некоторые особенности структуры Юдиновского верхнепалеолитического поселения // Записки ИИМК РАН. 2018. № 17. С. 97-106.

## ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И ЭТАПЫ ЗАСЕЛЕНИЯ ВЕРХНЕГО ПРИКАМЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

**Е.Г. Лаптева<sup>1</sup>, С.С. Трофимова<sup>1</sup>, Н.Е. Зарезкая<sup>2,3</sup>, Е.Л. Лычагина<sup>4,5</sup>, А.В. Чернов<sup>6</sup>,  
С.В. Копытов<sup>4</sup>, Д.А. Демаков<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия, lapteva@ipae.uran.ru, svetlana.trofimova@ipae.uran.ru

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, n\_zaretskaya@inbox.ru

<sup>3</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>4</sup>Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия, lychaginae@mail.ru, sergkopytov@gmail.com

<sup>5</sup>Пермский государственный гуманитарно-педагогический университет, Пермь, Россия, demakov-denis@mail.ru

<sup>6</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия, alexey.chernov@inbox.ru

## THE HOLOCENE ENVIRONMENT DYNAMICS AND HUMAN OCCUPATION OF THE UPPER KAMA REGION

**E.G. Lapteva<sup>1</sup>, S.S. Trofimova<sup>1</sup>, N.E. Zaretskaya<sup>2,3</sup>, E.L. Lychagina<sup>4,5</sup>, A.V. Chernov<sup>6</sup>,  
S.V. Kopytov<sup>5</sup>, D.A. Demakov<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Plant and Animal Ecology Urals Branch of the RAS, Ekaterinburg, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography, RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Perm State University, Perm, Russia

<sup>5</sup>Perm State Humanitarian Pedagogical University, Perm, Russia

<sup>6</sup>Moscow State University, Moscow, Russia

Детальные летописи голоцена, реконструированные по данным разнообразных природных архивов по всему Земному шару, в результате комплексных анализов могут выявить не только причины и ритмы долго- и короткопериодных климатических изменений, но и позволяют оценить их влияние на развитие древних человеческих сообществ и особенности их адаптации к меняющейся среде. Одним из таких палеоархивов являются заполнения палеорусел активно меандрирующих равнинных рек, к которым относится и река Кама. Изучение пойменных отложений р. Камы на территории Верхнего Прикамья, расположенного на севере Пермского Предуралья в северо-восточной окраине Восточно-Европейской равнины, позволяет реконструировать природные условия речной долины на



разных этапах ее развития, опираясь на данные палеоруслового, радиоуглеродного, спорово-пыльцевого и палеокарпологического анализов. Реконструкция природных условий Верхней Камы важна для восстановления истории освоения этой территории древним человеком, поскольку на протяжении всего голоцена она являлась важной транзитной магистралью, которая связывала Волго-Камский район и крайний северо-восток Европы.

На основе анализа первичного пойменного рельефа и отложений, слагающих пойму р. Камы и ее притоков, в сопряженности с радиоуглеродными датами, полученными по органогенным отложениям опорных разрезов и скважин, удалось выделить 7 разновозрастных генераций [4]. Эти генерации последовательно сменяли друг друга в постоянно меандрировавшем русле; при образовании каждой последующей генерации частично уничтожалась предыдущая в процессе размыва берегов.

С целью реконструкции растительных палеосообществ Верхнего Прикамья в пределах современной средней тайги наиболее полные палинологические летописи от раннего голоцена до современности получены из органогенных отложений 3-х разрезов. Из 8-ми разрезов охарактеризованы единичные спорово-пыльцевые спектры (СПС) в соответствии с полученными радиоуглеродными датами в интервале от раннего до позднего голоцена. Дополнительно из органогенных отложений в соответствии с радиоуглеродными датами выделены комплексы растительных макроостатков (рис. 1).

СПС и комплексы макроостатков растений, соответствующие возрасту 10600–10500 кал. л.н., полученному из подошвы заполнения палеоруслу в районе мезолитической стоянки Коса I на р. Лолог (левый приток р. Косы, правого притока р. Камы), 9780–9660 кал. л.н. – из подошвы разреза скважины, пробуренной в древней ложбине стока к востоку от русла р. Косы, 9790–9655 и 9300–9090 кал. л.н. – из подошвы органогенных отложений разрезов Керчевский и Леваты на р. Кама, соответственно, показали, что в конце пребореального и в бореальном периодах древостой лесов среднетаежного типа формировали береза, сосна обыкновенная и ель. Вероятно, ель не играла существенной роли в лесах в то время, о чем свидетельствует небольшая доля ее пыльцы в СПС и отсутствие макроостатков *Picea* в большинстве комплексов. В подлеске встречались кустарниковые березки: присутствует пыльца *Betula sect. Nanae*, но макроостатки не обнаружены. В целом, видовой состав выделенной палеофлоры аналогичен современной растительности [5], что позволяет предполагать также близкие климатические условия.

Время образования наиболее древней 7-ой пойменной генерации датируется ~9300–8400 кал. л.н., что соответствует бореальному периоду. Долина реки Камы занимала положение, близкое к современному. Однако, русло реки, несмотря на наличие крутого ведущего берега, свободно меандрировало в широкой пойме, то приближаясь к нему, то отходя глубоко в пределы поймы. К этому времени относятся мезолитические стоянки. Они располагались либо на второй надпойменной террасе, либо на коренном берегу. В настоящее время часть памятников находится на берегах старичных озер, на значительном расстоянии от современного русла Камы. Высокое расположение поверхности второй надпойменной террасы и коренного берега позволяли не опасаться ежегодных половодий. Не исключено, что часть кратковременных стоянок могла находиться в пойме и была уничтожена из-за интенсивного меандрирования реки.

Во время формирования 6-й пойменной генерации (8000–7500 кал. л.н.) параметры излучин ненамного возросли, что может трактоваться как увеличение в раннем атлантическом периоде водности речного потока. К этому периоду развития долины относятся стоянки позднего мезолита. Их расположение, по сравнению с предыдущим периодом, не изменилось. Согласно СПС и комплексам макроостатков растений, соотнесенных с интервалом времени 7970–7600 кал. л.н., полученных по заполнению палеоруслу у мезолитических стоянок Коса III и Коса II на р. Лолог, соответственно, в раннем атлантическом периоде были распространены мелколиственно-хвойные леса из березы, сосны обыкновенной и ели. Вероятно, стала возрастать роль ели, поскольку помимо пыльцы обнаружены и макроостатки *Picea*, и началось внедрение широколиственных пород в состав древостоя, преимущественно вяза (*Ulmus* sp.), леса стали приобретать южно-таежный вид.

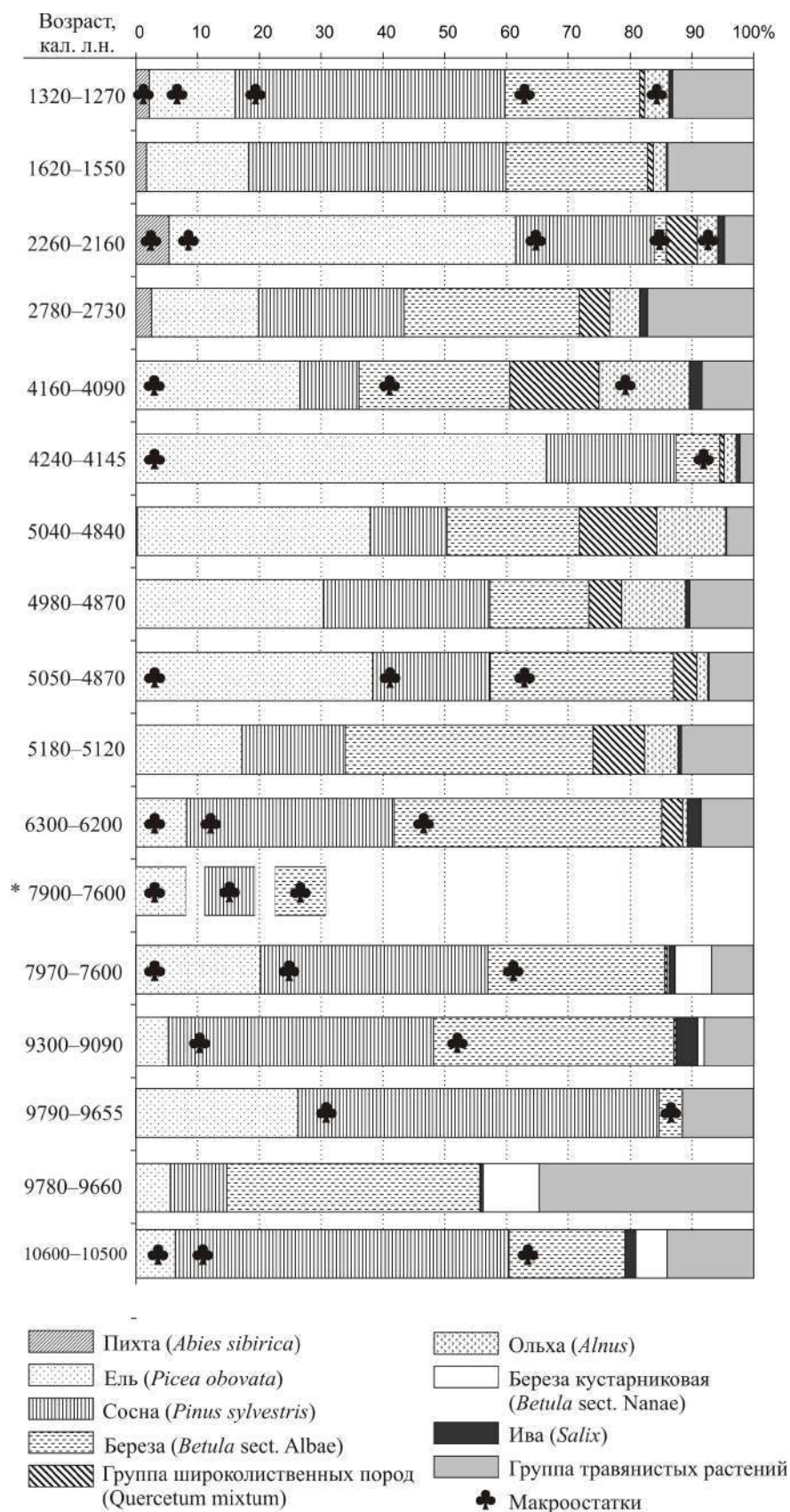


Рис. 1. Состав и содержание пыли и макроостатков древесных растений в отложениях голоценового возраста долины р. Кама в Верхнем Прикамье. \* - только комплекс макроостатков, палинологические данные отсутствуют.

К середине атлантического периода сформировались широколиственно-хвойные леса, в составе которых наряду с елью, сосной обыкновенной и березой встречались вяз, липа, возможно, дуб. В настоящее время северная граница ареала широколиственных пород проходит южнее района исследования [5]. Несмотря на присутствие пыльцевых зерен *Carpinus betulus* в СПС разреза Леваты (~6900–5200 кал. л.н.), граб на северной территории Верхнего Прикамья не произрастал, а единичная пыльца лишь косвенно указывает на приближение его ареала к Верхнему Прикамью, не захватывая его. Липово-вязово-еловые леса с участием сосны обыкновенной и березы существовали до середины суббореального периода, что отражено в СПС, соответствующих временному интервалу 5180–4090 кал. л.н., полученных из ряда разрезов отложений поймы р. Камы [4]. Причем состав и соотношение пыльцы древесных пород в этих СПС закономерно отражает уменьшение роли широколиственных пород с юга на север. Хотя макроостатки широколиственных деревьев и неморальных травянистых видов в голоценовых отложениях Верхнекамского района не выявлены, найдены макроостатки черемухи (*Padus*) и калины (*Viburnum*) – типичных представителей подлеска неморальных лесов. Климатические условия были теплее современных, об увеличении влажности свидетельствует и распространение ели и ольхи – наиболее требовательных к влагообеспеченности почвы и климата пород. Интересно, что в СПС и комплексе растительных макроостатков из разреза Леваты, соответствующих радиоуглеродной дате 4240–4145 кал. л.н., фиксируется минимум содержания пыльцы широколиственных пород, максимум пыльцы и высокое содержание макроостатков ели при участии березы. Доля пыльцевых зерен сосны обыкновенной – менее 10%, и ее макроостатки не обнаружены, что свидетельствует о незначительной роли сосны в данном месте в этом временном интервале. Возможно, в связи с проявлением кратковременного глобального похолодания около 4200 кал. л.н. еловые леса приобрели облик южно-таежного типа с небольшой примесью широколиственных пород.

Согласно данным палеорулового анализа, в середине атлантического периода (7500–6000 кал. л.н.) коэффициент стока понизился из-за увеличения испарения и подземного стока в оттаявшую от мерзлоты толщу. Это отразилось на параметрах русла – излуцины, которые образовывались в то время, были заметно меньшего размера, чем формировавшиеся до и после них. Следы от этого этапа сохранились на 5-й пойменной генерации. Ширина пояса меандрирования в это время была относительно небольшой, что снижало потенциальную опасность размыва и разрушения рекой прибрежных построек. В археологическом плане, это время существования неолитических памятников. К сожалению, в данном районе неолитические стоянки практически не известны. Можно отметить только стоянки Лёкмартово II, Лёкмартово III, находящиеся на первой и второй надпойменных террасах, высоко над водой. Вероятно, большинство неолитических стоянок, воспользовавшись благоприятной гидрологической ситуацией, располагалось непосредственно около воды, в пойме. В пользу этого свидетельствует и то, что рыболовство играло большую роль в хозяйстве неолитического населения Верхнего и Среднего Прикамья [3].

Похолодание конца атлантического периода вызвало рост количества осадков, отразившееся в увеличении водности реки во все фазы режима. Именно этим обстоятельством можно объяснить резкую активизацию русловых деформаций во время формирования 4-й пойменной генерации, отложения которой датируются в интервале 5900–4500 кал. л.н. Русло при формировании 4-й генерации оставило свои следы в виде гривистых сегментов и стариц почти по всей ширине поймы, глубоко вдаваясь в её поверхность вплоть до левобережной границы, где оно контактировало с уступом первой и более высоких террас. Это был период, когда блуждающая река быстро размывала свои берега, уничтожая при этом вероятные находившиеся там стоянки более раннего времени. Возможно, почти полное отсутствие неолитических памятников в этом районе связано с их уничтожением в результате резких изменений положения русла реки. Частые отклонения русла от правого высокого берега, где располагались стоянки древнего человека, затрудняли снабжение его водой – за ней стало неудобно ходить. В это время в регионе распространились

энеолитические памятники, относящиеся к гаринской культуре. Часть из них расположена на сохранившихся участках 5-й пойменной генерации (или на границе поймы и первой террасы), часть – на коренных берегах.

3-я пойменная генерация формировалась в суббореальном и начале субатлантического периодов (3100–2100 кал. л.н.). Многоводье предыдущего периода завершилось, руслоформирующие расходы воды снизились, и излуины Камы вновь стали меньше. Тем не менее, русло в этот период по-прежнему активно перерабатывало пойменные берега, отходя от правого берега в глубь левобережной поймы. Условия проживания вблизи русла Камы по-прежнему были не самыми благоприятными. В археологическом плане к этому периоду относятся памятники раннего железного века. В районе исследований они практически не известны. Исключения составляют селище Вилисово I и стоянка Усть-Уролка I, расположенные на значительном расстоянии от современного русла Камы. Важную роль в хозяйственных занятиях населения в это время играла охота. Поэтому нахождение близко к большой реке существенного значения для населения не имело.

В финале суббореального и начале субатлантического периодов в составе лесов появилась и распространилась пихта (*Abies sibirica*), о чем свидетельствуют находки ее пыльцы и макроостатков, соответствующих радиоуглеродным датам разрезов Амбор (2780–2730, 1620–1550 и 1320–1270 кал. л.н.) и Кушмангорт (2260–2160 кал. л.н.). Распространились южно-таежные пихтово-еловые и светлохвойные леса с участием березы и широколиственных пород, а впоследствии – среднетаежные темно- и светлохвойные формации современного облика, из состава древостоя которых широколиственные породы исчезли. В южной части района исследования широколиственно-хвойные леса сохранились примерно до 2800 кал. л.н., что сходно с ранее полученными результатами для Верхнего Прикамья в пределах современного распространения южной тайги [1, 2].

В первой половине субатлантического периода практически все излуины предшествовавшего периода были спрямлены, и русло Камы заняло устойчивое положение вдоль коренного ведущего правого берега. Пойменные массивы 2-й генерации, возраст которых составляет 1400–1000 кал. л.н., лежат вблизи современного русла, повторяя его прямолинейную конфигурацию на некотором удалении от него. Одновременно более устойчивыми стали пойменные берега предшествующих генераций – опасность их размыва и уничтожения построек на них резко снизилась. На крутом правом берегу стали возникать поселения, некоторые из которых сохранились до середины XX века. К этому периоду относится распространение в Верхнем Прикамье средневековых памятников. Их расположение во многом зависело от типа памятника. Городища больше связаны с коренными берегами, в то время как селища привязаны к надпойменным террасам, берегам старичных озер и поймам малых рек – притоков Камы. Значительную роль в освоении региона в то время, несмотря на довольно суровые природные условия, сыграло развитие подсечно-огневого земледелия с использованием сначала ручных земледельческих орудий труда, а затем – пахотных орудий с применением тягловой силы. При этом на месте коренных темнохвойных лесов стали распространяться пирогенные растительные сообщества, в том числе вторичные мелколиственные и светлохвойные леса. В то же время, сохраняли определенное значение охота и рыбная ловля.

Таким образом, на протяжении всего голоцена происходило интенсивное меандрирование русла Верхней Камы; существенно менялись размеры излуин и водность реки. С раннего голоцена и до современности преимущественно таежные мелколиственно-светло- и темнохвойные леса покрывали территорию Верхнего Прикамья, господство которых прерывалось распространением широколиственно-хвойных лесов во второй половине среднего голоцена. Проникновение первых людей в этот регион отмечено уже в мезолите. Но активное заселение человеком бассейна Верхней Камы происходит только в средневековье. Осваивая этот район, средневековый человек успешно адаптировался к окружающим его условиям. В то же время в результате своей хозяйственной деятельности он в той или иной степени трансформировал природные сообщества бассейна Верхней Камы, в результате чего широко распространились вторичные мелколиственные и светлохвойные леса на месте коренных темнохвойных лесов.

Список литературы:

- [1] Зарецкая Н.Е., Лычагина Е.Л., Лаптева Е.Г., Трофимова С.С., Чернов А.В. Пойма Камы: реконструкция среды обитания древних и средневековых сообществ Среднего Предуралья // Российская археология. – 2020. – № 1. – С. 44–58.
- [2] Лаптева Е.Г., Зарецкая Н.Е., Косинцев П.А., Лычагина Е.Л., Чернов А.В. Первые данные о динамике растительности Верхнего Прикамья в среднем и позднем голоцене // Экология. – 2017. – № 4. – С. 267–276.
- [3] Лычагина Е.Л. Неолит Верхнего и Среднего Прикамья. – Пермь: Изд-во ПГГПУ, – 2020. – 364 с.
- [4] Лычагина Е.Л., Демаков Д.А., Чернов А.В., Зарецкая Н.Е., Копытов С.В., Лаптева Е.Г., Трофимова С.С. Среда обитания древнего человека в бассейне Верхней Камы: опыт реконструкции // Вестник археологии, антропологии и этнографии. – 2021. – № 1(52). – С. 5–19.
- [5] Овеснов С.А. Конспект флоры Пермской области. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, – 1997. – 252 с.

## ФАУНА МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ СТОЯНКИ БЫКИ 7 (БАССЕЙН СЕЙМА): ВИДОВОЙ СОСТАВ, ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ

**А.К. Маркова**

Институт географии РАН, Москва, Россия, amarkova@list.ru

## SMALL MAMMAL FAUNA FROM LATE PALAEOLITHIC SITE BYKI 7 (SEIM BASIN): SPECIES COMPOSITION, PALEORECONSTRUCTIONS

**A.K. Markova**

Institute of geography RAS, Moscow, Russia

Стоянка Быки 7 расположена на левом берегу р. Сейм (бассейн Десны) (51°38'N, 35°30'E), на Ю-З склоне Среднерусской возвышенности, в пределах лесостепной зоны [1]. По мнению А.В. Панина стоянка приурочена к высокой дюне, возвышающейся над поймой Сейма. Стоянка Быки 7 является частью комплекса «быковских стоянок»: Быки 1, Быки 2, Быки 3, Пены (Быки 4), Быки 5, Быки 6 и Быки 8. Многие годы археология стоянки Быки 7 изучается Н. Б. Ахметгалиевой [1]. В исследованиях принимали участие ряд географов [2, 3, 4]. Археологические материалы стоянки Быки 7 и стоянок Быки 1 – 6 и Быки 8 выделены в «быковский археологический комплекс» [1]. Фауна крупных млекопитающих изучалась Н.Б. Буровой [7]. По археологическим данным люди на стоянке Быки 7 и на других стоянках данного комплекса обитали сезонно.

Археологические материалы всех этих стоянок принадлежат единой культурной традиции. Для всего комплекса некалиброванные даты находятся в интервале 25 000 – 14 300 ВР. Большинство откалиброванных дат Быков 7 попадают в интервал 20 000 - 16 000 л.н. [1]. Нужно отметить, что памятники Быки 2, Быки 3, Быки 6, Быки 8 – представлены лишь поверхностными сборами.

Стоянка Быки 7 является многослойной и включает культурные слои: Ia, Ib, I, II. [1, 7] (Рис. 1). Здесь обнаружены уникальные зооморфные изделия из костей мамонта и других животных [1].

### 1. Геология стоянки

Сверху вниз на стоянке Быки 7 выделяются следующие геологические горизонты (рис. 1) [7]:

1. Горизонт А современной почвы (М – 0,5-0,60 м),
2. горизонт В современной почвы (М – 0-0,40 м),
3. Лессовидная супесь серо-бурого цвета (М - 0,50-0, 80 м). В нижней части слоя выявлен культурный слой Ia.
4. Зеленоватые линзы песка (0 – 0,06 м),

5. Коричневый суглинок (0,10-0,25 м) В нем отмечены мерзлотные клинья второй генерации. К горизонту приурочен **культурный слой Ib**.

6. Желтый песок с прослоями суглинка в нижней части (0,05-0,55 м). К верхам слоя приурочен **культурный слой I**. К низам слоя – **культурный слой II**.

7. Коричневый слоистый суглинок (0,1-0,5 м)

8. Слоистые пески (0,2 м).

Между 5 и 6, а также 6 и 7 слоями отмечены мерзлотные деформации.

## 2. Радиоуглеродные даты.

Как упоминалось выше, на стоянке Быки 7 археологи выделили четыре культурных слоя. Сверху вниз выделяются: **слой Ia** с датами по костям животных 17 320 ± 640 ca BP (LE-7794) (**21 050±800 cal BP**), 16 000 ± 130 ca BP (GIN-11755) (**19 300±160 cal BP**), 14 300 ± 370 ca BP (GIN-13082) (**17430 ± 500 cal BP**), 17 350±45 (IGAN-7581) (**20 920±60 cal BP**), 17 250±45 (IGAN-7582) (**20 820±80 cal BP**), 17440±40 (IGAN-7583) (**21 020±90 cal BP**);

**слой Ib** -17 600 ± 300 ca BP (LE-11703) (**21 360±400 cal BP**); 16 600 ± 140 ca BP (GIN-11754) (**20 050±200 cal BP**), 14 600 ± 250 ca BP (GIN-13083) (**17 800±320 cal BP**);

**I к. слой** с датами 16 570±45 ca BP (IGAN-7584) (**20 020±80 cal BP**), 13 250±35 ca BP (IGAN-7585) (**15 910±70 cal BP**), 17 000 ± 90 (GIN-11753) (**20 560±120 cal BP**), 15 600 ± 400 ca BP (GIN-13084) (**18 960±450 cal BP**), 16 800±40 ca BP (IGAN-7590) (**20 320±70 cal BP**) и **к.с. II** 18 190±45 ca BP (IGAN-7576) (**22 150±70 cal BP**) (рис. 1) [7]. В скобках с выделением жирным шрифтом даны калиброванные даты. Калибровка выполнена по программе OxCal 4.4.

## 3. Фауна млекопитающих из культурных слоев стоянки Быки 7

2.1. *Крупные млекопитающие.* Исследования остеологического материала, главным образом, остатков крупных млекопитающих, со стоянки Быки 7 проводила Н.Б. Булова [7]. По ее данным основными объектами охоты древнего человека были широкопалая лошадь *Equus ferus* Boddaert, 1985, северный олень *Rangifer tarandus* (Linnaeus, 1758), песец *Vulpes (Alopex) lagopus* (Linnaeus, 1758) и донской заяц *Lepus tanaiticus* Gureev, 1964. Крайне редки остатки мамонта *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1799), шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) и бизона *Bison priscus* (Bojanus, 1827). Обнаружены в небольшом количестве остатки волка *Canis lupus* (Linnaeus, 1758), бурого медведя *Ursus arctos* (Linnaeus, 1758), россомахи *Gulo gulo* (Linnaeus, 1758), хорька *Mustela (Putorius) eversmanni* (Pallas, 1779), степной пеструшки *Lagurus lagurus* (Pallas, 1773) и узкочерепной полевки *Lasiopodomys (Stenocranius) gregalis* (Pallas, 1779).

### 2.2. Мелкие млекопитающие

В 2019 г. остатки мелких млекопитающих со стоянки Быки 7 были переданы для определения автору. Материал изучался под бинокулярным микроскопом SMC 4, ASKANIA. Материал сильно окарбоничен и сложно подвергается очистке. В сборах имеется значительное число челюстей, кониды зубов не обломаны, что свидетельствует о слабом перемещении костей. Проводилось сравнение костных остатков с материалами из коллекции Института географии РАН. Всего было проанализировано ~ 1800 костных остатков, из них удалось определить до вида ~ 600 остатков. Весь материал анализировался согласно отдельным культурным слоям (сверху вниз Ia, Ib, I). Костные остатки мелких млекопитающих в слое II пока не обнаружены.

Проведенный анализ фауны мелких млекопитающих из стоянки Быки 7 позволил установить ее видовой состав и видовое богатство.

В верхнем культурном слое Ia были обнаружены остатки 11 видов Rodentia и Lagomorpha (табл. 1). В нижележащем культурном слое Ib были обнаружены остатки 8 видов (табл. 1). В культурном слое I были встречены остатки лишь двух видов: степной пищухи *Ochotona pusilla* Pallas (5) и копытного лемминга *Dicrostonyx torquatus* Pallas (2), 1778.



Рис. 1. Южная и западная стенки раскопа стоянки Быки 7 с указанием положения культурных слоев (фото Н.Б. Ахметгалиевой).

Таблица 1. Видовой состав мелких млекопитающих из культурных слоев 1a и 1b стоянки Быки 7.

Виды	Культ. слой 1a		Культ. слой 1b	
	N	%	N	%
Lagomorpha – зайцеобразные				
<i>Ochotona pusilla</i> (Pallas, 1762) – степная пищуха	75	35,55	120	41,20
Rodentia – грызуны				
<i>Marmota bobac</i> (Müller, 1776) - сурок байбак	1	0,47		
<i>Spermophilus</i> sp. – суслик	12	5,68	1	0,34
<i>Spalax microphthalmus</i> (Gueldenstaedt, 1770) – обыкновенный слепыш	8	3,79	2	0,68
<i>Ellobius talpinus</i> (Pallas, 1770) - обыкновенная слепушонка	3	1,42		
<i>Cricetus cricetus</i> (Linnaeus, 1758) – обыкновенный хомяк	8	3,79		
<i>Lemmus sibiricus</i> (Kerz, 1792) – сибирский лемминг	13	6,16	15	5,10
<i>Dicrostonyx torquatus</i> Pallas, 1778 – копытный лемминг	14	6,64	15	5,10
<i>Lagurus lagurus</i> (Pallas, 1773) – степная пеструшка	4	1,90		
<i>Microtus (Alexandromys) oeconomus</i> Pallas, 1776 – полевка-экономка	3	1,42	6	2,04
<i>Lasiopodomys (Stenocranius) gregalis</i> (Pallas, 1779) – узкочерепная полевка	70	33,18	130	44,18

#### 4. Обсуждение и заключение

Анализ мелких млекопитающих из культурных слоев стоянки Быки 7 позволяет реконструировать уникальную структуру этой фауны, сформировавшуюся под влиянием климата заключительной фазы валдайского оледенения. Эта фауна относится к так называемым «смешанным» или «безаналоговым» фаунам, широко распространенным как в период последнего валдайского (вислинского) оледенения, так и в предыдущие эпохи плейстоценовых оледенений (днепровского, окского, донского) [4, 5, 6, 8, 11, 12]. Такие фауны характеризуются видовым составом, в котором присутствуют виды разных природных зон, прежде всего степной и тундровой. Лесные виды обычно отсутствуют, либо

отмечены в крайне малом количестве. На Русской равнине подобные сообщества млекопитающих широко известны как по материалам средне- и позднепалеолитических стоянок, так и естественных местонахождений второй половины позднего плейстоцена, относящихся к валдайской ледниковой эпохе [5, 6, 10, 13]. Эти сообщества характеризуют широкое распространение в валдайское оледенение открытых ландшафтов: перигляциальных тундростепей и степей. Сплошная лесная зона в эту гляциальную эпоху не существовала. Лесные виды сохранялись в рефугиумах, приуроченных к горным системам с их разнообразием местообитаний, к долинам рек. Реконструкции экосистем позднего плейстоцена, проведенные на основе многочисленных палеотериологических и палеофлористических данных, сконцентрированных в базе данных PALEOFAUNA, позволили выявить основные черты природы Восточно-Европейской равнины. Так, в позднеледниковье, в центре Восточно-Европейской равнины были распространены перигляциальные лесостепи с сообществами полынно-маревых степей, редкостойных сосново-березовых лесов и тундростепной растительности с ольхой (*Alnus*), елью (*Picea*), сосной (*Pinus*) сложноцветными (*Asteraceae*, *Cichoriaceae*), с *Sphagnum*, *Polypodiaceae* и др. Богатый комплекс млекопитающих включал мамонта, шерстистого носорога, первобытного бизона, северного оленя, широкопалую лошадь, сайгу, пещерного льва, бурого медведя, лисицу, песца, степную пищуху, сурка, сусликов, слепыша, слепушонку, леммингов двух родов, степную и желтую пеструшек, узкочерепную полевку и др. [12, 13]. В отличие от других фаун из позднепалеолитических стоянок Русской равнины в стоянке Быки 7 выявлено лишь небольшое количество остатков типичных представителей Субарктики – копытных и сибирских леммингов. Если в стоянке Юдиново, также по радиоуглеродным данным, близкой ко времени существования к стоянке Быки 7, эти виды являются доминирующими [9], то на стоянке Быки 7 их количество от общего состава фауны в совокупности составляет всего ~ 11-12 % (Табл. 1). Такая особенность может быть объяснена более значительным удалением стоянки от границ валдайского ледникового щита. Как указывалось выше, в культурных слоях Быков 7 доминантами являются типичные представители открытых ландшафтов – степная пищуха и узкочерепная полевка. Эти виды хорошо переносили низкие температуры второй половины позднего плейстоцена. Главным фактором жизнедеятельности для них было широкое распространение открытых ландшафтов, в том числе и перигляциальных лесостепей и степей.

Таким образом, фауна мелких млекопитающих отражает достаточно умеренные ландшафтно-климатические условия в период существования на стоянке древнего человека. Нужно отметить полное отсутствие в фауне памятника остатков видов, связанных с лесными экосистемами. Напомним, что в настоящее время в этом регионе распространены южные лесостепи. Если в настоящее время в регионе достаточно широко представлены не только степные млекопитающие, но и лесные виды (белка, желтогорлая мышь, лесная соя, рыжая полевка), то в позднеледниковье они полностью отсутствуют. По комплексу териологических данных в период существования стоянки Быки 7 реконструируются условия перигляциальных степей. Положение данного объекта на большом удалении от границ валдайского ледникового щита отразилось на составе фауны. В Быках 7 типичные тундровые виды присутствуют в небольшом количестве, в то время как степные животные многочисленны. Полученные данные могут быть использованы при прогнозировании ландшафтных изменений в центре Восточно-Европейской равнины при возможных похолоданиях (оледенениях) будущего.

*Работа выполнена в рамках государственного задания Института географии РАН № 0148-2019-0007 «Оценка физико-географических, гидрологических и биотических изменений окружающей среды и их последствий для создания основ устойчивого природопользования».*



Список литературы:

- [1] Ахметгалева Н.Б. Каменный век Посемья: верхнепалеолитическая стоянка Быки 7. Курск, Изд. Мечта. 2015. 254 с.
- [2] Ахметгалева Н.Б., Бурова Н.Д., Воскресенская Е.В., Грибченко Ю.Н. Комплексные исследования верхнепалеолитических стоянок Быки в Посемье // Археологические открытия 1965-2007. ИА РАН. - Москва. - 2010. - С.86
- [3] Ахметгалева Н.Б., Панин А.В., Куренкова Е.И., Зазовская Н.Е., Бурова Н.Б. 2020б. Проблемы радиоуглеродного датирования стоянок верхнего палеолита Быки в центре Русской равнины // Радиоуглерод в археологии и палеоэкология: прошлое, настоящее, будущее. Материалы меж. конф. - СПб. - 2020. - С. 15-16.
- [4] Барышников Г.Ф., Маркова А.К. Основные териокомплексы в холодную эпоху позднего плейстоцена (карта 23) // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Атлас-монография. Москва. ГЕОС. – 2009. - С. 79-87
- [5] Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. Москва. Наука.- 1982. – 182с.
- [6] Маркова А.К. Европейские фауны мелких млекопитающих второй половины среднего плейстоцена: видовой состав, распространение, корреляции // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. № 75. - 2017. - С. 11-33.
- [7] Akhmetgaleeva N.B., Burova N.D. The originality of the Byki sites among known LGM industries on the Russian Plain // Quaternary International. Vol. 581-582. – 2020. – P. 296-314. <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.08.035>
- [8] Graham R.W. Diversity and community structure of the late Pleistocene mammal fauna of North America // Acta Zool. Fennica. Vol. 170. – 1985. - P. 181-192
- [9] Markova A.K. Rodent remains from the Late Paleolithic site of Yudinovo (basin of Desna river) // Cytology. – 1995. - Vol. 37, No 7. –P. 688-689
- [10] Markova, A.K., Small mammals from Palaeolithic sites of the Crimea // Quaternary International.. – 2011. - Vol. 231- P. 22-27 <https://doi:10.1016/j.quaint.2010.07.016>
- [11] Markova A., Puzachenko A. Late Pleistocene mammals of Northern Asia and Eastern Europe. Vertebrate records // Encyclopedia of Quaternary Science. Vol. 4 (Editor-in Chief -Scott A. Elias). Elsevier B.V. P. - 2007. - P. 3158-3174.
- [12] Markova A., van Kolfschoten T., Bohncke S.J.P., Kosintsev P.A., Mol J., Puzachenko A.Yu, Simakova A.N., Smirnov N.G., Verpoorte A., Golovachev I.V..Evolution of European ecosystems during Pleistocene – Holocene transition (24 – 8 kyr BP). Moscow. GEOS Press. - 2019. - 278 p.
- [13] Markova, A.K., Smirnov, N.G., Kozharinov, A.V., Simakova, A.N., Kitaev, L.M., Late Pleistocene distribution and diversity of mammals in Northern Eurasia (PALEOFAUNA database) // Paleontologia and Evolucio. - 1995. - Vol. 28/29. – P. 5–143.

**РАННИЕ ЭТАПЫ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА  
КРАСНОЯРСКОЙ КОТЛОВИНЫ (СРЕДНЯЯ СИБИРЬ, РОССИЯ)**

**М.Н. Мещерин**

ООО «Красноярская Геоархеология», Красноярск, Россия, [mnm16@yandex.ru](mailto:mnm16@yandex.ru)

**EARLY STAGES OF THE UPPER PALEOLITHIC  
OF THE KRASNOYARSK BASIN (MIDDLE SIBERIA, RUSSIA)**

**M.N. Meshcherin**

«Krasnoyarsk Geoarchaeology» Ltd, Krasnoyarsk, Russia

В докладе представлены предварительные результаты комплексного изучения верхнепалеолитических памятников, вмещённых в лессово-почвенные пролювиально-делювиальные отложения позднего плейстоцена, расположенных на высоких гипсометрических отметках и существенно удалённых от современных береговых линий местных водоёмов. Исследования показали, что археологические памятники Афонтова Гора V, Афонтова Гора II-склон, Ясное-1, Авиаторов, обнаруженные в пределах г. Красноярск в ходе городского строительства, следует относить к наиболее древним на сегодняшний день объектам Средней Сибири, которые должны быть включены в ранние отделы верхнего палеолита, предшествующие афонтовской археологической культуре. Данные результаты

были получены благодаря активному сотрудничеству с профильными специалистами-естественниками А.М. Клементьевым (Институт Земной Коры СО РАН, Иркутск), М.Ю. Опекуновой, В.А. Голубцовым (Институт Географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск), Г.Ю. Ямских, Н.Ю. Жариновой (Сибирский федеральный университет, Красноярск).

Красноярская котловина, большую часть которой занимает современный город, представляет собой обширное пространство в долине Енисея, расположенное в зоне сопряжения трёх крупнейших морфоструктур Сибири. С северо-запада примыкает Красноярско-Кемчугской равнина - юго-восточная периферия Западно-Сибирской низменности; с севера – северо-востока располагается южное окончание Красноярского кряжа; с юго-восточной стороны, ареал оконтуривается отрогами Восточного Саяна, части Алтае-Саянской горной страны; с северо-востока территория граничит с южной частью Енисейского кряжа и Ангаро-Канской равниной. Основная водная артерия – река Енисей с притоками Кача, Нанжуль, Базаиха. Данный географический узел традиционно определяется как «магистральный перекрёсток» на пути кардинальных миграций в широтном и меридиальном направлениях [16].

В черте города выделяется плиоцен-плейстоценовый террасовый комплекс, насчитывающий от 7 до 9 ступеней [17, 6, 21]. Нижние надпойменные террасы, отнесённые к верхнему неоплейстоцену изучаются, главным образом, в связи с археологическими памятниками Афонтовой Горы (далее АГ) [7, 11]. Названные стоянки, включая титульную - АГ II, фиксируются в субаэральных (покровных) отложениях второй и третьей надпойменных террас левобережья Енисея. В основной массе культурные слои датируются, финалом сартанского оледенения – ранним голоценом (MIS 2 - MIS 1) в абсолютном хронологическом интервале 10 – 16 тыс. лет назад. [23, 4, 3, 10, 8]. Высокие террасовые уровни на предмет археологии длительное время не рассматривались. Поиск палеолита на высоких отметках целенаправленно был развёрнут только лишь в связи с городскими новостройками и начинается фактически, с момента открытия АГ V. Тогда было зафиксировано, что образцы материальной культуры архаичного облика совместно с палеофауной, залегают на глубинах 3,5-4 м и более, в палеопедогенных отложениях [2]. Благодаря открытиям на АГ V сформировалась новая стратегия поиска палеолита и установлена экспертиза земельных участков под строительство на предмет сохранения культурного наследия. Археологическим «материком» в ходе разведок стал признаваться горизонт, условно относящийся к каргинским почвам, который в строении более молодых нижних надпойменных террас долины Енисея, естественно, отсутствовал.

Такие поисковые подходы эффективно проявили себя на участках, относящихся к двум господствующим в черте Красноярска возвышенностям, расчленённым синклиналью, по которой заложены долины р. Нанжуль, р. Бугач, впадающие в р. Кача - левый приток Енисея. В результате, на юго-восточных склонах Афонтовой горы, помимо уже упомянутой АГ V, была обнаружена стоянка АГ II-склон. По противоположному пологому крылу складки, на выположенных юго-западных склонах г. Бадалык, находятся местонахождения Ясное I и Авиаторов (Рис. 1).

Стоянка АГ V открыта в 1996 году и начинала изучаться отрядами под руководством В.И. Макулова и Е.В. Артемьева. Памятник связан с местными приводораздельными поверхностями выположенного склона. Высота над меженным уровнем Енисея составляет от 60 до 100 м. Первоначально на памятнике выделялся единый культуросодержащий горизонт, относящийся к средней - верхней части «каргинского педокомплекса», описанного В.П. Чехой [10]. Индустрия характеризовалась пластинчатым расщеплением, присутствием леваллуазских и подпризматических (одно- двуплощадочных, однофронтальных уплощённых и выпуклых) нуклеусов. Отмечалась важная особенность, выражающаяся в минимальном представительстве основательно модифицированных («готовых») инструментов в сравнении с ситуативно использованными отщепами и пластинами [2]. Фаунистический комплекс, определённый Н.Д. Оводовым как «каргинский», включал в себя

кости бизона, лошади, пещерного льва, и северного оленя. Для нижнего слоя АГ V известны радиоуглеродные даты по кости и гумусу, укладываемые в интервал 27 - 33 тыс. л. н. В настоящее время на памятнике выделено три диахронных культуросодержащих уровня. Границы их простираения, обусловленные локальными топографическими особенностями рельефа, пока не установлены окончательно, поскольку скрыты современными городскими постройками. Определено, что стратиграфическая позиция культурных слоёв связана с пачкой пролювиально-делювиальных отложений. Самый нижний культурный слой (КС 3) приурочен к нижним чёрно-коричневым, иногда носящим следы солифлюкции горизонтам, очевидно, липовско-новосёловской почвы. В средней части разреза, в одном из охристо-розовоцветных слабогумусированных слоёв с неяснослоистой и комковатой текстурой выделяется КС 2 [15]. По кровле слоя фиксируется горизонт полигонально залегающих вертикальных мелкотрещинных криогенных нарушений. Геохронологическая позиция КС 2 остаётся невыясненной окончательно. На ранних этапах исследования данный горизонт почвообразования был отнесён к каргинскому педокомплексу, верхняя граница которого в своё время синхронизировалась на Среднем Енисее, согласно схеме Н.В. Кинд, с возрастом 24-21 тыс. лет [12]. Современные данные позволяют предположить, что рубеж размежевания отложений каргинского термохрона и раннего сартана залегает несколько ниже или в пределах культурного слоя 2, который выпадает, скорее всего, на ранний этап интервала раннего ледникового максимума. Немногочисленная коллекция каменных артефактов представляет собой индустрию, базирующуюся на использовании отщепа в качестве основной заготовки орудий, которая не имеет общих черт с артефактами КС 3 на АГ V. Культурный слой 1 (АГ V) фиксируется в зоне контакта отложений финала неоплейстоцена – раннего голоцена.

АГ II – склон открыта в 2016 году на южном склоне горы, в интервале высот 30-60 м, по левому борту енисейской долины [19]. Наиболее представительный культурный слой 3/а залегает в пролювиально-делювиальных отложениях в пределах стабильных участков поверхности обширной погребённой ложбины. Немногочисленный каменный материал имеет леваллуа-мустьерский облик. Палеонтологическая коллекция представлена расчленёнными костями бизона, носорога, мамонта, архаичных разновидностей оленя (определения А.М. Клементьева). Полученные радиоуглеродные даты укладываются в интервал 35-50 т.л.н. [14].

Местонахождение Ясное 1, открытое в 2019 году отрядом Н.С. Степанова и Д.Н. Лысенко, располагается на плакоре со стометровым превышением над современным Енисеем [20]. Культуросодержащая пачка представляет собой отложения с нерасчленённым парагенезом пролювиально-делювиального, солифлюкционного или флювиогляциального типов с выраженными палеопедогенными горизонтами и тремя горизонтами криогенеза. Памятник характеризуется локальным скоплением костей животных, среди которых встречены редкие каменные и костяные артефакты. Инструменты единичны, но чрезвычайно выразительны и морфологически соответствуют облику РВП индустрий сопредельных территорий Алтая и Южной Сибири [18]. Фаунистический комплекс включает кости ископаемой лошади (абсолютно преобладающий вид), северного оленя (второй по количественному присутствию), первобытного бизона (третий по численности), благородного оленя, кулана, волка, пещерного льва. Серия из пяти C14-дат укладывается в интервал 27-34 тыс. л. н.

Местонахождение Авиаторов открыто в 2016 году С.П. Журавковым и раскапывалось в 2019 г. отрядом Ю.А. Гревцова. Памятник обнаружен в геоморфологической ситуации, схожей с местонахождением Ясное 1. Слой с рассеянными, явно переотложенными немногочисленными артефактами (30 экз.) и фауной отнесен к верхней части палеопедогенной пачки, вовлечённой в горизонт псевдоморфоз по крупным и средним морозобойным трещинам.



Рис. 1. Наиболее ранние верхнепалеолитические объекты окрестностей Красноярска.

Таким образом, в Красноярском археологическом районе выделена группа палеолитических памятников, которые находятся в геохронологическом соответствии с нижним рубежом стадий МИС 2 – МИС 3. Представленная группа расположена на высоких террасах Енисея, примыкающих к ним склонах и местных водоразделах, существенно удалённых от современных водоёмов. Культуровмещающие отложения отнесены к элювиальным, пролювиально-делювиальным и солифлюкционным генетическим типам. Они маркируются датированными уровнями в виде палеопедогенных горизонтов и горизонтов криотурбаций.

К наиболее раннему отделу составной стратиграфической колонки отнесены чёрно-коричневые горизонты зафиксированные на стоянке АГ II-склон, которые судя по радиоуглеродным датировкам, следует связывать с почвой малохетского оптимума.

Горизонты почвообразования, выделенные на АГ V (КС 3) и Ясное 1 (КС 4.1 и 4.2) с выраженными криогенным и солифлюкционными деформациями можно соотнести с липовско-новосёловским межтадиалом или событиями гыданско-ньяпанских криостадий.

Выше по профилю фиксируются от трёх до пяти педогенных горизонтов, представленных гумусированными супесчано-суглинистыми слоями с розоватым, охристо-бурым или терракотовым окрасом мощностью от 5-7 до 20 см, разделёнными сизоватыми и жёлто-коричневыми прослоями алевритистых песков и супесей. На различных участках они проявляются несистематично с примерами «выклинивания» и «расщепления». По данным горизонтам прослеживаются зоны сингенетичных морозобойных трещин. Местами гумусовые горизонты имеют нерегулярную мелкую слоистость и выраженные границы кровли и подошвы, или, напротив, имеют диффузные границы в профиле лессовидных осадков. Данные слои нередко содержат разрозненные остеологические находки. Представленные образцы почвообразования могут соответствовать синлитогенным палеопочвам, сформировавшимся в краткосрочные тёплые периоды холодных интервалов, по аналогии с фиксируемыми на отдельных территориях Прибайкалья [5]. Одна из верхних почв данной серии на АГ V была продатирована по обнаруженной в ней кости  $20860 \pm 510$  (ЛУ-9725 – дата не калибрована). К подошве данной палеопедогенной пачки приурочен единственный палеолитический горизонт местонахождения Авиаторов и КС 2 на АГ V.

Финал плейстоценовой толщи определяется в кровле окаربоначенных суглинистых лессовидных отложений, имеющих по поверхности локальные размывы, следы оглеения, формирования линз гумуса, мощностью не более 3-5 см. Этот горизонт рассечён одной-двумя генерациями тонких и средних морозобойных трещин. Данный слабогумусированный, маломощный горизонт не систематически проявляющийся по разрезу, можно отнести к разряду «эфимерных», «эмбриональных» или слаборазвитых почв позднего сартана (Sr3, Sr4).

Таким образом, работы в принципиально новых геоморфологических условиях в пределах красноярской котловины позволили обратить внимание на до сих пор не известные сюжеты первобытной истории Среднего Енисея. Представляются логичными и целесообразными проведение дальнейших детальных корреляций с результатами крупномасштабных работ, проведённых на соседних территориях куртаковского археологического района на Красноярском водохранилище [13, 9, 22]. Ближайшие аналогии вновь обнаруженным объектам следует также искать в группе ранних палеолитических памятников Дербинского залива [1].

*Работа выполнена при поддержке АНО АИС, в рамках проекта «Местонахождение Ясное-1: стратиграфия, палеоэкология, культура».*

Список литературы:

- [1] Акимова Е.В., Сатсюк И.В., Харевич В.М., Лаухин С.А., Мотузко А.Н., Санько А.Ф. Палеолит Дербинского залива. – Новосибирск: ИАЭТ СО РАН- 2018. – 180 с.
- [2] Артемьев Е.В., Дроздов Н.И. К вопросу о первоначальном заселении красноярского археологического района на материалах исследования стоянки Афонтова Гора V в 1997 г. // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века Северной Азии и сопредельных территорий (Материалы международного симпозиума). – Новосибирск. ИАЭТ СО РАН. - 1998. - С. 310–317.
- [3] Астахов С.Н. Палеолит Енисея. Палеолитические стоянки на Афонтовой Горе в г. Красноярске. – СПб. Европейский Дом. - 1999. – 207 с.
- [4] Ауэрбах Н. К. Палеолитическая стоянка Афонтова III // Тр. Об-ва изучения Сибири и ее производительных сил. Новосибирск, 1930. - Вып. 7. - 59 с.
- [5] Воробьёва Г.А., Бердникова Н.Е., Липнина Е.А., Роговской Е.О. Каргинский мегаинтерстадиал в Прибайкалье: почвообразование, осадконакопление // Евразия в Кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. – Иркутск. - 2015. - №4. - С. 58-71.
- [6] Государственная геологическая карта Российской Федерации [Текст]. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О-46 – Красноярск. Объяснительная записка. СПб. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. - 2009. - 500 с.
- [7] Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 521 с.
- [8] Дервянко А.П., Славинский В.С., Цыбанков А.А., Лысенко Д.Н., Дроздов Н.И., Гладышев С.А., Рыбин Е.П., Стасюк И.В., Харевич В.М., Акимова Е.В., Слепченко С.М., Зольников И.Д., Клементьев А.М., Галухин Л.Л., Богданов Е.С. Археологические комплексы позднего палеолита стоянки Афонтова Гора II (по материалам раскопок 2014 года) // Stratum plus. – 2017. – № 1. – С. 175–199.
- [9] Дроздов Н.И., Чеха В.П., Хазартс П. Геоморфология и четвертичные отложения Куртаковского георхеологического района (Северо-Минусинская впадина). Красноярск. ИПК КГПУ. - 2005. - 110 с.
- [10] Дроздов Н.И., Артемьев Е.В. Палеолит Афонтовой горы: последние данные – новые вопросы // Археология, этнография и антропология Евразии. - 2007. - № 1 (26). - С. 39-45.
- [11] Зольников И.Д., Деев Е.В., Славинский В.С., Цыбанков А.А., Рыбин Е.П., Лысенко Д.Н., Стасюк И.В. Геологическое строение и постседиментационные деформации археологического памятника Афонтова Гора-II (г. Красноярск, Сибирь) // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 2. – С. 231–242.
- [12] Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – Москва. Наука. - 1974. – 255 с.
- [13] Лисицын Н.Ф. Поздний палеолит Чулымо-Енисейского междуречья // Труды ИИМК РАН. – СПб. ИИМК РА. - , 2000. – Т. II. – 230 с.

- [14] Мещерин М.Н., Опекунова М.Ю., Голубцов А.П., Лысенко Д.Н., Клементьев А.М., Максимов Ф.Е., Филатов Е.А. Новейшие геоархеологические изыскания на Афонтовой Горе-II // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культура. Иркутск. - 2018. - №7. - С. 142-149.
- [15] Мещерин М.Н., Барков А.В., Муратов Е.С. Спасательные работы на объекте археологического наследия Афонтова Гора V в 2020 году // Геология палеолита Северной Азии: к столетию со дня рождения С.М. Цейтлина. Материалы докладов международной геолого-археологической конференции (симпозиума). – Красноярск. - 2020. – С. 31-44.
- [16] Палеолит Енисея / Абрамова З.А., Астахов С.Н., Васильев С.А., Ермолова Н.М., Лисицин Н.Ф. Л.: Наука, 1991. 159 с.
- [17] Равнины и горы Сибири [Текст] / М. Е. Городецкая, Г. И. Лазуков, С. С. Коржуев и др. (ред.). – Москва. Наука. - 1975. - 352 с.
- [18] Рыбин Е.П. Региональная вариабельность каменных индустрий начала верхнего палеолита в Южной Сибири и Восточной части Центральной Азии // Том I, II. – дис. на соиск. уч. ст. д.и.н. – Новосибирск. - 2020. - (На правах рукописи).
- [19] Славинский В. С., Цыбанков А. А., Лысенко Д. Н., Дроздов Н. И., Зольников И. Д., Клементьев А. М., Мещерин М. Н., Гладышев С. А., Богданов Е. С., Негета А. В., Барков А. В., Леонтьев В. П., Макулов В. И. Исследования памятника Афонтова Гора II в 2016 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. - 2016. - № 22. - С. 565–568.
- [20] Филатов Е.А., Лысенко Д.Н., Клементьев А.М., Степанов Н.С. Предварительные результаты археологических исследований на палеолитическом объекте Ясное-1 в Красноярске (Средняя Сибирь) // Труды VI (XXII) ВАС. – Самара. СГСПУ. - 2020. – Т. I. – С.95-96.
- [21] Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. Москва. Наука. - 1979. 286 с.
- [22] Haesaerts P., Borziac I., Chekha V.P., Chirica V., Drozdov N.I., Koulakovska L., Orlova L.A., Van der Plicht J., Damblon F. Charcoal and wood remains for radiocarbon dating Upper Pleistocene loess sequences in Eastern Europe and Central Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. Vol. 291. P. 106–127.
- [23] Merhart G. The Paleolithic period in Siberia. Contribution to prehistory of the Jenissei region // American Anthropologist - 1923. - Vol. 25. - № 1. - P. 21–55.

## КАРАСАЙ – ПЕРВАЯ МЕЗОЛИТИЧЕСКАЯ СТОЯНКА В ВОСТОЧНОМ КАЗАХСТАНЕ

Г.Д. Павленок<sup>1</sup>, Е.Н. Бочарова<sup>1</sup>, С.А. Гладышев<sup>1</sup>, Ж.К. Таймагамбетов<sup>2</sup>, А.А. Анойкин<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, bocharova.e@gmail.com  
<sup>2</sup>Национальный музей РК, Нур-Султан, Казахстан

**KARASAI: THE FIRST MESOLITHIC CAMPSITE IN EASTER KAZAKHSTAN**  
**G.D. Pavlenok<sup>1</sup>, E.N. Bocharova<sup>1</sup>, S.A. Gladyshev<sup>1</sup>, Zh. K. Taimagambetov<sup>2</sup>, A.A. Anoin<sup>1</sup>**  
<sup>1</sup>Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia  
<sup>2</sup>National Museum of KR, Nur-Sultan, Kazakhstan

На территории Северного и Северо-Восточного Казахстана в настоящее время известно небольшое количество стратифицированных археологических памятников каменного века. В силу палеоклиматических условий вероятность обнаружения археологических материалов *in situ* весьма мала. Несмотря на это в последние годы на данной территории было открыто несколько новых стратифицированных памятников каменного века [3, 4].

В ходе археологических работ совместной российско-казахстанской экспедиции ИАЭТ и Национального музея республики Казахстан в Северном и Восточном Казахстане в 2019 г. была открыта стоянка Карасай, расположенная на северо-восточной окраине Шиликтинской впадины (Восточный Казахстан), на незначительном удалении от многослойной стоянки Ушбулак, ассамбляжи которой относятся к разным этапам верхнего палеолита [4]. Общая вскрытая площадь составила 6 м<sup>2</sup>: шурф 2х1 м, вскрытый на глубину 3,7 м и траншея 4х1 м пройденная на глубину 1,5 м. На полученном разрезе (южная стенка шурфа) было выделено 4 литологических слоя (рис. 1, 1).

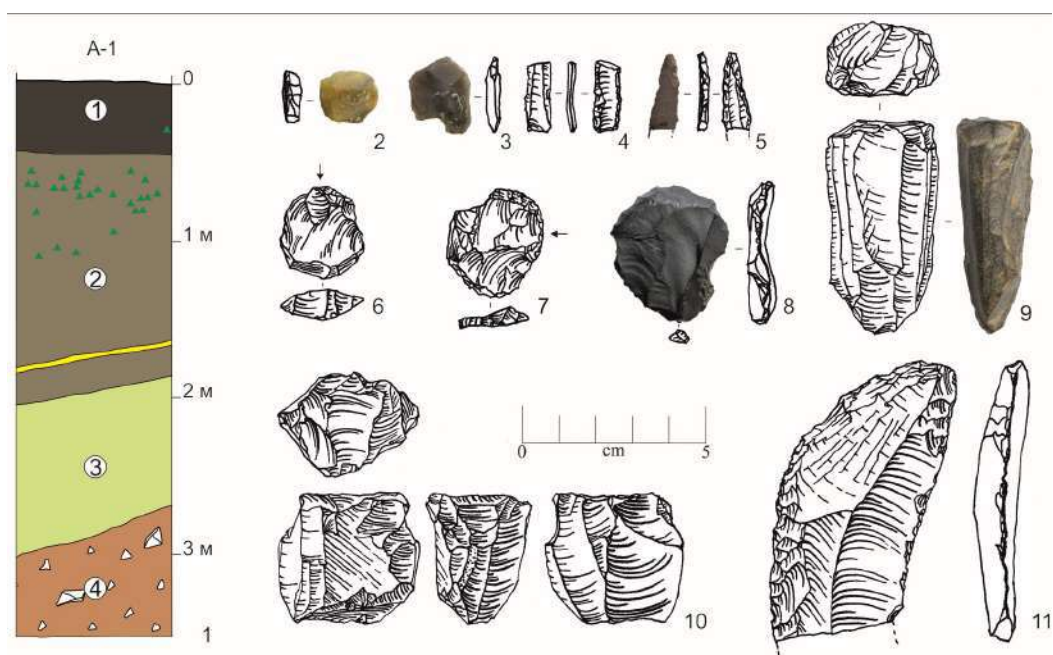


Рис. 1. Стратиграфия и археологический материал слоя 2 стоянки Карасай. 1 – стратиграфический разрез южной стенки; 2 – микроскребок; 3 – микрорезец; 4 – вкладыш; 5 – острие; 6-8 – скребки; 9-10 – нуклеусы, 11 – нож.

Археологический материал был зафиксирован в двух слоях: подошве слоя 1 и верхней части слоя 2. Материал слоя 1 маловыразителен, носит смешанный характер и может быть атрибутирован широким хронологическим интервалом эпохи палеометалла.

Слой 2 содержал существенно больше каменных артефактов (1355 экз.), малакофауну, кости грызунов и крупных млекопитающих. Каменный инвентарь однороден и включает элементы всех этапов каменного производства. Первичное расщепление в основном было ориентировано на получение регулярных мелких пластинчатых заготовок (пластинок и микропластин) с объемных призматических и торцовых нуклеусов техникой отжима (рис. 1, 9, 10). Второй группой заготовок, производившихся существенно реже, были крупные удлиненные отщепы. Их получали скалыванием с одноплощадочных подпризматических и плоскостных нуклеусов. Это подтверждает и анализ орудийных заготовок. Пластинки и микропластины составляют среди них 45%, отщепы - 35%, пластинок и обломков сырья - 20%. Среди орудий преобладают вкладыши на микропластинах с одним или двумя ретушированными продольными краями, как на одной плоскости скола, так и с альтернативной обработкой (рис. 1, 4). Кроме них микроорудия представлены дистальными фрагментами острий (в том числе и с бифасиальной ретушью) (рис. 1, 5), проколками, микрорезцами (рис. 1, 3) и микроскребками (рис. 1, 2). На более крупных заготовках чаще всего изготавливали ножи (рис. 1, 11), скребки различных модификаций (рис. 1, 6-8), режущие резцы, скребла и долотовидные орудия. Малый вертикальный разброс артефактов в слое 2 и их технико-типологическое единство позволяют считать, что они относятся к одному кратковременному историческому событию в рамках мезолита, что по региональной хронологической шкале соответствует 12000–10000 л.н.

Анализ немногочисленных синхронных стратифицированных комплексов в Казахстане и на сопредельных территориях позволяет утверждать, что для мезолитических индустрий этой части Центральной Азии отсутствие геометрических микролитов является скорее исключением, чем правилом. Так, все индустрии рубежа плейстоцена и голоцена в Западном и Центральном Казахстане (Шидерты-3 и др.), Туркмении (Дам-Дам-Чашме-2 и др.) и Таджикистане (Туткаул, Оби-Киик и др.) имеют выраженный микролитический компонент [2, 7]. Восточнее Карасая, на территории Монголии, эпоха мезолита представлена единичными стратифицированными памятниками (верхний комплекс грота Чихэн-Агуй и

др.), в коллекциях которых также присутствуют геометрические микролиты [6, р. 5]. Материалы голоценового комплекса грота Чихэн-Агуй демонстрируют тот же типологический набор орудий (ретушированные вкладыши на микропластинах, острия, микрорезцы и микроскребки) и ту же отжимную технику получения заготовок с конусовидных торцовых и клиновидных нуклеусов, что и материалы слоя 2 стоянки Карасай. Очень близок и возраст голоценового комплекса грота Чихэн-Агуй к возрасту анализируемого ассамбляжа памятника Карасай – 11500–8000 кал.л.н. [6, р. 9-10].

Наибольшее сходство индустрия слоя 2 стоянки Карасай имеет с комплексами рубежа голоцена в Северном Казахстане. Это Убаганская, Явленковская, Виноградовская и Тельмановская группы памятников [1]. Первичное расщепление соотносится с утилизацией призматических, конусовидных и клиновидных изделий. В орудийном наборе преобладают негеометрические вкладыши – разнообразные пластинки с притупленным краем, присутствуют концевые и округлые скребки, боковые и срединные резцы, микрорезцы, проколки. Единичным экземпляром представлена трапеция. Единственная абсолютная дата, полученная для этих комплексов происходит со стоянки Тельмана XIVa - 10950 - 9700 кал. л.н. [1], и полностью соответствует времени бытования индустрии слоя 2 Карасая.

Мезолитический возраст памятника подтверждают результаты абсолютного датирования культурного слоя 2 и подстилающего его слоя 3. Возраст археологического комплекса стоянки Карасай определялся двумя способами: радиоуглеродным (AMS) и OSL датированием: две AMS <sup>14</sup>C и три OSL даты. Все AMS даты откалиброваны в программе OxCal v.4.4, с применением атмосферной кривой IntCal 20. Даты были получены для средней части и кровли слоя 2: 10213-9707 кал. л. н. 95.4 % (GV-02376) (кость) и 8977-8445 кал. л. н. 95.4 % (GV-02375) (раковина моллюска). Наиболее корректными результаты OSL-датирования рассчитаны по кварцу (Q). Для средней части слоя 2 они имеют значения возраста от 10700 ± 2300 л. н. до 9300 ± 2200 л. н. Нижняя граница возможного возраста для культурного слоя 2 ограничивается датой 13 700 ± 1400. Последняя дата получена по образцу из средней части литологического слоя 3, стерильного в археологическом отношении [4].

Определенная изолированность Карасая относительно уже изученных комплексов позволяет заполнить имеющуюся лакуну между северными и южными районами Казахстана поскольку это первый стратифицированный комплекс мезолита в его восточной части. В дополнение к уже имеющимся данным о развитии каменных индустрий в финале палеолита (верхняя пачка отложений стоянки Ушбулак) [5], материалы Карасая, при дальнейшем исследовании, позволят проследить характер индустриальных изменений на рубеже плейстоцена и голоцена, а также установить особенности формирования, точную хронологию и региональную специфику раннеголоценовых индустрий в этой части Центральной Азии. В целом Карасай является раннеголоценовой стоянкой (12 000-9 000 кал. л. н.), чьи материалы соответствуют одному или нескольким кратковременным эпизодам посещения, связанным с охотничьей деятельностью.

Список литературы:

- [1] Зайберт В.Ф., Потемкина Т.М. К вопросу о мезолите лесостепной части Тоболо-Иртышского междуречья // Советская археология. – 1981. – № 3. – С. 108—130.
- [2] Мерц В. К. Периодизация голоценовых комплексов Северо-Восточного Казахстана // Омский научный вестник: Исторические науки. – 2008. – № 1. – С. 22—26.
- [3] Ожерельев Д. В., Джасыбаев Е. А. Мамиров Т. Б. 2019. Первые данные о стратиграфии и культурной атрибуции многослойной стоянки верхнего палеолита Рахат (Юго-Восточный Казахстан). КСИА 254, 219. С. 57—70.
- [4] Павленок Г.Д., Гладышев С.А., Ульянов В.А., Бочарова Е.Н., Курбанов Р.Н., Кулик Н.А., Таймагамбетов Ж.К., Анойкин А.А. Мезолит Восточного Казахстана (по материалам стоянки Карасай) // Stratum Plus. 2021. № 1. –С. 301-318.
- [5] Anoin, A.A., Pavlenok G.D., Kharevich V.M., Taimagambetov Z.K., Shalagina A.V., Gladyshev S.A., Ulyanov V.A., Duvanbekov R.S., Shunkov M.V. Ushbulak – A New Stratified Upper Paleolithic Site



in Northeastern Kazakhstan // *Archaeology, Ethnology & Anthropology of Eurasia*. 2019. Vol. 4. P. 16-29. 10.17746/1563-0110.2019.47.4.016-029

[6] Derevianko A.P., Olsen J.W., Tseveendorj D., Gladyshev S.A., Nokhrina T.I., Tabarev A.V. New Insights into the Archaeological Record at Chikhen Agui Rockshelter (Mongolia) // *Archaeology, Ethnology & Anthropology of Eurasia*. 2008. Vol. 2. P. 2–12.

[7] Shnaider S., Kolobova K., Filimonova T., Taylor W., Krivoschapkin A. New insights into the Epipaleolithic of western Central Asia: The Tutkaulian complex // *Quaternary International*. – 2020. – Vol.535. – P. 139-154. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.001>

## ВАРИАТИВНОСТЬ СЫРЬЕВЫХ СТРАТЕГИЙ НАСЕЛЕНИЯ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В СРЕДНЕМ ПАЛЕОЛИТЕ

**К.К. Павленок<sup>1</sup>, С.А. Когай<sup>1</sup>, Г.Д. Павленок<sup>1</sup>, Г. Мухтаров<sup>2</sup>, М. Кот<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, pavlenok-k@yandex.ru, lukianovagalina@yandex.ru, kogai@irkutsk.ru

<sup>2</sup>Центр археологических исследований, Ташкент, Узбекистан, gayratxon75@mail.ru

<sup>3</sup>Институт археологии Варшавского университета, Варшава, Польша, m.kot@uw.edu.pl

## VARIABILITY OF RAW MATERIAL STRATEGIES OF THE POPULATION OF THE WESTERN TIEN SHAN IN THE MIDDLE PALEOLITHIC

**K.K. Pavlenok<sup>1</sup>, S.A. Kogai<sup>1</sup>, G.D. Pavlenok<sup>1</sup>, G. Mukhtarov<sup>2</sup>, M. Kot<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Archeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Center for Archaeological Research, Tashkent, Uzbekistan

<sup>3</sup>Institute of Archaeology of the University of Warsaw, Warsaw, Poland

Изыскания последних лет на территории Западного Тянь-Шаня позволили зафиксировать ситуацию, когда на ограниченной территории – предгорья и низкогорья Чаткальского хребта на участке среднего течения реки Ахангаран – присутствуют технологически различные материальные комплексы эпохи среднего палеолита [1, 2]. В настоящий момент сложно сказать однозначно, являются ли эти различия отражением разных технологических традиций или культурных стереотипов, либо они являются следствием локальной адаптации одной группы древнего населения к условиям конкретных экологических ниш. Одним из путей уточнения причин, лежащих в основе выявленной вариативности, является изучение сырьевых стратегий – одного из наиболее важных аспектов жизнеобеспечения человека в эпоху палеолита [5]. В данной работе будут приведены основные сведения по материальным комплексам стоянок Кульбулак, Каттасай-1 и 2, а также комплексам долины р. Эрташсай, технологическая обособленность которых и дала основание рассматривать территорию Западного Тянь-Шаня как поликультурное пространство.

В культурной последовательности стоянки Кульбулак, начиная с перехода от стадии МИС 6 к МИС 5 (слой 17.1), во время стадий МИС 5e (слой 16), МИС 5c (слой 14), МИС 5b (слой 12.4), и вплоть до начала стадии МИС 4 (слои 10, 12.1), представлены леваллуа-пластинчатые каменные индустрии, обогащенные специализированными технологическими схемами, направленными на производство пластинок [4, 6, 7]. От слоя к слою прослеживаются колебания технико-типологических характеристик, как кажется, связанные с численностью коллекций и степенью сохранности культурного слоя. Сам характер индустрий при этом принципиально не меняется. Единственной четко диагностируемой чертой является постепенное снижение роли леваллуазского расщепления [12]. В коллекции слоя 12.1 мы можем говорить только о слабых следах присутствия этой техники.

В индустриях слоев 12.1, 12.3, 14, 16 и 17.1 качественно представлены две основные сырьевые группы - кремнистые породы по известнякам, а также эффузивные порфировые

породы и близкие им окварцованные эффузивные породы со скрытой структурой (яшмоиды). Во всех индустриях артефакты из кремнистых пород встречаются заметно чаще изделий из эффузивных пород. При этом, вероятно, изначальные размеры сырьевых отделистостей (желваков, галек) эффузивных пород были заметно крупнее, поскольку нуклеусы, технические сколы и сколы-заготовки из этого сырья крупнее аналогичных изделий из кремнистых пород. В более ранних индустриях с заметной долей леваллуазского расщепления (слои 14 и 17.1), эффузивные порфиры использовались для изготовления крупных отщепов и острийных форм. В вышележащих слоях 12.1 и 12.3, где уже чаще фиксируются элементы верхнепалеолитического технологического облика, эффузивные породы служили сырьем практически исключительно для производства отщепов, а мелкопластинчатое расщепление и верхнепалеолитические формы орудий были изготовлены исключительно из кремневого сырья.

Среди пород, присутствующих в окрестностях стоянки Кульбулак, встречены те же породы, что отмечены в артефактах. Как кремневое, так и эффузивное сырье было легкодоступно: эффузивные породы в изобилии присутствуют в русловом аллювии близлежащих саев; кремень происходит из известковых скальных массивов в полутора километрах от стоянки и часто встречается в виде отдельных желваков на поверхностях склонов.

Наиболее часто используемым сырьем в индустриях Каттасай-1 и -2 [1, 2, 3, 8] была речная галька размером более 10 см. Подобный галечник встречается в русловом аллювии как крупных рек (Каттасай и Дукентсай), так и их мелких притоков. Было выделено несколько петрографических типов сырья: интрузивные, эффузивные афанитовые, эффузивные порфиновые, метаморфические, брекчии и осадочные породы. В археологических материалах каттасайских стоянок наиболее распространенным сырьем являются эффузивные породы с афанитовой структурой. Менее распространены эффузивные породы с порфировой структурой и метаморфические породы. Интрузивные породы составляют менее 1%. Особо следует отметить присутствие яшмы, кремня, аргиллита, песчаника, кварцита и окремненного известняка. Эти породы представляют собой экзотический материал, который не встречается в районе исследований, а его ближайшие выходы находятся на расстоянии около 8 км к югу от района исследований. Примечательно, что петрографические типы, распространенные в руслах рек, редко встречаются в археологических материалах стоянок. И наоборот, наиболее распространенные типы пород в археологическом материале редко встречаются в аллювии [9].

Проведенный технологический анализ каменных артефактов Каттасая-1 и -2 показал использование леваллуазской технологии [11]. В комплексе выявлены 3 различные схемы раскалывания - рекуррентная однонаправленная конвергентная леваллуазская, объемная и однонаправленная центростремительная леваллуазская. Центростремительная схема использовалась на порфириновых породах невысокого качества из-за большого количества зерен полевого шпата и кварца, тогда как однонаправленная конвергентная продольная схема применялась в основном на более качественных афанитовых гальках [9]. Можно сделать вывод, что, выявленные на материалах Каттасая-1,2 технологические различия, могут быть объяснены использованием различных типов каменного сырья и необходимостью адаптации схем расщепления к его свойствам.

Все вышеописанные характеристики указывают на то, что в случае с Каттасаем-1 и -2 мы имеем дело с поселениями человеческих групп, которые были знакомы с особенностями окружающей среды долины и ее сырьевыми ресурсами и легко различали разные типы сырья. Наличие только единичных ретушированных орудий, сделанных из неместных пород хорошего качества, таких как кремень, яшма, халцедон, свидетельствует о знании источников сырья еще более высокого качества. Тем не менее, абсолютное преобладание местного сырья указывает на то, что популяция не была нацелена затрачивать значительные ресурсы для его добычи [9].

В результате археологического обследования долины р. Эрташсай (одного из крупных правых притоков р. Ахангаран) в 2018-2021 гг. было выявлено и обследовано 12 пунктов сбора подъемных материалов палеолитического облика, названных соответственно Эрташсай-1–12 [2, 10]. Средняя часть долины Эрташская сложена выходами известковых пород, которые, чаще всего, сопровождаются наличием кремня. В то же время в русле Эрташская в значительном количестве были обнаружены пригодные для расщепления эффузивные горные породы в виде речных галек. Именно этот тип сырья использовался древнейшим населением в долине р. Каттасай (ок. 25 км к западу от Эрташская).

Наибольшая технологическая вариабельность каменной индустрии зафиксирована на местонахождении Эрташсай-9, где представлены все стадии каменного производства: гальки со сколами апробации, леваллуазские нуклеусы, нуклеусы-резцы, технические сколы оформления и переоформления фронта и ударных площадок, сколы-заготовки и орудия (скребла, ретушированные отщепы). Результаты предварительного технико-типологического анализа позволяют отнести стоянку к заключительной фазе среднего палеолита [10]. В пользу этого определения указывает значительное сходство применяемой стратегии утилизации каменного сырья к той схеме расщепления, которая была прежде реконструирована по материалам памятника Каттасай-1 [11]. Рядом с этим участком с экспонированным на дневную поверхность археологическим материалом присутствуют обнажения известковых пород с выходами пригодного для расщепления кремня. При этом только 1/9 часть изделий коллекции выполнены из кремня, остальные – из метаморфических и эффузивных горных пород.

Приведенные данные указывают на существование разных подходов к эксплуатации сырьевых ресурсов у населения Западного Тянь-Шаня в среднем палеолите. Наиболее показательны здесь примеры Кульбулака и Эрташская 9, где наиболее качественное (в региональном контексте) кремневое сырье было одинаково доступным. В отличие от Кульбулака, где использование кремневого сырья на всех хронологических этапах было приоритетным, обитатели Эрташская предпочитали менее качественное сырье в виде метаморфических и эффузивных пород, что не являлось препятствием в реализации сложных технологических решений в рамках леваллуазской модели расщепления. Этот пример наглядно демонстрирует, что отсутствие верхнепалеолитических черт в индустриях Каттасая -1,2 и Эрташская 9 могло быть осознанным (культурно обоснованным?) решением, не связанным с отсутствием качественного сырья для серийного пластинчатого производства.

*Исследование проводится в рамках реализации гранта РФФИ 20-09-00440а «Юго-восточная периферия расселения неандертальцев: новые данные археологии».*

#### Список литературы:

- [1] Дервянко А.П., Павленок К.К., Шнайдер С.В., Кот М., Шимчак К., Крайцарж М., Лазарев С.Ю., Раджабов А., Хужаназаров М. Новый индустриальный вариант среднего палеолита в Западном Тянь-Шане // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН. – 2015. – Т. 21. – С. 53-57.
- [2] Павленок К.К., Кот М., Павленок Г.Д., Шимчак К., Хужиназаров М., Когай С.А. Поиски объектов палеолита в бассейне реки Ахангаран: история и современность // Теория и практика археологических исследований. – 2019. – № 2. – С. 153–166. doi: 10.14258/tpai(2019)2(26).-11
- [3] Павленок К.К., Кот М., Павленок Г.Д., Шнайдер С.В., Шимчак К., Крайцардж М.Т., Крайцардж М., Лазарев С.Ю., Когай С.А., Хужиназаров М., Смирнов Б.М. Палеолитическая стоянка Каттасай-2 в западных отрогах Тянь-Шаня: первые результаты исследований // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН. – 2017. –Т. XXIII. – С. 186–189.
- [4] Павленок К.К., Павленок Г.Д., Когай С.А., Хужаназаров М. Региональные истоки обирахматской традиции камнеобработки: новые материалы стоянки Кульбулак // Известия Иркутского гос. ун-та. Серия: Геоархеология. Этнология. Антропология. – 2018. – Т. 26. – С. 3-22.
- [5] Andrefsky, W. Raw-Material Availability and the Organization of Technology // American Antiquity. 1994. – 59. – P. 21–34. doi:10.2307/3085499

- [6] Kolobova, K.A., Flas, D., Krivoschapkin, A.I., Pavlenok, K.K., Vandenberghe, D., M. De Dapper. Reassessment of the Lower Paleolithic (Acheulean) presence in the western Tien Shan // *Archaeol. And Anthropol. Sciences.* – 2016. – N 4. – P. 1–18. doi:10.1007/s12520-016-0367-3
- [7] Kolobova, K. A., Krivoschapkin, A. I., and Pavlenok, K. K. Carinated pieces in Paleolithic assemblages of Central Asia. *Archaeology // Ethnology and Anthropology of Eurasia.* – 2014. – № 4. – P. 13-29. doi:10.1016/j.aeae.2015.06.003
- [8] Kot M.A., Pavlenok K., Radzhabov A., Shnaider S., Szymczak K., Katta Sai: a Palaeolithic site in the Tian Shan piedmont, Uzbekistan, Central Asia // *Antiquity* . – 2013 . – №18.
- [9] Kot M., Pavlenok, K., Krajcarz M.T., Pavlenok G., Sneider, S., Khudjanazarov M., Leloch M. and Szymczak, K. Raw material procurement as a crucial factor determining knapping technology in the Katta Sai complex of Middle Palaeolithic sites in the western Tian Shan piedmonts of Uzbekistan // *Quaternary International.* – 2020. – Vol. 559. – P. 97-109. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.03.052>
- [10] Leloch, M., M. Kot., G. Pavlenok., K. Szymczak., M. Khudjanazarov. & K. Pavlenok. Tracing the Palaeolithic settlement patterns in the Western Tian Shan piedmont: an example of predictive GIS modelling use // *Journal of Quaternary Science* (in press.)
- [11] Pavlenok K.K., Kot M., Pavlenok G., Krajcarz M.T., Khudjanazarov M., Leloch M., Szymczak K. Middle Paleolithic technological diversity during MIS 3 in the Western Tian Shan piedmonts: Example of the Katta Sai 1 open-air loess site // *Archaeological Research in Asia.* – 2021. – Vol. 25. doi: <https://doi.org/10.1016/j.ara.2021.100262>
- [12] Pavlenok G., Pavlenok K., Kogai S., Huzhanazarov M. Before the Obirakhmatian? New data from Kulbulak site // XVIII° Congres UISPP Paris Juin. - 2018. Book of Abstracts, Paris Sorbonne. – 2018. – P. 2652.

**О ВРЕМЕНИ ПОЯВЛЕНИЯ ЧЕЛОВЕКА СОВРЕМЕННОГО ВИДА (*HOMO SAPIENS SAPIENS*) НА СЕВЕРО–ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ И УРАЛЕ**

**П.Ю. Павлов**

Федеральный исследовательский центр Коми научный центр УрО РАН, Институт языка, литературы и истории, Сыктывкар, Россия, [ppavlov120@gmail.com](mailto:ppavlov120@gmail.com)

**ON THE TIME OF APPEARANCE OF ANATOMICALLY MODERN HUMAN (*HOMO SAPIENS SAPIENS*) IN THE NORTHEAST OF EAST EUROPEAN PLAIN AND IN THE URALS**

**P.Yu. Pavlov**

Federal Research Center Komi Science Center Urals Division RAS, Institute of Language, Literature and History, Syktyvkar, Russia

История расселения человека современного вида и распространения культуры верхнего палеолита в Восточной Европе – одно из актуальных направлений исследований в археологии Евразии последнего десятилетия [3, 4, 16, 17]. Важным аспектом этой фундаментальной проблемы является определение времени освоения человеком регионов с экстремальными ландшафтно-климатическими условиями, в том числе арктических и субарктических [2, 10, 20, 21]. Для его исследования большое значение имеют данные, полученные на северо–востоке Европы – одном из немногих регионов севера Евразии, где с 60–х гг. прошлого века известны памятники ранней поры верхнего палеолита [5, 9].

В настоящее время на северо–востоке Восточно-Европейской равнины, в бассейнах Печоры и Верхней Камы и в западных предгорьях Среднего и Приполярного Урала открыты и исследованы четыре памятника начала и ранней поры верхнего палеолита [6]. Они подразделяются на две хронологические группы. К первой относятся памятники, существовавшие в регионе в конце ленинградского интерстадиала среднего валдая (G19–H4) (43–34,5 тыс. л. н.). Это стоянки Мамонтова Курья (бассейн Печоры) и Заозерье (бассейн верхней Камы). Стоянки второй хронологической группы (33–30 тыс. л. н.), относятся к

концу среднего – началу позднего валдая (GI5–H3) (Бызовая, бассейн Печоры и Гарчи I, бассейн верхней Камы) [22, 7].

Среди памятников первой хронологической группы особый интерес представляет стоянка Заозерье (58°09'15"с.ш., 56°56'32"в.д.) – один из древнейших верхнепалеолитических памятников Восточной Европы [7]. Возраст стоянки по данным радиоуглеродного и OSL датирования составляет 41–34,5 тыс.л.н. [24].

На стоянке исследованы три округлых жилых площадки, площадью около 10-15 кв.м. Изученные объекты имеют выраженную структуру, включающую очаг и расположенные рядом хозяйственные ямки, зону накопления пищевых отходов, производственную зону (скопление расщеплённого камня и готовых изделий) и имеют, как правило, одну очень чёткую границу, что, вероятно, свидетельствует о наличии искусственного барьера – ветрового заслона (?) [см. 24, fig.6].

Основным промысловым видом являлась широкопалая лошадь. Скелетный состав костей этого животного в культурном слое показывает, что на стоянку приносились наиболее ценные в пищевом отношении части туш лошадей – задние и передние конечности, головы. Наряду с лошадью постоянным объектом охоты являлось такое мелкое животное как заяц. Найдены также кости носорога, единично представлены остатки северного оленя и мамонта.

Коллекция стоянки насчитывает более 2 тыс. предметов. Помимо каменного инвентаря в неё входят костяные и роговые изделия, а также украшения.

Технику первичного раскалывания характеризует преобладание краевого расщепления. Найдены преформы торцовых нуклеусов, продольные сколы с призматических (?) нуклеусов, реберчатые сколы оформления нуклеусов. В коллекции имеется также ядрище с радиальным скалыванием. Кроме того, некоторые изделия с резцовым сколом, вероятно, являются торцовыми нуклеусами для производства «протоориньякских» узких пластинок с прямым профилем. В коллекции имеются фрагменты таких пластинок без вторичной обработки. Представлены также мелкие изогнутые пластинчатые сколы без вторичной обработки (пластинки Дюфур?), являющиеся, скорее всего, сколами оформления лезвий скребков высокой формы. Отмечен приём бипродольного скалывания. Среди сколов систематического расщепления доминируют крупные и средние пластины с параллельной огранкой.

Среди изделий с вторичной обработкой значительную часть (до 30%) составляют концевые скребки на отщепах, как правило, с плоской вентральной ретушью.

В остальном орудийном наборе выделяются две технико-морфологические группы. Доминирует верхнепалеолитическая группа, представленная изделиями на пластинах. Это пластины с разнообразной краевой ретушью, острия, резцы на сломе и с ретушированной площадкой.

Вторую технико-морфологическую группу каменного инвентаря составляют бифасы и унифасы овальной формы, обушковый нож, близкий к *Kielmesser*, и частично двусторонние продольные скребла. Практически все бифасы имеют плоско-выпуклую обработку, которая является ведущим технологическим признаком среднепалеолитических индустрий *Kielmessergruppen* (KMG) Восточной Европы.

Заметной отличительной чертой каменного инвентаря стоянки Заозерье является присутствие в нём сегментов и “arch-backed tools”. На европейском континенте эти формы в инвентаре памятников начала верхнего палеолита встречаются в индустриях Шательперрона на юго-западе Франции, Улуццо на Апеннинском полуострове и на Балканах [16, 18]. Сегменты встречены также в инвентаре некоторых стоянок Центральной Европы, предположительно относящихся к началу верхнего палеолита, (Краков-Зверинец, Влковице и др.) [23]. Подобные изделия обнаружены в последнее время на Северном Кавказе в комплексах, также предположительно относящихся к начальным этапам верхнего палеолита [1].

Костяные орудия и изделия из рога представлены проколкой, остриём и заготовкой наконечника копья (?). Свидетельством обработки органических материалов являются найденные в культурном слое стоянки абразивы из мелкозернистого песчаника.

Украшения, найденные на стоянке, включают подвески овальной формы, изготовленные из раковин пресноводных моллюсков *Unio* и бусы из члеников ископаемых морских лилий. Бусины имеют одно отверстие, а подвески два, расположенных в ряд. Отверстия сделаны сверлением и развёртыванием. Найдены также заготовки шлифованных бусин (?) из бивня. В коллекции также имеется фрагмент тонкой костяной пластинки с двумя прорезанными отверстиями и ребро лошади, окрашенное (?) охрой [8].

Возраст, особенности каменного и костяного инвентаря, а также типы украшений стоянки Заозерье позволяют уверенно отнести её к началу верхнего палеолита. Комплекс базовых характеристик памятника полностью укладывается в рамки признаков, характеризующих поведенческий комплекс человека современного вида [19].

По данным палеогеографических реконструкций стоянку Заозерье окружали саванноподобные ландшафты: область перехода от травянистого редколесья к степи [11, 8].

Очевидно, способствовали раннему проникновению человека на север континента также особенности региональной природной среды. А.А. Величко указывал, что наибольшей привлекательностью для древнего человека пользовались районы со сложными, разнообразными и высокопродуктивными пищевыми ресурсами [2]. На северо-востоке Восточно-Европейской равнины и западном склоне Урала сочетаются обширные равнины, пересечённые долинами крупных рек, холмистые предгорья и невысокие горы, что создавало мозаичность ландшафтов и обеспечивало разнообразие и обилие пищевых ресурсов. Одной из важнейших особенностей западного склона Урала является наличие многочисленных, разнообразных и легкодоступных местонахождений кремнёвых пород, служивших сырьевой базой для палеолитического населения.

Географическое положение стоянки Заозерье, практически на границе Европы и Азии, вызывает необходимость провести её сравнение с памятниками начала верхнего палеолита как Восточной Европы, так и Северной Азии.

Сравнение инвентаря стоянки Заозерье с комплексами более древних (46–41 тыс. лет) североазиатских (алтайских) памятников начала верхнего палеолита (Кара-Бом, Денисова и др. [3]) показало, что по структуре комплексов каменного инвентаря и технико-морфологическим показателям орудийного набора стоянка Заозерье значительно отличается от алтайских памятников. Прослеживаемое сходство в технологиях первичного расщепления и наборе украшений имеет, вероятно, стадиальный характер.

На территории Восточно-Европейской равнины определённое сходство со стоянкой Заозерье по структуре комплекса каменного инвентаря и некоторым его технико-типологическим характеристикам имеет слой IVb-IVw стоянки Костенки XIV (41–39 тыс.л.н.) [12]. Для каменного инвентаря этого памятника, несколько более раннего чем Заозерье, также характерна пластинчатая техника первичного расщепления. Орудийный набор определяется сочетанием скребков, двугранных резцов, долотовидных орудий и двустороннеобработанных изделий овальной и подтреугольной формы. В инвентаре присутствуют костяные орудия и украшения [12].

Можно предположить, что Заозерье, наряду с памятниками типа IVb-w слоя Костёнок XIV, входит в круг объектов начала верхнего палеолита, которые представляют особую восточноевропейскую индустриальную традицию, имеющую общие черты с комплексами начала верхнего палеолита Южной и Юго-Западной Европы. Эти памятники относятся к одной из инициальных волн расселения человека современного вида в этой части континента, начавшейся около 46 тыс. л.н. [15, 17]. По одной из гипотез, основанной на данных генетического анализа, популяция, оставившая эти памятники, была в последующем (около 36 тыс.л.н.) замещена другой популяцией человека современного вида [13]. Данные анализа ДНК первых мигрантов показывают, что распространение человека современного вида в Европе сопровождалось постоянными контактами с аборигенным неандертальским населением [14]. Этот факт может служить достаточно убедительным объяснением присутствия среднепалеолитического компонента в некоторых региональных восточноевропейских индустриях первой половины верхнего палеолита, включая Заозерье [19].

Суммируя вышеизложенное, можно предположить, что стоянка Заозерье относится к одному из инициальных рейдов человека современного вида в Восточную Европу. Материалы памятника показывают, что *Homo sapiens sapiens*, вероятно, впервые достиг субарктических широт Европы около 40 тыс.л.н., т.е. через 5–6 тыс. лет после его первого появления на континенте и практически одновременно с его появлением в центре Восточно-Европейской равнины.

Список литературы:

- [1] Амирханов Х.А., Таймазов А.И. Палеолитические находки у с. Хадаги (Республика Дагестан) // КСИА. — 249 (ч. I). — Москва, ЯСК. - 2017. — С.7-15.
- [2] Величко А.А. Глобальное инициальное расселение как часть проблемы коэволюции человека и окружающей среды / Величко А.А., Соффер О. (ред.). — Человек заселяет планету Земля. Глобальное расселение гоминид. — 1997. — Москва, ИГ РАН. — С.255-275.
- [3] Деревянко А.П., Шуньков М.В., Козликин М.Б. "Кто такие Денисовцы?" // Археология, этнография и антропология Евразии. — № 3(48). — 2020. — С. 3–32.
- [4] Деревянко А.П. Формирование человека современного анатомического типа и его поведение в Африке и Евразии // Археология, этнография и антропология Евразии. — 2011. — 3 (47). — С. 2–31.
- [5] Канивец В.И. Палеолит крайнего Северо-Востока Европы: бассейн Печоры. —Москва. Наука. —1976. — 98 с.
- [6] Павлов П.Ю. О первоначальном заселении севера Урала // Уральский исторический вестник. — 2015. — №2(47). — С.50-60.
- [7] Павлов П.Ю. Стоянка Гарчи I — памятник костенковско–стрелецкой культуры на Верхней Каме (Северный Урал) //Археологические вести. — 2010. - №16 (2009). — СПб. Дмитрий Буланин. — С.16–28.
- [8] Павлов П.Ю. Стоянка Заозерье — памятник начальной поры верхнего палеолита на северо-востоке Европы // Российская археология. — 2009.— №1. — С.5–17.
- [9] Павлов П.Ю. Палеолит северо–востока Европы: новые данные // Археология, этнография и антропология Евразии. — 2008.— №1 (33). — С.33–45.
- [10] Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды. Атлас-монография. / Котляков В.М., Величко А.А., Васильев С.А. (Отв. ред.). 2014. — Москва. ГЕОС. — 518с.
- [11] Силаев В. И., Шанина С. Н., Смолева И. В., Киселёва Д. В., Чередниченко Н. В., Хазов А. Ф., Туманова Е. А., Павлов П. Ю. Опыт использования минералого-геохимических свойств костных остатков для реконструкции среды обитания на палеолитической стоянке Заозерье (Средний Урал) // Первобытная археология. Журнал междисциплинарных исследований. — 2019. — №2. — С.35-77.
- [12] Dinnis R., Bessudnov A., Reynolds N., Deviese T., Pate A., Sablin M., Sinitsyn A., Higham T. New data for the Early Upper Palaeolithic of Kostenki (Russia) // Journal of Human Evolution. — 2019. — 127. — Pp.21-40.
- [13] Fu Q., Posth C., Hajdinjak M., Petr M., Mallick S., Fernandes D., Furtwängler A., Haak W., Meyer M., Mittnik A., Nickel B., Peltzer F., Rohland R., Slon V., Talamo S., Lazaridis I., Lipson M., Mathieson I., Schiffels S., Skoglund P., Derevianko A., Droszdov N., Slavinsky V., Tsybankov A., Cremonesi R-G., Mallegni F., Gély B., Vacca E., González Morales M., Straus L-G., Neugebauer-Maresch C., Teschler-Nicola M., Constantin S., Moldovan O-T, Benazzi S., Peresani M., Coppola D., Lari M., Ricci S., Ronchitelli A., Valentin F., Thevenet C., Wehrberger K., Grigorescu D., Rougier H., Crevecoeur I., Flas D., Semal P., Mannino M.A., Cupillard C., Bocherens H., Conard N., Harvati R., Moiseyev V., Drucker D.G., Svoboda J., Richards M.P., Caramelli D., Pinhasi R., Kelso J., Patterson N., Krause J., Pääbo S., Reich D. The genetic history of Ice Age Europe // Nature. — 2016. — 534(7606). — Pp. 200-205.
- [14] Hajdinjak M., Mafessoni F., Skov L, Vernot B., Hübner A., Fu Q., Esse E., Nagel S., Nickel B., Richter J., Moldovan O-T., Constantin S., Endarova E., Zahariev N., Spasov R., Welker F., Smith G.M., Sinit-Mathiot V., Paskulin L., Fewlass H., Talamo S., Rezek Z., Sirakova S., Sirakov N., McPherron Sh., Tsanova T., Hublin J-J., Peter B., Meyer M., Skoglund P., Kelso J., Pääbo S. Initial Upper Palaeolithic humans in Europe had recent Neanderthal ancestry // Nature. — 2021. — 592. — Pp. 253-257
- [15] Hoffecker J. The early Upper Paleolithic of Eastern Europe reconsidered // Evolutionary Anthropology. — 2011. —Vol.20. — Pp.24-39.
- [15] Hublin J.-J. The modern human colonization of western Eurasia: when and where? // Quaternary Science Review. — 2015. — Vol.118. — Pp. 194–210.

- [17] Hublin, J., Sirakov, N., Aldeias, V., Bailey S., Bard E., Delvigne V., Endarova E., Fagault Y., Fewlass H., Hajdinjak M., Kromer B., Krumov I., Marreiros J., Martisius N.L., Paskulin L., Sinet-Mathiot V., Meyer M., Pääbo S., Popov V., Rezek Z., Sirakova S., Skinner M.M., Smith G.M., Spasov R., Talamo S., Tuna T., Wacker L., Welker F., Wilcke A., Zahariev N., McPherron S.P., Tsanova T. Initial Upper Palaeolithic Homo sapiens from Bacho Kiro Cave, Bulgaria // *Nature*. – 2020. – 581. – Pp. 299–302.
- [18] Moroni A., Boscatto P., Ronchitelli A. What roots for the Uluzzian? Modern behaviour in Central-Southern Italy and hypotheses on AMH dispersal routes // *Quaternary International*. – 2013. – 316. – Pp. 27–44.
- [19] Pavlov P. On the human occupation of the northeast of East European plain and the Urals at the beginning of Upper Palaeolithic (MIS3) // *Academia Letters*. – 2021. – Article 2077. <https://doi.org/10.20935/AL2077>.
- [20] Pavlov P., Roebroeks W., Svendsen J-I. The Pleistocene Colonization of Northeastern Europe: A Report on Recent Research // *Journal of Human Evolution*. – 2004. – 47 (1-2). – Pp. 3–17.
- [21] Pitulko V. V., Nikolsky P. A., Girya E. Yu., Basilyan A. E., Tumskoy V. E., Koulakov S. A., Astakhov S. N., Pavlova E. Yu., Anisimov M. A. The Yana RHS Site: Humans in the Arctic Before the Last Glacial Maximum // *Science*. – 2004. – Vol. 303 (5654). – Pp. 52–56
- [22] Slimak L., Svendsen J-I., Mangerud J., Plisson H., Heggen H., Brugere A., Pavlov P. Yu. Late Mousterian Persistence near the Arctic Circle // *Science*. – 2011. – 332(6031). – Pp. 841–845.
- [23] Stefanski D. The Early Upper Palaeolithic assemblage of arch-backed points from Kraków-Zwierzyniec site 1. / Valde-Nowak P., Sobczyk K., Nowak M., Żrałka J. (Eds.). – *Multas per gentes et multa per saecula. Amici magistro et collegae suo Ioanni Christopho Kozłowski dedicant*. – 2018. – Krakow. – Pp. 63–70.
- [24] Svendsen J-I., Heggen H.P., Hufthammer A-K., Mangerud J., Pavlov P., W. Roebroeks. Geoarchaeological investigations of Palaeolithic sites along the Ural Mountains – On the northern presence of humans during the last Ice Age // *Quaternary Science Reviews*. – 2010. – Vol. 29 (23-24). – Pp. 3138–3156.

## **ЭВОЛЮЦИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА НА ОСНОВЕ АРХЕОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

**А.В. Поротов**

Географический факультет МГУ, Москва, Россия, alexey-porotov@yandex.ru

## **THE COASTAL EVOLUTION OF THE SOUTH-WESTERN PART OF TAMAN PENINSULA ON THE BASE OF ARCHEOLOGY-PALEOGEOGRAFICAL STUDY**

**A.V. Porotov**

Geographical Faculty MSU, Moscow, Russia

Изучение строения и условий формирования позднеплейстоцен-голоценовых отложений Керченского пролива представляет интерес для рассмотрения широкого круга вопросов, связанных с реконструкцией изменения уровня Черного моря в ходе голоценовой трансгрессии и ее влияния на эволюцию побережья пролива. Позднеплейстоцен-голоценовая история развития рельефа побережья Азово-Черноморского бассейна характеризуется рядом региональных геолого-геоморфологических особенностей, которые определяют различия как в условиях поступления наносов в береговую зону, так и в характере неотектонических движений отдельных участков побережья. Влияние локальных условий проявилось особенно заметно на заключительном этапе трансгрессии, в условиях общего замедления темпов подъема уровня Черного моря.

В ходе греческой колонизации побережья Боспора Киммерийского, основанные в конце VII – первой половине VI вв. до н.э. поселения размещались в удобных для мореплавания и обороны местах. Это были возвышенности в устьях рек или в пределах морских заливов и бухт. За прошедшие тысячелетия в ходе подъема уровня моря и разрушения берегов абразией конфигурация берегов пролива сильно изменилась. В данном сообщении рассматриваются результаты проводимых в течение последних лет археолого-палеогеографических исследований на ряде ключевых участков побережья Керченского пролива (рис. 1). Они направлены на реконструкцию изменений относительного уровня моря и очертаний береговой линии Таманского полуострова за последние 3,0 тыс. лет в связи с уточнением локализации некоторых спорных археологических памятников побережья.





Рис. 1. Расположение района исследований. Цифрами: 1 - Волна-2; 2 - Волна-3; (или Пятиколодезное); 3 - Тузлинский некрополь.

Район исследований располагается в пределах юго-западной окраины Таманского полуострова в области Таманской зоны складчатых неоструктур [2]. Береговая зона, у подножья которой развиты узкие песчано-галечные пляжи, имеет четко выраженный абразионно-оползневой и абразионно-обвальный характер. Средняя скорость разрушения клифа, сложенного преимущественно глинами и песками плиоцена и элювиально-делювиальными суглинками плейстоцен-голоцена, составляет 0,2-0,7м/год. Для ограниченной изобатой 5 м прибрежной мелководной полосы между м.м. Тузла и Панагия характерны многочисленные выходы сцементированных плиоцен-раннеплейстоценовых пород в виде гряд и отдельных банок, которые и определяют крайне мозаичное распределение поверхностного слоя песчаных наносов. Непосредственно в приурезовой полосе до глубин 2-3 м широко развит глинистый бенч, выработанный по кровле понтических глин позднего плиоцена. В сторону моря от м. Тузла и Панагия протягиваются сложенные мшанковыми известняками в виде ряда гряд протяженностью до 3-4 км и шириной в 100-300 м отпрепарированные абразией каменистые рифы.

Восточным входом в Керченский пролив в настоящее время считается мыс Панагия (рис.1), вблизи которого на обрывистом берегу располагается поселение, датируемое бронзовым веком и серединой VI в. до н.э. – I в. н.э. [1]. Наиболее насыщенным археологическим материалом участком морского дна является акватория у мыса Панагия. От мыса в море почти перпендикулярно береговой черте отходит каменистая гряда рифа Трутаева, имеющая протяженность более 3,5 км при ширине около 300 м. [5]. Затем под углом около 45° она круто поворачивает к берегу и продолжается еще около 2 км. Камни в отдельных местах поднимаются почти до современной поверхности воды. Глубины у подошвы рифа – 6–11 м. Грунт – песок, ракушка. В целом гряда образует относительно берега почти правильный треугольник с разрывом около 1,5 км в северной части. В настоящее время риф играет роль волнолома, защищая замкнутую каменистой грядой внутреннюю акваторию от наиболее опасных ветров южного и западного направлений.

В середине первого тысячелетия до нашей эры при более низком положении уровня Черного моря значительная часть рифа Трутаева могла выступать над поверхностью, способствуя образованию хорошо защищенной от волн акватории. Современная изобата глубины 5 м проходит в этом районе примерно в 300–600 м от берега. Вероятно, в античный период акватория, огражденная рифом обладала подходящими естественными условиями для захода и стоянки судов. Археологические находки представлены, в основном, якорями, а также перевозимыми на кораблях грузами и включают фрагменты амфор, кровельную черепицу и другие строительные материалы, которые указывают на существование близ мыса Панагия древней якорной стоянки античного поселения.

В 2,5 км севернее мыса Панагия в районе урочища Холодная балка располагается другое античное поселение, известное под названием Тамань 1 (или Пятиколодезное) [1] – небольшое поселение, возникшее во второй половине VI века до н.э. и существовавшее вплоть до средневековья [1]. Его площадь в период наибольшего расцвета предположительно оценивается в 44 га. К середине прошлого столетия в результате разрушения берега оно оказалось полностью поглощенным морем. К западу – юго-западу от городища в радиусе 5-6 км расположен курганный некрополь. Основная группа курганов концентрического строения находится на современной дороге к Тузле и Лысой горе.

Изучение материалов аэрофотоснимков на территорию, окружающую площадь поселения позволило использовать археологические исследования и дешифровку для реконструкции положения береговой линии и городища в IV-II вв. до н.э. На снимках довольно хорошо выделяется радиально-концентрическая система древних дорог. Исходя из предположения, что дороги ведут к древнему городу и имеют четко выраженную радиальность, их продолженные траектории в сторону моря позволили спроецировать положение окраины городища, находящейся в настоящее время в полосе прибрежного мелководья. На батиметрической карте за территорией предполагаемого древнего города видны рифы, создающие естественную защиту города. К юго-западу от городища выделены следы дороги, ведущей к некрополю, а также ионийская (радиальная) система межевания, входящая в древнюю систему землеустройства. Реконструкции положения окраины древнего города, находящейся на расстоянии примерно 2,2 км от современного берега позволило также оценить среднюю скорость процесса отступления берегового уступа за последние 2,5 тыс. лет, которая составляет 0,26 – 0,3 м/год.

Особого внимания заслуживает район мыса Тузла и расположенной рядом одноименной косы, который отличается сложным подводным рельефом. Основная часть косы с 1925 г. представляет собой низкий песчаный остров, ранее она была сплошной или представляла собой цепочку островов. Об этом свидетельствуют хорошо известные специалистам картографические материалы и опубликованные относительно недавно греческие портоланы. Из-за большого количества рифов, подводных камней и песчаных банок этот участок побережья пролива в настоящее время крайне опасен для судоходства. На северо-запад от острова Тузла на 3,7 км тянется искусственная каменная гряда, которая суживает ширину судоходной части Керченского пролива до 750 м. [7]. Кроме того, остров

практически со всех сторон окружают песчаные отмели, поверхность которых находится на глубинах от 1,8 до 3,8 м. На запад от мыса Тузла на глубине от 0,2 до 1,6 м. тянется риф длиной более 1,5 км. Отдельные вершины его подводных скал выступают над водой на высоту до 0,5 м. О ситуации, существовавшей здесь в древности, письменная традиция ясных сведений не сохранила. Интерпретация имеющихся на сегодня данных, как правило, поливариантна и порождает новые проблемы.

Еще в начале XX в. на мысе Тузла сохранялись остатки городища, которое к настоящему времени практически разрушено береговой абразией [6]. Раскопки, начиная с середины XIX в., проводились, главным образом, на расположенных поблизости от побережья курганных и грунтовых некрополях. Погребения, обнаруженные на территории самого городища, послужили основанием для гипотезы, что причиной их появления могла быть береговая абразия, наступавшая на западную часть городского некрополя [6]. Результаты подводных археологических исследований в окрестностях мыса [5, 7] показали, что береговая линия в VI-V вв. до н.э. могла находиться в пределах современных глубин 4,0-4,5 м примерно в 450 м от нынешнего берега, а в период поздней античности и средневековья – несколько восточнее. Расположенный здесь участок назван «прибрежной зоной», а обнаруженные строительные остатки истолкованы как «маячное сооружение». Зона подводного рифа, находящаяся в 670-800 м от современного берега на глубинах от 4,5 до 7,0 м, судя по якорным находкам, могла соответствовать месту «расположения гавани Корокондамы» в античную эпоху. Западнее на глубине 8-9 м в это же время могла находиться якорная стоянка для более крупных судов. На отмели, лежащей западнее косы Тузла на глубинах 1-2,5 м, были обнаружены затопленные строительные остатки и керамика VI-начала I вв. до н.э., которые могли принадлежать приморскому поселению, располагавшемуся на палеокосе, которая сегодня затоплена морем. По мнению исследователей, этот археологический памятник с той или иной степенью достоверности может отождествляться с античной Корокондамой.

Таким образом, накопленные в районе мыса Тузла материалы, на первый взгляд, позволяют не только определить местоположение остатков античного поселения, его гавани и некрополей, но и оценить приблизительные очертания этого участка побережья в античный период и величину подъема уровня моря за последние 2 тыс. лет — не менее чем в 5,0-4,5 м, что удовлетворительно согласуется с полученными нами данными по Таманскому заливу и черноморскому побережью полуострова [4]. Вызывает некоторые возражения предлагаемая локализация античного города на отмели у основания современной косы Тузла. Нельзя исключать вероятности того, что в данном случае мы можем иметь дело с остатками крепости Тузла, о которой упоминает Эвлия Челеби, согласно информации которого крепость была построена на песчаном месте. Она находилась в одном дневном переходе от крепости Кизил-таш, что соответствует сегодняшнему расстоянию между мысом Тузла и остатками турецких укреплений на берегу Кизилташского лимана. Если принять во внимание характер эволюции косы Тузла, то предлагаемые локализация античной Корокондамы и реконструкция ее топографии вызывают немало вопросов.

Для детализации геоархеологической реконструкции очертаний восточного побережья Керченского пролива в античный период результаты геоморфологических исследований дополнены материалами изучения археологических памятников на прилежащем побережье Таманского полуострова [4], которые косвенно указывают на существование палеокосы в этот период.

Анализ письменных источников, наряду с результатами археологических обследований на побережье как Таманского, так и Крымского [7] берегов Керченского пролива в связи с проблемой локализации в античное время переправ через Боспор Киммерийский позволяет сделать некоторые заключения. В частности, наряду с предположением о возможности отождествления упоминаемого Мелой и Плинием о. Алопека с палео-Тузлой на существования Тузлы (в виде косы или островной формы) как элемента переправы через пролив в его южной части указывает и общая поселенческая ситуация на побережье в районе современного мыса Тузла [7].

Проведенные исследования строения толщи отложений, слагающих косу Тузла, а также прилежащих участков прибрежного мелководья [3] показали, что с поверхности до глубин 4,5-5 м она сложена толщей грубозернистых раковинных песков с примесью детрита и гальки. Песчаная толща подстилается слоем алевритовых песков с редким раковинным материалом, ниже которых залегает однородная толща илов, суммарной мощностью свыше 40 м. Новые материалы по строению прибрежных отложений этого района, которые были получены в последнее десятилетие, существенно расширили представления о строении верхней части осадочной толщи, а также позволили получить впервые радиоуглеродные определения возраста некоторых реперных горизонтов.

В частности, бурение в полосе прибрежного мелководья, прилежащего к косе с юга, показало, что в его основании залегает толща илов, мощность которой превышает 20 м. Полученная нами серия радиоуглеродных датировок из верхней части осадочной толщи, слагающей косу, показала, что возраст раковинных песков из основания аккумулятивного тела косы составляет около 1,5 тыс. л., т.е. вместе с полученными ранее определениями возраста из отложений прикорневой части косы подтверждается относительная молодость современной косы. То есть, образование ее связано с заключительной, нимфейской, фазой голоценовой трансгрессии Черного моря, а более древние генерации косы залегают мористее современной. Из них предшествующая современной существовала в интервале 3,5-2,0 тыс.л. назад и выражена в виде затопленного вала, протягивающегося от коренного выступа м. Тузла в сторону м. Ак-Бурун на берегу Керченского полуострова. В ходе проведенных исследований строения прибрежных отложений Керченского пролива на участке акватории к югу от описываемого объекта под слоем позднейших мелкозернистых отложений была вскрыта линза грубозернистых отложений, представляющая собой реликт древней косы, который протягивается от Таманского полуострова в сторону Керченского берега в направлении, близком к направлению современной косы Тузла.

Присутствие древних береговых образований – палеоаналогов современных аккумулятивных форм, развитых на побережье Керченского пролива, является одной из характерных особенностей строения прибрежных отложений, что нашло свое отражение и в полученных нами материалах сейсмоакустического профилирования на участке акватории, прилежащей к косе Тузла с юга. В частности, на пересекающем пролив сейсмоакустическом профиле прослеживается эрозионная поверхность, срезающая интенсивно дислоцированные слои на глубине по грунту около 9 м. Выше эрозионной поверхности залегает косослоистая толща, характерная для береговых аккумулятивных образований. В средней части профиля отражения приобретают хаотический характер, видимо, из-за выходов газа, и запись эрозионной поверхности исчезает. В прибрежном участке профиля, через 800 м, ее сменяет другая серия косослоистых отложений, мощностью 3-4 м. Основание этой толщи выражено более отчетливо – с ее появлением рельеф дна повышается на 1,5 – 2 м. Обе косослоистые толщи перекрыты горизонтальнослоистыми отложениями мощностью около 2 м.

Таким образом, полученные на участке таманского побережья Керченского пролива материалы характеризуют масштабы прообразования абразионно-аккумулятивных берегов в условиях изменений относительного уровня моря за последние 1,5-2 тыс.л. В частности, они позволили не только определить местоположение остатков античного поселения, его гавани и некрополей, но и реконструировать очертания этого участка побережья в античный период, а также величину подъема уровня моря за последние 2 тыс. лет. На основании глубин залегания комплекса археологических находок величина подъема уровня за последние 2,0 тыс. лет оценивается в 5,0 – 4,5 м, что удовлетворительно совпадает с полученными нами ранее оценками изменения относительного уровня моря Таманского залива и прилежащей Бугазской пересыпи [4]. Это позволяет в первом приближении использовать современную 5 м-изобату для реконструкции очертаний береговой линии в период фанаторийской регрессии в 1 тысячелетии до н.э. Дополнительно для оценки осредненных темпов отступления коренного берега за последние 2,0 тыс. лет были проведены реконструкции его контура на основании проекции системы древних дорог в районе поселения «5-Колодезное». Рассчитанные средние скорости отступления абразионного уступа за время нимфейской трансгрессии составили 0,3-0,4 м/год. Аналогичные оценки для

м. Тузла составили 0,2-0,3 м/год, что в целом удовлетворительно согласуется с аналогичными оценками, полученными на основании сравнения аэрофотоснимков за вторую половину прошлого столетия.

*Работа выполнена по программе «Палеоклиматы, развитие природной среды и долгосрочный прогноз ее развития»*

Список литературы:

- [1] Абрамов А.А., Паромов Я.М. Раннеантичные поселения Таманского полуострова // Боспорские исследования. – Москва. ИА РАН. – 1993. – Вып 2. – С. 45-76.
- [2] Измайлов Я.А. Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. Анапская пересыпь. – Сочи. Лазаревская полиграфия. - 2005. - 175 с.
- [3]. Невеский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. - Москва. Наука, - 1967. - 254с.
- [4] Поротов А.В., Горлов Ю.В., Янина Т.А. Особенности развития Черноморского побережья Таманского полуострова в позднем голоцене //Геоморфология, - 2004. - № 2, - с. 63-77.
- [5] Кондрашев А.В. Корабельная стоянка у мыса Тузла в Керченском проливе // Таманская старина. – 2000. – Вып. 3. – с. 33-45.
- [6] Соколов В.В. Карта древних поселений и могильников в районе станицы Таманской // Симферополь. ИТУАК. – 1919. – с. 56-62.
- [7] Шамрай А.Н. К вопросу локализации селения Корокондамы (археолого-топографический аспект) // Материалы VБоспорских чтений. – Керчь. - 2004. - с. 245-252.

**ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ПЕРВОЙ НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ Р.МЕНЗА В КОНТЕКСТЕ  
ИССЛЕДОВАНИЙ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ ЗАПАДНОГО  
ЗАБАЙКАЛЬЯ**

**И.И. Разгильдеева<sup>1</sup>, С.А. Решетова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Забайкальский государственный университет, Чита, Россия, labpaleo@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт геохимии имени А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, srescht@mail.ru

**GEOCHEMICAL ANALYSIS OF THE PLEISTOCENE-HOLOCENE SEDIMENTS OF  
THE FIRST ABOVE-FLOODPLAIN TERRACE OF THE R.MENZA IN THE CONTEXT  
OF GEOARCHEOLOGICAL SITED OF WESTERN TRANSBAIKALIA**

**I.I. Razgildeeva<sup>1</sup>, S.A. Reshetova<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education Transbaikal State University, Chita, Russia

<sup>2</sup>Vinogradov Institute of Geochemistry Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

Изучение процессов генезиса надпойменных террас рек байкальского бассейна с последней четверти XX в. относится к числу приоритетных направлений в области геоархеологических исследований [1, 4-6, 8, 12, 15]. На территории Западного Забайкалья отложения низких террас наиболее полно сохранились в зонах приустьевых участков притоков р. Чикой (крупного притока р. Селенги). К этим участкам приурочены группы стратифицированных археологических местонахождений, в отложениях плейстоцен-голоценового возраста которых выявлены многочисленные культурные горизонты с остатками жилищно-хозяйственных комплексов.

Усть-Мензинский геоархеологический район является одним из опорных полигонов для проведения стратиграфических, геохронологических, геоморфологических и археологических исследований, результаты которых легли в основу региональных периодизационных схем и представлены в большом количестве научных, в том числе, обобщающих работ [6, 7, 8, 9, 15].

Активное внедрение с начала XXI в. естественно-научных методов анализов оказало влияние на уровень аналитической обработки материалов. Полученные при изучении геоархеологических объектов новые данные объективизировали информацию и одновременно обозначили ряд проблем внутри сложившихся парадигм [5, 13, 14, 17].

В середине 2000-х гг. в ходе комплексных исследований, направленных на реконструкцию палеоландшафтных обстановок, характеризующих среду обитания древних коллективов, впервые был выполнен анализ геохимического состава отложений первой надпойменной террасы реки Мензы. В 2021 г. проведена статистическая обработка данных, её результаты и интерпретация представлены к обсуждению.

Усть-Мензинский геоархеологический район расположен в Красночикойском районе Забайкальского края, по правобережью р. Менза в месте её впадения в р. Чикой. Предметом изучения выступали отложения первой надпойменной террасы, представленные в разрезах многослойной стоянки Усть-Менза-I [16].

В геологических разрезах памятника, мощностью до 4,5 м, исследователями выделены 25 культурных горизонтов (далее к.г.), датируемых в широком культурно-хронологическом диапазоне [9, 16]. Нижний к.г.25 с комплексами одноочажных жилищ верхнепалеолитического возраста, базируется на русловом галечнике. К.г.1, датируемый эпохой бронзы, находится в пределах профиля современной почвы. Возраст формирования культуросодержащих отложений определяет серия  $^{14}\text{C}$ -дат (23 экз.), полученных по органическим материалам [8, 11, 14].

Спектральный полуколичественный анализ отложений первой надпойменной террасы р. Менза был выполнен при реализации проекта по реконструкции палеосреды и условий обитания древних коллективов наряду с палинологическими исследованиями. С учетом научных задач полевой отбор образцов осуществлялся с шагом 0,05 м и охватывал полный разрез отложений 4,5 м от руслового галечника (включая верхнюю отвальную часть, культурные горизонты и межкультурные прослойки) – всего 60 образцов.

Палинологический анализ установил спектры, характеризующие состав современной растительности в пробах отвальной части разреза и верхней части почвенно-растительного слоя. В остальных образцах пыльцевые зерна и споры содержались в единичных экземплярах или отсутствовали. Вероятно, фактором, обусловившим низкий уровень информативности образцов, следует считать присутствие карбонатов [14].

Полуколичественный эмиссионный спектральный анализ методом испарения выполнен в Лабораторно-исследовательском центре по изучению минерального сырья г. Читы (ОАО «ЛИЦИМС»). Полученные геохимические данные обработаны с использованием методов кластерного и PCA анализа (principal component analysis – метод главных компонент), выполненного с помощью пакета «factoextra» программной среды R (*Примечание:* Alboukadel Kassambara and Fabian Mundt (2019). factoextra: Extract and Visualize the Results of Multivariate Data Analyses. R package version 1.0.6. <https://CRAN.R-project.org/package=factoextra>). Перед статистической обработкой данные были нормированы и стандартизированы. При кластеризации использовалась евклидова метрика.

Основной целью геохимических исследований являлось выяснение закономерностей в распределении групп элементов в отложениях надпойменной террасы, маркирующих изменения условий осадконакопления. Графическая визуализация полученных результатов представлена на рисунках 1, 2.

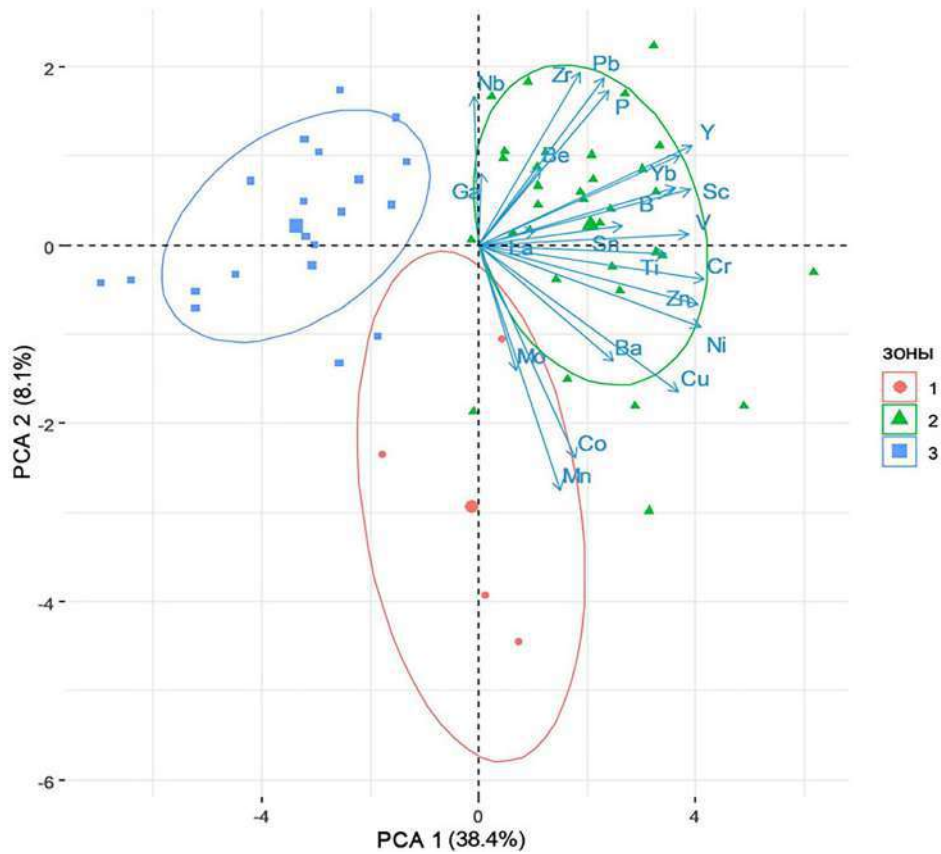


Рис. 1. Диаграмма рассеяния химических элементов в составе отложений первой надпойменной террасы р. Менза.

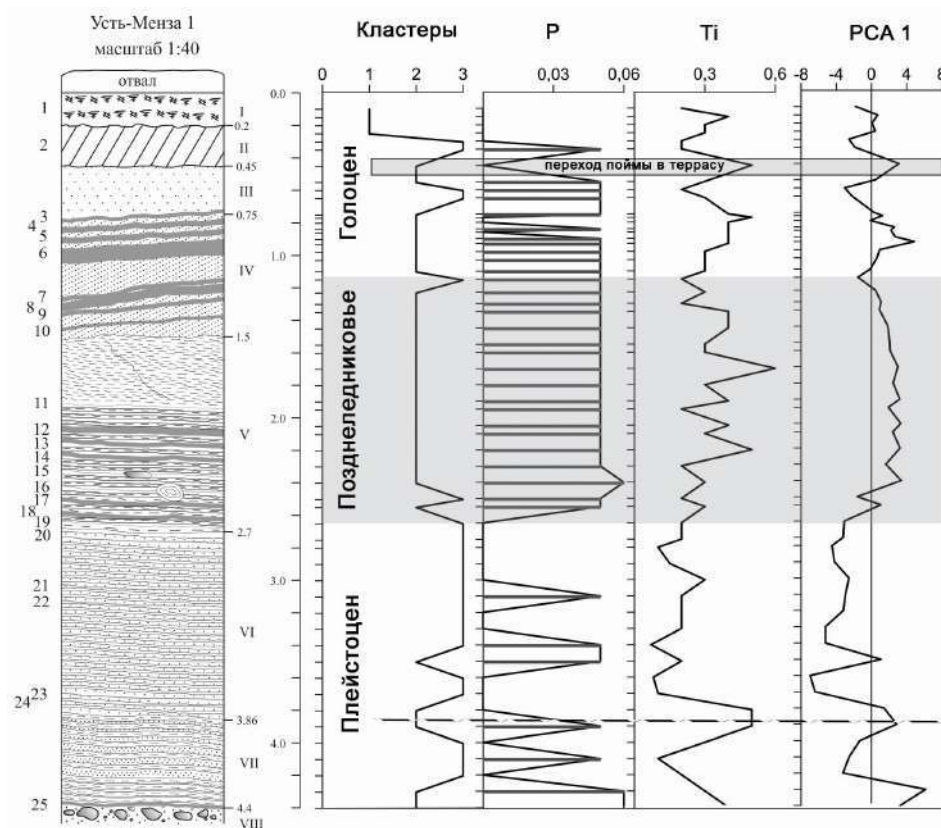


Рис. 2. Графики результатов кластерного и PCA анализов, содержания титана (*Ti*) и фосфора (*P*) в отложениях первой надпойменной террасы р. Менза.

Следует отметить, что объект исследования территориально располагается в пределах Хэнтэй-Даурского нагорья, которое в тектоническом отношении входит в состав Хэнтэй Даурской структурно-формационной зоны Монголо-Охотского складчатого пояса [2]. Интрузивные образования, широко распространенные на данной территории, представлены гранитоидами раннего, верхнего палеозоя и мезозоя. По минерагеническому районированию участок входит в состав Монголо-Забайкальской минерагенической провинции, Куналейской вольфрамово-олово-золоторудной и Менза-Оленгуйской олово-вольфрамоворудной минерагенических зон [3]. Спектральный анализ выполнен на 39 элементов, среди которых содержания большинства редких и рассеянных оказались ниже порога чувствительности метода. PCA анализ учитывал наиболее значимые из них (рис. 1).

Из комплекса элементов отдельно анализировалось присутствие фосфора ( $P$ ) как показателя наличия органической составляющей и титана ( $Ti$ ) – представителя группы элементов, выступающего условным маркером скорости режима осадконакопления (рис. 2).

Нижняя часть анализируемого геологического разреза – плейстоценовый этап осадконакопления [8], представленная песчано-илистыми отложениями с обогащением песчаного материала характеризуется третьим кластером элементного состава с периодическими экскурсами во второй. Присутствие  $P$  также является спорадическим. Наличие  $Ti$  с минимальными значениями по разрезу обычно для русловых фаций аллювиальных отложений [10]. В пойменной фации р. Менза отмечаются отдельные всплески в сторону повышенных значений. Линейная кривая первой оси главной компоненты (PCA 1) показала отклонение в сторону отрицательных значений.

Средняя и верхняя части разреза (полигенетические и покровные отложения), отнесенные по данным  $^{14}C$ -анализа к этапам позднеледниковья и голоцена [14] характеризуются вторым и третьим кластерами, постоянным присутствием  $P$ , увеличенным содержанием  $Ti$  и положительными значениями первой оси главной компоненты.

Полученная последовательность определяет обычную закономерность распределения химических элементов в фаціальном ряду речных осадков, когда при переходе от русловой к пойменной и старичной фациям происходит увеличение содержания в них  $Ti$ ,  $V$ ,  $Cr$ ,  $Cu$  и  $Ni$ , так как взвеси илистых и глинистых частиц являются их хорошими адсорбентами [10]. Почвенные отложения характеризуются первым кластером и отсутствием фосфора.

Кластерный анализ вычленил три группы элементов и показал пиковые изменения в их составе при смене условий осадконакопления, которые коррелируются с присутствием в разрезе геологических пачек, формирование которых происходило в схожем режиме.

Содержание  $P$  в конкретной ситуации разрезов Усть-Мензы-I показало его устойчиво диагностируемое присутствие в отложениях иловатых и чёрных гумусированных прослоев, с которыми связана основная часть археологически выявленных уровней культурных горизонтов. Пачки отложений с содержанием  $P$  ниже порога чувствительности метода, указывают на изменение режима седиментации и существование условий, при которых накопление органики было затруднено.

Элементный состав отложений показал наличие отклонений: 1) в сторону отрицательных значений в пачке плейстоценового аллювия; 2) в сторону положительных – в пачке с полигенетическими и покровными голоценовыми отложениями; 3) смену тренда значений на контактах смежных литологических пачек.

Полуколичественные показатели содержания  $Ti$  хорошо согласуются с данными гранулометрического анализа, выполненного для верхней части разреза 2,1 м [14]. Уменьшение относительного количества элемента отмечается в слоях обогащенных песчанистой составляющей, при заметных «выплесках» в пачках, характеризующихся наличием иловатых или гумусированных палеопочвенных прослоек.

Выявленные закономерности коррелируются с данными полученными при использовании других естественно-научных методов, и в комплексе верифицируют современные представления об особенностях процессов генезиса отложений первой надпойменной террасы р. Мензы [14].



## Список литературы:

- [1] Геология и культура древних поселений Забайкалья. К XI конгрессу INQUA (Москва, 1982) / Д.-Д. Б. Базаров, М. В. Константинов, А. Б. Иметхенов, Л. Д. Базарова, В. В. Савинова. – Новосибирск: Наука, 1982. – 161 с.
- [2] Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500000 / Отв. ред. И. Г. Рутштейн, Н. Н. Чабан. – Чита, 1997. – 239 с.
- [3] ГИС-Атлас «Недра России». Карта минерагенического районирования. М-ба 1: 2 500 000. Забайкальский край. ВСЕГЕИ, 2014. <http://atlaspacket.vsegei.ru/> (дата обращения 09.04.2019).
- [4] Базаров Д.-Д. Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1986. – 180 с.
- [5] Голубцов В. А., Рыжов Ю. В., Кобылкин Д. В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. – Иркутск: Издательство Института географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 2017. – 139 с.
- [6] Карасев В. В. Кайнозой Забайкалья / Отв. ред. А. И. Сизиков. – Чита: ФГУП Читагеолсъёмка, 2002. – 128 с.
- [7] Константинов А. В. Древние жилища Забайкалья: Палеолит, мезолит / А. В. Константинов – Новосибирск: Наука. – 2001. – 224 с.
- [8] Константинов М. В. Каменный век восточного региона Байкальской Азии. – Улан-Удэ; Чита: Изд-во БНДЦ СО РАН; ЧГПИ им. Н. Г. Чернышевского. – 1994. – 180 с.
- [9] Константинов М. В., Екимова Л. В., Верещагин С. Б. Таёжный Чикой на рубеже камня и бронзы. – Чита: ЗабГУ, 2016. – 247[14] с.
- [10] Кузнецов В. А. Геохимические корреляции в речных долинах / Ред. К. И. Лукашев. – Минск: Наука и техника, 1984. – 288 с.
- [11] Разгильдеева И. И., Куникита Д., Яншина О. В. Новые данные о возрасте древнейших керамических комплексов Западного Забайкалья // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культура. 2013. – Вып. 2. – С. 168-178.
- [12] Равский Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. – М.: Наука, 1972. – 336 с.
- [13] Решетова С. А., Безрукова Е. В. Растительность и климат Забайкалья в позднеледниковье и голоцене (по палинологическим данным). – Чита: ЗабГУ, 2018. – 192[2] с.
- [14] Рыжов Ю. В., Голубцов В. А. Новые данные о литологическом составе, возрасте и этапах формирования отложений первой надпойменной террасы р. Менза (древнее поселение Усть-Менза-1, Забайкальский край) // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. 2018. – Вып. 7. – С. 41-50.
- [15] Цейтлин С. М. Геология палеолита Северной Азии. – М.: Наука, 1979. – 285 с.
- [16] Усть-Менза / Константинов М. В., Константинов А. В., Екимова Л. В., Разгильдеева И. И. // Малая энциклопедия Забайкалья. Т. Археология / Гл. ред. Р. Ф. Гениатулин. – Новосибирск: «Наука», 2011. – С. 302-306.
- [17] Buvit I., Waters M. R., Konstantinov M. V., Konstantinov A. V. The geoarchaeology and archaeology of Studyonoye, an Upper Palaeolithic site in Siberia // Geoarchaeology : An International Journal. – 2003. – Vol. 18. – Is. 6. – P. 649-673.

**ИЗОТОПНАЯ ПОДПИСЬ ПОГРЕБЁННЫХ ПОЧВ И КУЛЬТУРНЫХ СЛОЕВ  
ПОСЕЛЕНИЙ СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ****Р.А. Решетникова, Н.О. Ковалева**Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Факультет почвоведения,  
Москва, Россия, natalia\_kovaleva@mail.ru, rada3025@mail.ru**ISOTOPIC PROXIES FOR PALAEOSOLS AND CULTURAL LAYERS OF THE MIDDLE  
AND LOWER VOLGA SETTLEMENTS****R.A. Reshetnikova, N.O. Kovaleva**

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Soil Science, Moscow, Russia

**Актуальность.**

Изучение изотопного состава органического углерода почв – один из важных инструментов в палеопочвоведении. Измерение соотношения стабильных изотопов углерода позволяет выявить климатический сценарий, при котором формировалась почва, а также определить тип фотосинтеза растений, под покровом которых она развивалась [4]. Фракционирование изотопов в процессе фотосинтеза приводит к обеднению органической массы растения тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$ . Изотопный состав углерода почвенных углеродсодержащих соединений является весьма чувствительным для индикации и реконструкции условий окружающей среды даже в случае довольно слабых климатических различий [5].

**Объекты исследования.**

Объектами исследования послужили разновозрастные почвы и культурные слои поселений Среднего (Нижняя Банновка, Щербаковка, Галка) и Нижнего Поволжья (Дубовка). Почвенный покров и ландшафты этого региона на протяжении голоцена претерпевали значительные изменения, связанные как с естественными, так и с антропогенными факторами. Изменения окружающей среды и почвенных процессов отражаются в свойствах почв, в том числе таких, как изотопная подпись. Также информативными могут быть и другие свойства – магнитная восприимчивость почв, групповой состав фосфора, содержание биофильных элементов, анализируемые в данной работе, и другие, используемые в палеопочвоведении для реконструкции климатических обстановок прошлого.

**Методы исследования** включали изучение морфологических свойств почв, определение pH водной суспензии, расчет магнитной восприимчивости почв на основе измерений полевым капнометром (КТ-5); определение группового состава фосфора аскорбиновым методом [6]; определение содержания углерода, азота, серы и водорода на элементном анализаторе VARIO EL, Elementar GbmH, Hanau, изотопного состава углерода с помощью масс-спектрометра Thermo-Finnigan Delta V Plus IRMS (ИПЭЭ им. А.Н.Северцова РАН).

**Результаты исследования.**

Культурные слои и почвы Среднего и Нижнего Поволжья, имеющие разный возраст, формировались в различных условиях, с чем связаны отличия в некоторых их свойствах (табл. 1). Культурные слои средневековья, вскрытые в с. Дубовка в месте, где находился золотоордынский город Бельджамен, характеризуются хорошей оструктуренностью, темной окраской почвенной массы, повышенными величинами магнитной восприимчивости и органического фосфора, пониженным количеством легкорастворимых солей по сравнению со слоями другого возраста. Климатический оптимум средних веков способствовал развитию поселений Золотой Орды в Поволжье. Степная и сухостепная зона характеризовались более гумидными условиями почвообразования, в почвенном покрове преобладали каштановые почвы.

Активное освоение территорий, повышенные темпы появления новых городов и вырубка пойменных лесов для строительства привели к ускоренному развитию эрозии почв. Экологическая обстановка была осложнена климатическими изменениями. С XVI в. наступил малый ледниковый период, увеличилась засушливость территории, и постепенно

поселения пришли в упадок. В XVIII в. эти места заняли поволжские немцы (с. Галка, Щербаковка), почвы и культурные слои их поселений характеризуются увеличением содержания карбонатов и легкорастворимых солей, отмечаются морфологические признаки солонцеватости и засоленности [1-3].

Таблица 1. Свойства почв Среднего и Нижнего Поволжья.

Горизонт	Глубина	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰	Сорг, %	Рорг, мг/кг	Магнитная восприимчивость, $\chi \cdot 10^{(-6)}$
Каштановая почва, с. Нижняя Банновка					
AJ	0-16	-26,93	0,34	465	8,6
BMKsn	16-51	-24,11	0,18	355	16,9
B	51-78	-25,10	0,23	289	15,8
[A1]	78-87	-25,01	0,24	1243	17,5
BCA	87-95	-24,83	0,16	153	9,0
[A2]	95-125	-25,08	0,22	0	15,9
[A2]	125-160	-25,77	0,29	469	21,3
Солонец светлый, с. Щербаковка					
AJ	0-15	-24,30	0,22	307	12,8
Abel	15-32	-23,87	0,10	165	14,8
BSN	32-78	-24,22	0,11	177	20,8
BCca	78-110	-23,47	0,11	165	11,5
Стратозем светло-гумусовый, с. Галка (погреб)					
AJ	0-14	-23,06	0,21	0	34,4
RJ1	14-29	-23,40	0,14	241	24,3
RJ2	29-32	-23,50	0,10	0	21,2
B1	32-38	-23,52	0,19	951	45,7
RJ3	38-40	-24,10	0,16	222	45,0
B2	40-66	-24,43	0,33	0	93,2
[A]	66-98	-23,88	0,44	146	94,3
Солонец на погребенной солоди, с. Галка					
AJ1	5-30	-24,76	0,18	368	10,6
AJ2	30-49	-23,24	0,38	714	18,8
EL	50-53	-25,73	0,18	419	51,4
Bsn	50-85	-23,03	0,13	360	31,7
Стратозем светло-гумусовый на погребенной почве Водянского городища, с. Дубовка					
AJ	0-15	-24,90	0,16	269	27,1
KC	15-35	-23,19	0,19	529	32,4
RJ1	35-70	-23,50	0,13	490	18,1
RJ2	70-110	-23,39	0,07	0	11,3
[A]	110-175	-23,44	0,06	65	17,8

Максимумы содержания органического фосфора в почвах являются индикатором интенсивности процессов гумусонакопления и антропогенной деятельности. Максимальные доли органического фосфора – до 40-60% от общего, по глубинам в основном соответствуют культурным слоям, так же как и максимумы содержания органического фосфора.

Величины магнитной восприимчивости подтверждают результаты выделения культурных слоев и в почвах Поволжья коррелируют с максимумами содержания

органического фосфора. Кроме того, магнитная восприимчивость имеет максимумы в поверхностных гумусовых горизонтах, что связано с содержанием органического вещества.

Почти на всех изотопных кривых прослеживается тренд утяжеления изотопного состава углерода с глубиной. Исключением является стратозем светло-гумусовый (с. Галка), заложенный в старом погребе времен поволжских немцев-колонистов и значительно трансформированный антропогенными процессами. Здесь наблюдается некоторое облегчение изотопных величин с глубиной, с локальным пиком в средней части профиля (-23,52). Пик на кривой коррелирует с максимумами на кривых содержания органического углерода, магнитной восприимчивости и органического фосфора.

В других разрезах пики на кривых изотопного состава соответствуют разным горизонтам в средней и нижней частях профиля: в разрезе каштановой почвы (с. Нижняя Банновка) – горизонту ВМКsn (-24,11), в разрезе солонца светлого (с. Щербаковка) – горизонтам Abel и ВСса (-23,87 и -23,47), в разрезе солонца на погребенной солоди (с. Галка) – горизонтам AJ2 и Bsn (-23,24 и -23,03). Только в разрезе стратозема светло-гумусового на погребенной почве Водянского городища (с. Дубовка) максимум на изотопной кривой соответствует культурному слою.

Утяжеление изотопного состава почв может быть дополнительным свидетельством изменений климатической обстановки, повлиявшей на факторы почвообразования в прошлом, поскольку изотопный состав почв формируется под влиянием растительности, тип которой зависит от климатических условий. Изотопные кривые подтверждают существование благоприятного климата в средневековье и увеличение засушливости климата в Малый ледниковый период, однако более подробные выводы нуждаются в более глубокой интерпретации.

*Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 17-14-01120 в рамках государственного задания МГУ № №117031410017-4 и Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова "Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды".*

Список литературы:

- [1] Демкин В.А., Борисов А.В., Демкина Т.С. и др. Волго-Донские степи в древности и средневековье (по материалам почвенно-археологических исследований). – Пушино: SYNCHROBOOK. – 2010. – С.
- [2] Демкин В.А., Ельцов М.В., Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Демкина Т.С., Борисов А.В. Развитие почв Нижнего Поволжья за историческое время // Почвоведение. – 2004. – №12. – С. 1486-1497.
- [3] Демкин В.А., Ельцов М.В., Демкина Т.С., Хомутова Т.Э. Палеопочвы археологических памятников степной зоны как индикаторы развития природной среды в голоцене // Вестник ТГУ. – 2013. – 18. – вып.3. – С. 12-20.
- [4] Ковалева Н.О., Добровольский Г.В. Изотопный состав углерода почв в диагностике изменений климата: состояние проблемы и вероятные сценарии. //Труды Института экологического почвоведения МГУ. – 2013. – вып.13. – С. 64-81.
- [5] Ковда И.В., Олейник С.А., Голубева Н.И., Моргун Е.Г., Макаров М.И. Изменение изотопного состава углерода органического вещества и карбонатов почв в пределах слабого дрейфа климатических параметров//Известия Российской академии наук. Серия географическая. Москва. Наука. – 2011. – № 2. – С. 51-64
- [6] Saunders, W. M. H. & Williams, E. G. Observations on the determination of total and organic phosphorus in soils. J. Soil Sci. 1955. – 6. – С. 248-67.

**ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ МАМАКАНСКОГО РАЙОНА  
(ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ): НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ХРОНОЛОГИИ,  
РАСТИТЕЛЬНОСТИ, КЛИМАТУ.**

**С.А. Решетова<sup>1</sup>, Е.В. Безрукова<sup>1</sup>, А.В. Тетенкин<sup>2</sup>, Maarten van Hardenbroek<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, srescht@mail.ru

<sup>2</sup> Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия,  
altet@list.ru

<sup>3</sup> Университет Ньюкасла, Великобритания, maarten.vanhardenbroek@ncl.ac.uk

**GEOARCHAEOLOGICAL SITES OF THE MAMAKAN REGION (EAST SIBERIA):  
NEW DATA ON CHRONOLOGY, VEGETATION, CLIMATE**

**S.A. Reshetova<sup>1</sup>, E.V. Bezrukova<sup>1</sup>, A.V. Tetenkin<sup>2</sup>, Maarten van Hardenbroek<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup> Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

<sup>3</sup> Newcastle University, UK

Одним из фундаментальных вопросов археологии голоцена на севере Евразии остается вопрос о том, что движет процессами изменения культуры. Его решение является главной целью исследований Байкальского археологического проекта (БАП) с середины 1990-х годов. Исследования последних лет показывают, что в Прибайкалье одним из важнейших переходов стало начало среднего неолита, совпавшее с распадом китойской культуры ок. 6660 л.н. [12] и временем максимального распространения лесов в этом регионе.

Между тем, история природной среды голоцена в Мамаканском археологическом районе (МАР) (рис. 1) с его богатой археологической историей остается крайне слабо изученной. Известные археологические памятники этого района (их более 50) в совокупности содержат свыше 30 стратифицированных культурных горизонтов верхнего палеолита – мезолита [3]. Для частичного восполнения имеющегося пробела в знаниях по истории природной среды МАР мы провели реконструкцию условий обитания групп охотников-собирателей на этой территории в среднем голоцене, на который пришелся распад китойской культуры в Прибайкалье.

Климат района исследования резко континентальный [1] с продолжительной холодной зимой и коротким теплым летом. Летом температура воздуха может достигать почти 40°C, зимой – -55°C. Среднегодовое количество осадков составляет 425 мм, а средняя глубина снежного покрова – 60 см. В современной растительности района преобладает лиственница *Larix gmelinii*, береза *Betula sect. Albae*, реже – сосна сибирская *Pinus sibirica* и обыкновенная *Pinus sylvestris*, ель *Picea obovata*. Широко развиты злаково-разнотравные луга. Изученный нами разрез находится в юго-западной части Патомского нагорья, на правом берегу р. Витим (N 57°49'10,03"; E 114°03'31,37" (рис. 1), где до глубины 245 см вскрыты отложения 12-метровой террасы. Верхние 50 см взять не удалось из-за высокой рыхлости отложений, поэтому в палинологической записи отсутствует интервал, соответствующий большей части позднего голоцена по схеме Walker et al. [11]. Остальная часть разреза представлена чередованием оторфованных почв, торфа, тонких прослоев мелко- и среднезернистых песков. Возраст для трех образцов определен радиоуглеродным методом с применением ускорительной масс-спектрометрии в Институте географии РАН (Москва). Полученные значения радиоуглеродного возраста откалиброваны в программе IntCal20 [5]. Расчет процентного содержания таксонов и построение спорово-пыльцевой диаграммы (рис. 2) проведены с помощью TILIA 1.7.16 [4]. На диаграмме также показаны преобладающие непыльцевые палиноморфы (НПП) в процентах от общей суммы пыльцы и спор в образце.

Палинологическая запись из разреза со средним временным разрешением в 40 лет характеризует историю природной среды МАР в интервале времени от 6450 до 3600 к.л.н. Реконструкция показывает, что с 6450 до 6150 к.л.н. (зона Mmk-4) в МАР имело место самое широкое за весь изученный интервал времени развитие еловых и лиственничных группировок с участием пихты.



Рис. 1. Местоположение Мамаканского археологического района.

В целом, климат МАР в это время был умеренно-холодным, с высоким атмосферным и почвенным увлажнением. Присутствие в спектрах этой зоны створок амёб *Arcella gibbosa*, спор грибов *Coniochaetaceae*, *Sordaria*, аскоспор (рис. 2,3) подтверждает наличие локальных переувлажненных мест обитания, разлагающейся древесины и присутствие травоядных животных [10].

Почти трехкратное повышение обилия пыльцы сосны обыкновенной и двукратное – сосны сибирской предполагают значительное расширение их площадей в МАР 6150-4700 к.л.н. (рис. 2, Мmk-3). Присутствие устьиц сосны обыкновенной (рис. 2,3) может свидетельствовать о ее близком произрастании от разреза «Мамакан».

В целом же, быстрое распространение сосны обыкновенной между 7000 и 6000 л.н. рассматривается как одно из фундаментальных изменений в растительности Байкальского региона (БР) в голоцене [9] с наступлением более теплого и сухого климата. Пыльцевая запись из разреза «Мамакан» позволяет поместить начало распространения сосны в этом районе в общую схему ее регионального расширения, но с некоторым запаздыванием.

Повышенное количество *Sordaria* и *Glomus* ок. 5200 к.л.н. может указывать на частое появление травоядных животных у разреза [10].

Распространение в МАР сосны сибирской 4700-3840 к.л.н. (Мmk-2) одновременно с усилением позиций лиственницы, ели и кедрово-стланиковых группировок соответствует наступлению более прохладного с повышенной влажностью почв и воздуха климата, поскольку сосна сибирская очень чувствительна к недостатку влажности почвы и воздуха [2]. Сокращение сухих и хорошо прогреваемых мест обитания сосны обыкновенной привело к ее отступлению от разреза «Мамакан» но, возможно, не полностью, потому, что постоянное присутствие устьиц ели, сосны обыкновенной, лиственницы подтверждает их локальное произрастание. Состав спор грибов (*Sordaria*, *Pleospora*, *Glomus*, *Meliola*, рис. 2,3) свидетельствует о почти постоянном присутствии в районе исследований травоядных животных и наличии массы остатков сосудистых растений.

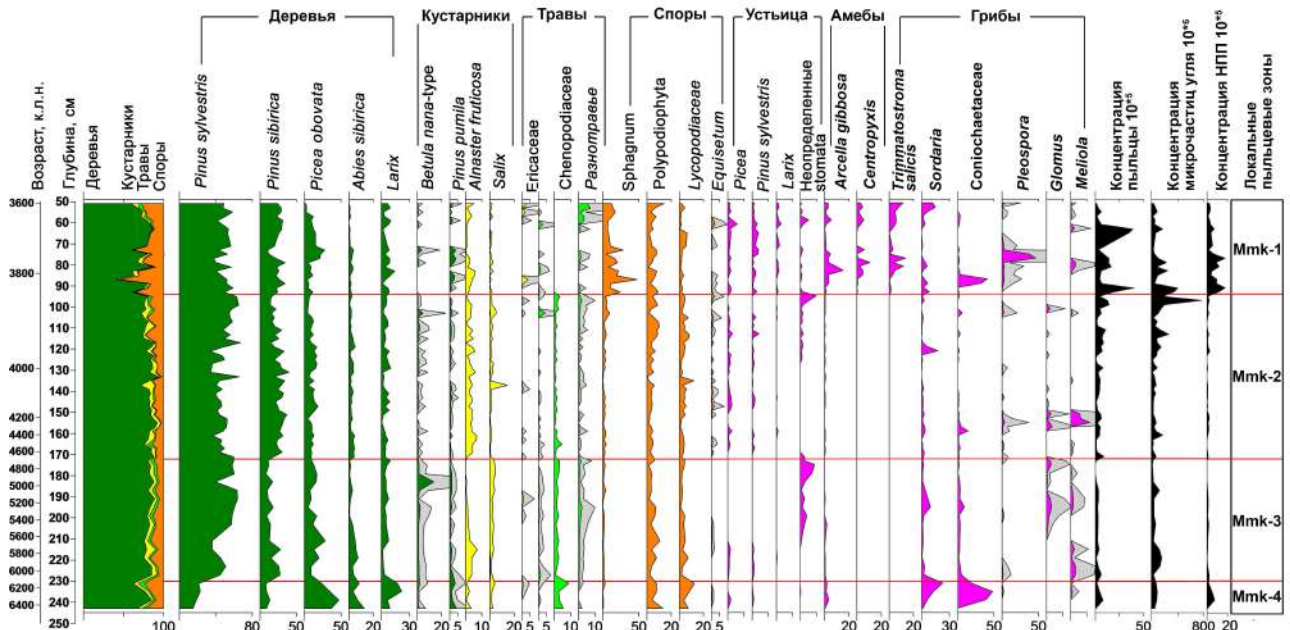


Рис. 2. Обобщенная диаграмма процентного содержания пыли, спор и преобладающих НПП в разрезе «Мамакан».

Пыльцевая запись из разреза «Мамакан» показывает значимые изменения в составе региональной и локальной растительности 3840–3600 к.л.н. (Mmk-1). Почти в 2,5 раза возросшая концентрация пыльцы может означать самое значительное развитие лесной растительности из сосен, ели, лиственницы. На месте разреза появились заболоченные, сфагновые обитания, в которых присутствовали *Arcella gibbosa*, *Centropyxis* (рис. 2,3), *Assulina*, *Nebela* (рис. 3). Причиной локального заболачивания территории могли быть частые пожары, которые начались 3880 к.л.н. и продолжались до 3830 к.л.н., о чем свидетельствуют максимальные концентрации микрочастиц углей (рис. 2). В самом разрезе пожары оставили след в виде темного «сажистого» прослоя. В таком случае в условиях умеренно-влажного и умеренно-холодного климата предшествующего времени заболачивание и рост торфа могли произойти из-за поднявшегося уровня воды вследствие массовой гибели деревьев.

Позднее 3780 к.л.н., после затухания пожаров (рис. 2) заболоченность территории снизилась, что привело к расширению присутствия ели. Наличие устьиц ели, сосны обыкновенной, лиственницы характеризует состав растительности, близкий к современному. Споры грибов *Microthyrium* (рис. 3), *Meliola*, *Coniochaetaceae*, *Pleospora* (рис. 2, 3) свидетельствуют о присутствии в районе травядных животных и наличии массы остатков растений. Появление в СПС спор грибов *Trimmatostroma salicis* (рис. 2, 3), соотносится с более широким, чем ранее, развитием ивовых группировок в переувлажненных обитаниях.

Результаты реконструкции ландшафтов, климата, растительности голоцена на основе записей из торфяников и озер БР [6, 8] показывают, что в раннем – среднем голоцене на его территории происходило непрерывное расширение лесной растительности. При этом, сокращались площади травяно-кустарниковой растительности, что, возможно, способствовало снижению численности крупных травядных животных, служивших основной пищей для групп охотников-собирателей раннего неолита. Такие изменения в растительности совпали с резкой и быстрой реорганизацией атмосферной циркуляции, что могло привести к более мощному и длительному снежному покрову [6]. Все это и могло обусловить коллапс китойской культуры охотников-собирателей 6660 к.л.н., за которым последовал культурный «перерыв» в археологических записях 6660–6060 к.л.н.

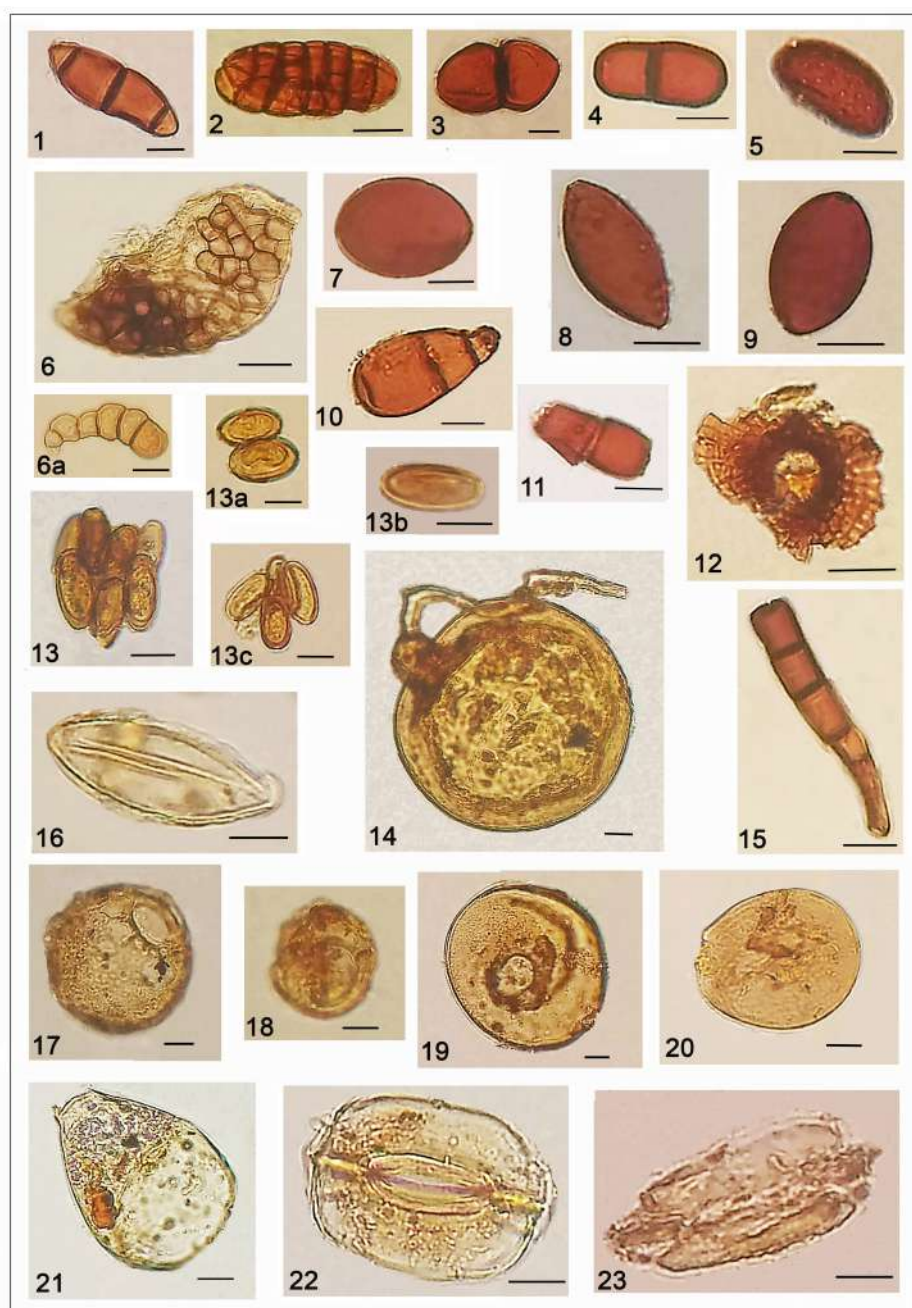


Рис. 3. Фото НПП отложений разреза «Мамакан». Грибы: 1 – *Meliola*; 2 – *Pleospora*; 3 – *Ascospora*; 4 – *Delitschia*; 5 – *Gelasinospora*; 6 – *Trimmatostroma salicis*; 7 – *Podospora*; 8-9 – *Sordaria*; 10 – *Trichocladium*; 11 – *Sporomiella*; 12 – *Microthirium*; 13 a-c – *Coniochaetaceae*; 14 – *Glomus*; 15 – *Clasterosporium*. Водоросли: 16 – *Spirogira*. Амебы: 17-18 – *Centropyxis*; 19 – *Arcella*; 20 – *Assulina*; 21 – *Nebela*. Устьица: 22 – *Pinus sylvestris*-type; 23 – *Larix*.

Однако наши новые реконструкции показали, что в Мамаканском районе охотники-собиратели продолжали свою активность почти до 6000 к.л.н., что контрастирует с культурным «перерывом» в археологических записях из Предбайкалья 6660–6060 к.л.н. По сравнению с долиной р. Ангара и Предбайкальем в МАР распространение сосны обыкновенной, означающее наступление более сухого и теплого, чем ранее, климата, произошло почти на несколько веков позже. Более того, постоянное присутствие спор *Microthirium*, *Sordaria* (рис. 2) может указывать на то, что исследуемый район был излюбленным пастбищем диких копытных [7], обычной добычи охотников-собирателей в Прибайкалье [13]. В совокупности это может указывать на то, что территория Нижнего



Витима все еще была благоприятной для человека в течение большей части «перерыва», зафиксированного в Прибайкалье, и, возможно, была убежищем для популяций охотников-собирателей в среднем неолите. Однако проверка этой гипотезы в МАР и на Патомском нагорье требует проведения дополнительных археологических и палеоэкологических исследований на стоянках охотников-собирателей эпох неолита и бронзового века в этом регионе.

*Благодарности. Авторы благодарны П.П. Летуновой, Е.В. Волчатовой за помощь в идентификации НПП.*

*Источник финансирования. Исследования выполнены при частичной поддержке грантов РФФИ № 18-59-22003\18, РФФИ № 19-05-00328, РФФИ-Лондонское Королевское Общество № 21-55-10001 и реализованы в соответствии с гос.заданием ИГХ СО РАН № 0284-2021-0003.*

Список литературы:

- [1] Атлас Забайкалья, Бурятская АССР и Читинская область / В.Б. Сочава (ред.). – Москва, Иркутск: главное управление геодезии и картографии при Совете министров СССР, – 1967. – 176 с.
- [2] Поздняков Л.К. Лес на вечной мерзлоте / Е.С. Петренко (ред.). – Новосибирск: Наука, – 1983. – 97 с.
- [3] Тетенькин А.В. Археология позднего верхнего палеолита и мезолита Нижнего Витима и Байкало-Патомского нагорья // Известия АлтГУ. Исторические науки и археология. – 2018. – №2 (100). – С. 182–187.
- [4] Grimm E.C. Tilia 1.7.16 Software. Springfield, IL: Illinois State Museum. Research and Collection Center. – 2011.
- [5] Heaton T.J., Blaauw M., Blackwell P.J., Bronk Ramsey Ch., Reimer P.J., Marian Scot E. The IntCal20 approach to radiocarbon calibration curve construction: a new methodology using Bayesian splines and errors-in-variables // Radiocarbon. – 2020. – № 62 (4). – P. 821–863.
- [6] Kobe F., Bezrukova E.V., Leipe Ch., Shchetnikov A.A., Goslar T., Wagner M., Kostrova S.S., Tarasov P.E. Holocene vegetation and climate history in Baikal Siberia reconstructed from pollen records and its implications for archaeology // Archaeological Research in Asia. – 2020. – № 23. – 100209.
- [7] Piasai O., Sudsanguan M. Morphological study of Gelasinospora from dung and antagonistic effect against plant pathogenic fungi in vitro // Agriculture and Natural Resources. – 2018. – Vol. 52 (5). – P. 407–411.
- [8] Tarasov P., Bezrukova E., Krivonogov S. Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel // Climate of the Past. – 2009. – № 5. – P. 285–295.
- [9] Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Muller S., Kostrova S.S., White D. Chapter 2: Climate and vegetation history / R.J. Losey, T. Nomokonova (eds.) // Holocene Zooarchaeology of Cis-Baikal. Archaeology in China and East Asia Nünnerich–AsmusVerlag and Media. – GmbH: Mainz, – 2017. – P. 15–26.
- [10] Van Geel. A palaeoecological study of Holocene peat 598 bog sections in Germany and the Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals // Review of Palaeobotany and Palynology. – 1978. – Vol. 25. – P. 1–120.
- [11] Walker M. J. C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C. Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a Working Group of INTIMATE (integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // J. of Quaternary Science. – 2012. – № 27. – P. 649–659.
- [12] Weber A.W. Middle Holocene hunter–gatherers of Cis-Baikal, Eastern Siberia: Combined impacts of the boreal forest, bow-and-arrow, and fishing // Archaeological Research in Asia. – 2020. – № 24. – 100222.
- [13] Weber A.W., Bronk Ramsey C., Schulting R.J., Bazaliiskii V.I., Goriunova O.I. Middle Holocene hunter–gatherers of Cis-Baikal, eastern Siberia: chronology and dietary trends // Archaeological Research in Asia. – 2021. – № 25. – 100234.

## ХРОНОЛОГИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ДАГЕСТАНА (НОВЫЕ ДАННЫЕ)

А.Г. Рыбалко<sup>1</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>2</sup>, Т.А. Янина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт Археологии и Этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия,  
rybalko@archaeology.nsc.ru;

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
roger.kurbanov@gmail.com

## CHRONOLOGY OF PALEOLITHIC COMPLEXES OF SOUTH-EASTERN DAGESTAN (NEW DATA)

A.G. Rybalko<sup>1</sup>, R.N. Kurbanov<sup>2</sup>, T.A. Yanina<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Archeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

В последнее десятилетие заметно активизировались работы в области изучения палеолита Дагестана, территория которого занимает большую часть Северо-Восточного Кавказа. В результате проведенных комплексных исследований обнаружено и изучено более двадцати палеолитических памятников их хронологический интервал, охватывает период от нижнего до начала верхнего палеолита, что позволяет представить общую картину развития древнейших каменных индустрий на территории Западного Прикаспия. Наиболее информативной и хорошо изученной на данный момент является многослойная стоянка Дарвагчай-Залив-4 расположенная на территории Дарвагчайского геоархеологического района (Дербентский район, Республика Дагестан) [1].

Местонахождение Дарвагчай-залив-4 открыто в 2010 г. сотрудниками Кавказского палеолитического отряда ИАЭТ СО РАН в ходе рекогносцировочного обследования правого берега реки Дарвагчай. Стоянка расположена в районе небольшого залива Геджухского водохранилища, на склоне высокого (около 20 м) останца третьей древнекаспийской террасы, образованного серией морских осадков перекрытых сверху рыхлыми отложениями. Место расположения памятника соответствует переходу от предгорий (абсолютная высота 120-270 м) к равнинной части (< 90 м) Западного Прикаспия. Разведочные исследования, проведенные в 2011 году, позволили получить предварительные сведения о стратиграфии объекта, а также выразительный набор палеолитических изделий, включающий орудия с бифасиальной обработкой (рубила) [1]. В ходе многолетних стационарных исследованиях стоянки единым раскопом было вскрыто ~ 90 м<sup>2</sup> площади культуросодержащих отложений, из которых получена коллекция каменных артефактов насчитывающая более 1,500 экз.

В процессе раскопок памятника была получена серия разрезов правого берега р. Дарвагчай, которые вместе с обнажениями на прилегающих к раскопу участках явились основой для детальных стратиграфических исследований и установления условий залегания и возраста археологических материалов. Ниже приводится сокращенное описание стратиграфического разреза местонахождения сверху-вниз:

Слой 1а. Темно-серый гумусированный суглинок. Современная почва – 0,15–0,20 м.

Слой 1б. Светло-серый легкий суглинок – 0,15–0,35 м.

Слой 1в. Буро-коричневый, тяжелый суглинок (палеопочва) – 0,25–0,45 м.

Слой 2. Лессовидный коричневый суглинок – 2,7–3,15 м.

Слой 3. Гравийно-галечные отложения – 1,15-1,6 м.

Слой 4. Светло-серый слоистый, песок – 0,3-0,45 м.

Слой 5. Галечник, в качестве заполнителя присутствует песок с включением раковин морских моллюсков – 0,2-0,45 м.

Представленный разрез является опорным для территории Дарвагчайского геоархеологического района [3]. Это объясняется как полнотой и мощностью вскрытых осадков, так и высокой степенью изученности, что дает возможность проводить сравнительный анализ с основными палеолитическими памятниками Дагестана и Кавказа на

более обоснованном и информативном уровне. Анализируя полученный разрез можно выделить три разновозрастные пачки отложений со специфическими чертами седиментогенеза, отделенные друг от друга стратиграфическими перерывами со следами размыва и тектоническими нарушениями. Пачка I (слои 1 - 2) образована преимущественно в субаэральных условиях, представлена лессо-почвенными отложениями. Пачка II (слой 3) – галечно-гравийный горизонт образованный в результате аллювиальных и пролювиальных процессов. Пачка III (слои 4, 5) - отложения прибрежно-морского генезиса соответствуют переходной зоне между шельфом и побережьем.

Вопросы хронологии связанные с установлением возраста археологических памятников являются одними из самых сложных. Определить хронологические рамки самого нижнего культуросодержащего горизонта (слой 5) памятника Дарвагчай-залив-4 позволяют палеонтологические данные (анализ малакофауны) и палеомагнитные исследования. В ходе археологических раскопок из слоя были отобраны все целые (пригодные для определения) раковины моллюсков. В их составе преобладают каспийские кардииды – раковины моллюсков рода *Didacna Eichw.* Род *Didacna*, обладающий высокой скоростью эволюционного развития на видовом и подвидовом уровне, имеет руководящее значение для стратификации морского неоплейстоцена Каспия и палеогеографических реконструкций его бассейнов. В составе малакофаунистического комплекса преобладают *Didacna eulachia* (Bog.) Fed. и *D. kovalevskii* Bog., единичны *D. pravoslavlevi* Fed. Возраст малакофауны (и включающих ее отложений) – урунджикский [4]. Время этого события в истории Каспийского моря – начало среднего неоплейстоцена (МИС 10, 11). Помимо этого на памятнике были проведены палеомагнитные исследования. Была отобрана колонка образцов из слоя 2, прослоев глинистых алевролитов слоя 3 и слоя 4. По заключению автора работ, доктора геолого-минералогических наук А.Ю. Казанского в верхней части разреза зафиксирована положительная остаточная намагниченность, а в слое 4 (морские пески) отрицательная, минус разнонаправленный, и вероятнее всего соответствует экскурсу Бива III – 390 тыс. л.н. [2]

В 2019 году была предпринята попытка получения первой абсолютной хронологии для многослойной стоянки Дарвагчай-залив-4. Как отмечалось ранее, в разрезе памятника представлена толща лёссово-почвенных осадков, ниже переходящая в пролювиальные (галечно-гравийные) отложения, которые в свою очередь подстилают морские галечники и пески с фауной моллюсков. В ходе многолетних исследований были обнаружены археологические материалы подтверждающие наличие на стоянке трех одновременных комплексов артефактов, для определения точных хронологических рамок которых необходимо было провести абсолютное датирование. Традиционным и наиболее часто используемым методом датирования является радиоуглеродный. Однако возможности его применения ограничены малым хронологическим интервалом и высокими требованиями к сохранности и качеству органического материала. В нашей ситуации, в условиях отсутствия фаунистических материалов, практически единственной альтернативой являлся метод OSL - оптически стимулированное люминесцентное датирование. Одним из главных его достоинств является широкое распространение пригодного для датирования материала. Этим материалом являются зерна кварца и полевых шпатов. Метод основан на оценке поглощённой дозы радиации за период захоронения осадка. В общей сложности с разреза стоянки Дарвагчай-Залив-4 была отобрана серия из 17 образцов. Пробоподготовка для OSL датирования выполнена в лаборатории МГУ, а сам анализ в г. Орхус (Дания).

Построенная по 13 датам хронология позволила впервые определить точный возраст всех стратиграфических подразделений разреза и что особенно важно культуросодержащих горизонтов стоянки. Погребённая почва (слой 1в – средний палеолит) охарактеризована датировкой в 115 тыс. л.н. Серия из 6-ти дат из нижележащей пачки лёссов (слой 2) дали возраст 180 - 210 тыс. л.н. Пролувиальные отложения (слой 3 – финальный ранний

палеолит) – 220 - 250 тыс. л.н. Морские горизонты из нижней части разреза (слои 4, 5 – поздний этап раннего палеолита) сформировались в интервале 330-370 тыс. л.н.

*Работы выполнены при поддержке грантов РФФИ 19-09-00006 (археологические исследования) и 19-05-01004 (геохронологические исследования).*

Список литературы:

[1] Деревянко А.П., Амирханов Х.А., Зенин В.Н., Анойкин А.А., Рыбалко А.Г. Проблемы палеолита Дагестана. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2012. – 292 с.

[2] Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. 1:2 500 000: Пояснительная зап. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. – 220 с.

[3] Рыбалко А. Г. Геохронологические исследования стоянки Дарвагчай-залив 1 в Республике Дагестан // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2014. – Т. XX. – С. 73-76.

[4] Янина Т.А. Урунджикский этап в плейстоценовой истории Каспийского региона // Известия Российской академии наук. Серия географическая. - М.: Наука, 2008. № 4. С. 60–73.

### ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ КАНОЗЕРА НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

**Т.В. Сапелко<sup>1</sup>, Д.Д. Кузнецов<sup>1</sup>, А.В. Лудикова<sup>1</sup>, Е.М. Колпаков<sup>2</sup>, В.Я. Шумкин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт озероведения СПб ФИЦ РАН, Санкт-Петербург, Россия, tsapelko@mail.ru

<sup>2</sup>Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия

### LATE GLACIAL - HOLOCENE HISTORY OF LAKE KANOZERO ON THE KOLA PENINSULA

**T.V. Sapelko<sup>1</sup>, D.D. Kuznetsov<sup>1</sup>, A.V. Ludikova<sup>1</sup>, E.M. Kolpakov<sup>2</sup>, V.Ja. Shumkin<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences SPC RAS, Saint-Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Institute for the History of Material Culture, RAS, Saint Petersburg, Russia

Озеро Канозера (67°03'33" с.ш.; 34°06'12" в.д.) расположено в южной части Кольского полуострова, в 28 км от побережья Кандалакшского залива Белого моря на абсолютной отметке 52 м над уровнем моря, глубины около 5-7 м. Озеро расположено в подзоне северной тайги, на водосборе распространены сосново-еловые леса. Благодаря обнаруженным на островах Канозера наскальным рисункам – петроглифам [2] возник интерес к изучению истории озера. Первые наскальные рисунки на островах Канозера были открыты в 1997 г. Типологические связи канозерских наскальных изображений прослеживаются по всей Северной Фенноскандии. Изучение природной обстановки в этом районе Кольского полуострова помимо решения сугубо палеогеографических задач позволяет комплексно подойти к уточнению возраста и этапов формирования петроглифического комплекса Канозера [7].

В ходе полевых работ были отобраны колонки донных отложений, как из самого оз. Канозера, так и из близлежащих озер Треугольного и Ахмоламбина [6], находящихся на различных абсолютных отметках (рис.1). Из оз. Канозера изучена колонка донных отложений, отобранная в мелководной части Кирвинской губы (рис.1, т.3) с глубины 1,7 м. Общая мощность вскрытых отложений составляет 3.4 м. Донные отложения изучены с помощью литологического, палинологического, диатомового и радиоуглеродного анализов. Выполнен анализ потерь при прокаливании. Отложения представлены светло-серыми синеватыми плотными глинами в нижней части, зеленовато-бурыми гиттиями и коричневым органомными гиттиями в верхней части с постепенной границей между горизонтами. Переход от зеленовато-бурых гиттий к органомным коричневым гиттиям датирован радиоуглеродным методом, возраст составил около 9200 калиброванных лет назад (кал. л.н.).

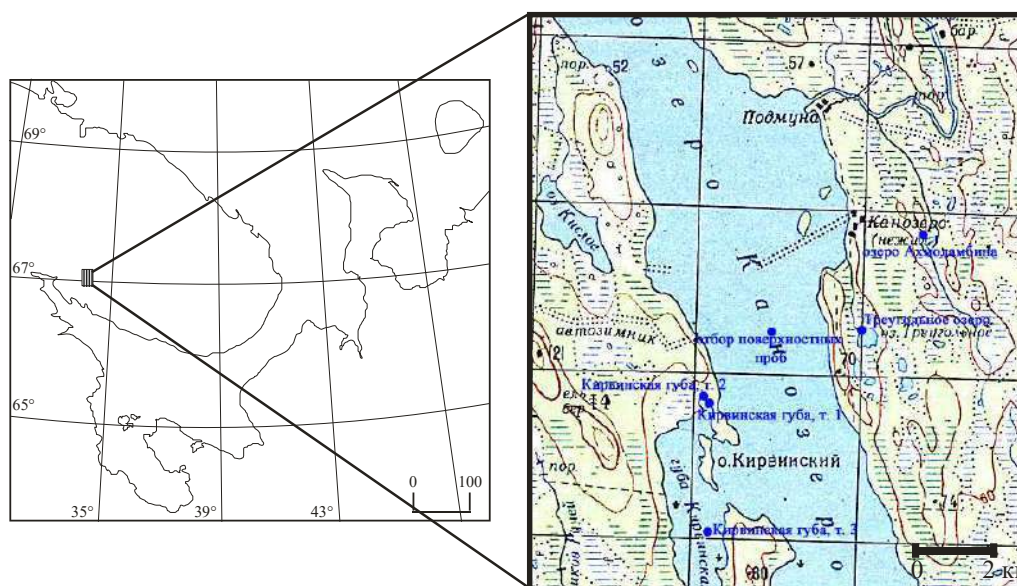


Рис.1. Точки отбора донных отложений на оз. Канозеро.

По результатам комплексного анализа донных отложений колонки донных отложений из Кировской губы оз. Канозера можно выделить несколько этапов развития озера:

Первый этап развития водоема характеризуется холодным климатом (позднеледниковый период). Получили распространение тундровые ландшафты с небольшим участием древесных пород. В основном, это березовые редколесья. Несмотря на некоторое присутствие достаточно теплолюбивых видов, определяли тип растительности этого периода гипоарктические виды, такие как *Betula nana*, *Selaginella selaginoides*, *Botrychium boreale*, *Empetrum*, *Rubus chamaemorus*. В это время на рассматриваемой территории существовал крупный приледниковый пресноводный олиготрофный водоем, уровень которого понижался. Содержание органического вещества в донных отложениях было низким и составляло от 1,9 до 3,2%. Среди диатомовых водорослей массовое развитие мелкоклеточных обрастателей *Fragilaria spp.* развивающихся в широком диапазоне условий и быстро адаптирующихся к меняющимся условиям среды, маркирует изоляцию оз. Канозера крупного бассейна. В составе диатомовых комплексов отмечаются также олиготрофные северо-альпийские виды *Achnanthes calcar* и *A. oestrupii*, и олиго-мезотрофные бореальные *A. joursacense* и *Cocconeis neodiminuta* – обитатели литоральной зоны крупных холодноводных олиготрофных бассейнов.

На следующем этапе климат немного улучшается (пребореальный период). Климат еще прохладный, но более влажный. Увеличиваются площади, занимаемые древесной растительности, где основной породой является береза. Уровень водоема и дальше постепенно снижается, в озере распространяется водная растительность. Появляется *Isoetes lacustris*. Однако по данным диатомового анализа уровень был еще выше современного. На это указывает сравнительно высокое содержание планктонных диатомей при общем доминировании бентосных видов. Наиболее многочисленны планктонные диатомеи рода *Aulacoseira*: алкалифилы *A. ambigua*, имеющая широкое географическое распространение и *A. valida*, характерная для северных водоемов, а также холодноводные виды–ацидо- и нейтрофилы группы *A. distans*. Здесь отмечен переход от светло-серых глин к зеленовато-бурой однородной гиттии. Содержание органического вещества немного возрастает до 4,5%. Водоем остается холодным и олиготрофным.

Третий этап (бореальный период) выделяется изменениями по всем реконструированным показателям. Климат становится теплее и суше. Растительность приобретает северотаежный тип. Распространяются сосновые и березовые леса. В этот

период в озере начинают формироваться коричневые органогенные гиттии. Резко возрастает содержание органического вещества до 30%. Этот переходный горизонт очень сильного обмеления соответствует начальному этапу образования современного озера Канозера. Уменьшение площади и глубины водоема и повышения его продуктивности отмечено как по результатам палинологического, так и диатомового анализа. Уменьшение пыльцы макрофитов при широком распространении осоковых подчеркивает резкое снижение уровня водоема. Исчезновение из состава диатомовых комплексов планктонных диатомей рода *Aulacoseira spp.*, а также общее сокращение доли планктонных и увеличение содержания бентосных диатомей, также указывает на понижение уровня водоема. Изменение уровня озера привело к изменению гидрологического, гидрохимического и гидробиологического режимов в заливе Кирвинская губа вследствие ухудшения водообмена с открытым плесом и установлению условий, отличающихся от условий основной акватории. Заметно возрастает концентрация створок диатомей в осадках, что указывает на высокую продуктивность диатомовых сообществ.

Четвертый этап (атлантический период) характеризуется наиболее мягким климатом за весь изученный период с распространением среднетаежных ландшафтов [5]. В основном распространение получают сосновые леса. Впервые появляется ель и широколиственные породы, такие как вяз, дуб, граб, а также лещина. Климат становится теплым и влажным. Благодаря более влажному климату уровень озера немного увеличивается. Широко распространены водные и прибрежно-водные растения, среди которых впервые появляется рогоз. В озере активно распространяются водоросли *Pediastrum*, *Botryococcus*. Формируются коричневые детритовые гиттии с содержанием органического вещества в среднем около 40%. В составе диатомовых комплексов преобладают обрастатели и донные диатомей, доля которых примерно одинакова. При этом отмечается значительное изменение соотношения различных таксонов внутри этих экологических групп. Так, численность обрастателей-алкалифилов *Fragilaria spp.* сокращается в несколько раз по сравнению с предыдущим периодом, в то время как содержание диатомей рода *Achnanthes spp.* возрастает преимущественно за счет видов-нейтрофилов. В составе эпифитов отмечаются олиготрофные *Cymbella descripta* и *C. incerta* и олиго-мезотрофная *C. subaequalis*, также предпочитающие нейтральную реакцию среды. Отмечен рост численности донных диатомей-нейтрофилов рода *Pinnularia*, среди которых наиболее многочисленны олиго-мезотрофные *P. interrupta* и *P. Maior*, и обитатели водоемов различного уровня трофности *P. microstauron* и *P. viridis*. Возрастает численность других донных диатомей, также развивающихся на мелководье водоемов с pH=7 (*Navicula laevissima*, *N. pupula*, *N. radiosa*). Увеличивается процентное содержание ацидофила *A. brachysira* et var. *zellensis*. Доля планктонных почти не меняется. На порядок снижается концентрация створок диатомей в донных осадках. При этом резко возрастает соотношение цист хризофитов (золотистых водорослей) и диатомовых. Первые наиболее характерны для кислой среды и формируют основную часть биомассы фитопланктона в олиготрофных и дистрофных водах со слабоминерализованной водой. В этих условиях хризофиты составляют серьезную конкуренцию диатомовым водорослям в процессе ассимиляции растворенного кремнезема. Таким образом, изменение соотношения хризофитов и диатомовых в пользу первых, может свидетельствовать об установлении более олиготрофных условий и дальнейшему понижению значений реакции среды.

На следующем этапе (суббореальный период) климат становится более прохладным. Характер растительности меняется и вновь становится северотаежным. В основном преобладают сосновые леса, однако непродолжительное время активно распространяются еловые леса и березняки на счет сокращения площади распространения сосновых лесов. Во второй половине периода по данным палинологического анализа вновь снижается уровень водоема, распространяются болота. Содержание органического вещества в детритовых гиттиях составляет 39-41%. Состав диатомовых комплексов меняется незначительно, доля

планктонных диатомей сокращается и становится крайне низкой. Состав диатомовых комплексов и соотношение цист и диатомей существенно не меняется, указывая на преобладание в Кирвинской губе мелководных нейтральных-слабокислых условий.

Заключительный этап развития (субатлантический) характеризуется небольшим похолоданием климата. Вновь доминируют сосновые леса, при этом сокращается распространение ели и совсем исчезают широколиственные породы. В целом, судя по результатам анализа субрецентных проб, реконструированные ландшафты напоминают современные. В рассматриваемый период начинается заболачивание северной части Кирвинской губы, продолжающееся и по сей день, на что указывает увеличение доли ацидофильных таксонов в составе диатомовых комплексов. Глубина залива постепенно уменьшается вследствие заполнения котловины донными осадками. Заболачивание озер в позднем голоцене отмечается повсеместно [3].

В результате проведенного исследования можно говорить об образовании оз. Канозеро в бореальный период около 9200 кал. л.н. В этот период получают распространение сосновые леса. С 10 000 кал. л.н. в южной части Кольского полуострова сосновые леса распространяются повсеместно [8, 13], что указывает на достаточно теплые и влажные условия, благоприятные для развития лесов. Реконструированные по колонке донных отложений из оз. Беркут (66°820.69' с.ш.; 36°839.77' в.д.) летние температуры для начала голоцена составляли 12,3°-12,5°С [12]. Схожие летние температуры реконструированы по распространению древесной растительности Фенноскандии [11]. Около 10100- 8400 кал. л.н. в южной части Кольского полуострова отмечается также понижение уровня озер и увеличение их продуктивности [12; 14]. Ранее Канозеро было частью более крупного водоема. Стабилизация природной среды видимо способствовала и появлению первых стоянок древних людей в южной части Кольского полуострова, возраст которых датируется не ранее VII–VI тысячелетиях до н.э., происходит расселение людей на юго-запад и юго-восток, позднее, чем на севере полуострова [10]. Можно также отметить, что на основании результатов палинологического анализа косвенно фиксируются события, связанные с присутствием людей на водосборе озера. Выделенные этапы некоторого расширения открытых ландшафтов с травами нарушенных местообитаний в довольно благоприятных условиях произрастания растительного покрова, связаны с колебаниями уровня озер [1; 4; 9; 12] и соответственно с появлением человека на островах озера в суббореальном периоде. Отсутствие стоянок в районе озера можно объяснить динамикой уровня озера и затоплением поселений. Подъем уровня водоемов Кольского полуострова в этот период, вероятно, был повсеместным и обеспечил образование новых водных путей с юга на север. Так подъем уровня в это время реконструирован, например, для оз. Беркут [12] в южной части полуострова.

В XX-XXI веках основное антропогенное воздействие оказывают многочисленные туристы, осуществляющие сплавы по реке Умбе и оз. Канозеру и сплав леса, которого сейчас уже нет. Степень воздействия на озерный ландшафт приблизительно равна влиянию древних людей в период нанесения наскальных рисунков. Можно сделать выводы о важном и решающем значении природных процессов на расселение и динамику человека на Кольском полуострове в прошлом (на протяжении голоцена) и не менее важном значении окружающей среды на человека сегодня. В условиях труднодоступных сильно заболоченных водосборных площадей оз. Канозера люди практически не живут. Следовательно, влияние человека на экосистему озера было незначительным на протяжении всего изучаемого периода.

*Исследование выполнено в рамках государственного задания ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН по теме № 0154-2019-0004.*

Список литературы:

- [1] Колька В. В., Евзеров В. Я., Меллер Я. Й., Корнер Д. Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия РАН. Серия географическая. 2013. № 1. С. 73–88.
- [2] Колпаков Е. М., Шумкин В. Я. Петроглифы Канозера. Rock Carvings of Kanozero. - СПб., Искусство России – 2012. - 424с.
- [3] Кременецкий К.В., Вацалова Т.В., Горячкин С.В., Черкинский А.В., Сулержицкий Л.Д. Динамика растительности и торфонакопления на западе Кольского полуострова в голоцене // Бюллетень МОИП. Отд. биол. – 1997. - Т. 102 - Вып. 3. - С. 39–45.
- [4] Олюнина О. С., Полякова Е. Ю., Романенко Ф. А. Диатомовые ассоциации голоценовых отложений Кольского полуострова // Доклады Академии наук - 2008. - Т. 423 - № 3 - 2008. - С. 370–374.
- [5] Сапелко Т.В. Динамика природной среды Кольского полуострова в голоцене по новым палинологическим данным // География и геоэкология на современном этапе взаимодействия природы и общества. Селиверстовские чтения. Материалы Всероссийской научной конференции. Санкт-Петербург, СПбГУ, ВВМ, - 2009. - С. 733-740.
- [6] Сапелко Т.В., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Шумкин В.Я., Субетто Д.А. Изменение природных обстановок в поздне-последледниковье в южной части Кольского полуострова // Фундаментальные проблемы Квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований, Новосибирск, - 2009. - С. 534-537.
- [7] Сапелко Т.В., Колпаков Е.М. След человека в истории Канозера // Природа. М.: Наука - № 2. - С. 73-76.
- [8] Сапелко Т.В. Северная Скандинавия. Палеогеография Кольского полуострова // Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды: Атлас-монография / Отв. ред. В.М. Котляков, А.А. Величко, С.А. Васильев. - М.: ГЕОС. – 2014. - С. 30 – 37.
- [9] Сапелко Т.В., Колька В.В., Евзеров В.Я. Динамика природной среды и развития озер в позднем плейстоцене и голоцене на южном берегу Кольского полуострова (район пос. Умба) // Труды Карельского научного центра РАН, Серия – Лимнология. - 2015 - №5. - С. 60 – 69.
- [10] Шумкин В.Я. Раннеголоценовые памятники Кольского полуострова (мезолит) // Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды: Атлас-монография / Отв. ред. В.М. Котляков, А.А. Величко, С.А. Васильев. - М.: ГЕОС. – 2014. - С. 38 – 53.
- [11] Giesecke T., Vjune A.E., Chiverrell R.C., Seppa H., Ojala A.E.K, Birks H.J.B. Exploring Holocene continentality changes in Fennoscandia using present and past tree distributions // Quaternary Science Reviews. – 2008. –Vol. 27- P. 1296– 1308.
- [12] Ilyashuk E. A., Ilyashuk B. P., Hammarlund Dan and Larocque I. Holocene climatic and environmental changes inferred from midge records (Diptera: Chironomidae, Chaoboridae, Ceratopogonidae) at Lake Berkut, southern Kola Peninsula, Russia // The Holocene. - 2005. – Vol 15. - № 6. - P. 897 -914
- [13] Kremenetski C.V., Patyk-Kara N.G. 1997. Holocene vegetation dynamics of the southeast Kola Peninsula, Russia // Holocene. - Vol. 7. - P. 473–479.
- [14] Solovieva, N. and Jones, V. J. A multiproxy record of Holocene environmental changes in the central Kola Peninsula, northwest Russia // J. Quaternary Science. - 2002. - Vol. 17- P. 303–318.



**ПАЛЕОПОЧВЫ И РЕКОНСТРУКЦИЯ СРЕДЫ ОБИТАНИЯ  
ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СООБЩЕСТВ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ.**

**С.Н. Седов<sup>1,7,8</sup>, А.А. Синицын<sup>2</sup>, С.Ю. Лев<sup>3</sup>, А.А. Бессуднов<sup>2</sup>, А.Н. Бессуднов<sup>4</sup>,  
С.А. Сычёва<sup>5</sup>, Т.В. Романис<sup>6</sup>, В.С. Шейнкман<sup>7,8</sup>, М.А. Коркка<sup>9</sup>.**

<sup>1</sup> Институт геологии, Национальный Автономный Университет Мексики, Мехико, Мексика,  
serg\_sedov@yahoo.com

<sup>2</sup> Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
andrei.sinitsyn@gmail.com

<sup>3</sup> Институт археологии РАН, Москва, Россия, zarausk@yandex.ru

<sup>4</sup> Липецкий государственный педагогический университет имени П.П. Семенова-Тян-  
Шанского, Липецк, Россия, bessudnov\_an@mail.ru

<sup>5</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, sychevasa@mail.ru

<sup>6</sup> Почвенный институт имени В.В. Докучаева, Москва, Россия, romanis.tatyana@yandex.ru

<sup>7</sup> Институт криосферы, Федеральный Исследовательский Центр “Тюменский Научный  
центр” СО РАН, Тюмень, Россия, vlad.sheinkman@mail.ru

<sup>8</sup> Отдел методологии междисциплинарных исследований криосферы Федеральный  
Исследовательский Центр “Тюменский Научный центр” СО РАН, Тюмень, Россия

<sup>9</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,  
km31@yandex.ru

**PALEOSOLS AND RECONSTRUCTION OF ENVIRONMENT OF THE UPPER  
PALAEOLITHIC SOCIETIES IN THE EASTERN EUROPE**

**S.N. Sedov<sup>1,7,8</sup>, A.A. Sinitsyn<sup>2</sup>, S.Yu. Lev<sup>3</sup>, A.A. Bessudnov<sup>2</sup>, A.N. Bessudnov<sup>4</sup>, S.A. Sycheva<sup>5</sup>,  
T.V. Romanis<sup>6</sup>, V.S. Sheinkman<sup>7,8</sup>, M.A. Korkka<sup>9</sup>**

<sup>1</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, CdMx, Mexico

<sup>2</sup> Institute for the History of Material Culture RAS, Saint Petersburg, Russia

<sup>3</sup> Institute of Archaeology RAS, Moscow, Russia

<sup>4</sup> Lipetsk State Pedagogical P. Semenov-Tyan-Shansky University, Lipetsk, Russia

<sup>5</sup> Institute of Geography RAS Moscow, Russia

<sup>6</sup> V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia

<sup>7</sup> Earth Cryosphere Institute, Federal Research Center “Tyumen Scientific Centre”, SB RAS,  
Tyumen, Russia

<sup>8</sup> Department of Methodology for Interdisciplinary Cryosphere Research, Federal Research Center  
“Tyumen Scientific Centre”, SB RAS, Tyumen, Russia

<sup>9</sup> Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

Реконструкция региональных изменений природной среды в течение средне- и поздневалдайской эпохи (МИСЗ-2) имеет принципиальное значение для понимания социо-экологических взаимодействий при первоначальном заселении человеком современного типа Восточной Европы и последующем местном развитии культур верхнего палеолита. Долговременные тенденции этих изменений хорошо изучены на основании различных геологических архивов, и их влияние на палеолитические культуры отражено в работах А.А.Величко и его коллег. Однако в настоящее время детальные палеоклиматические летописи Гренландских ледяных кернов и морских осадков Северной Атлантики показали огромную роль кратковременных (несколько столетий – 1-2 тысячелетия), но очень мощных и контрастных флуктуаций климата в рассматриваемую эпоху. Для эколого-археологических исследований имеет принципиальное значение поиск и исследование региональных архивов такой детальности, которые показали бы, как эти флуктуации проявились на территории обитания палеолитических сообществ.

Почвенно-осадочные серии могут быть такими архивами. В ряде детальных лессово-почвенных последовательностей Западной и Центральной Европы, а также Южной Сибири с подробным инструментальным датированием показано, что их формирование контролировалось кратковременными климатическими циклами: формирование эмбриональных почв происходило в более теплые интервалы, соответствующие гренландским интерстадиалам (GI), в то время как осадочные слои и комплексы криогенных признаков

(криотурбации, инволюции, грунтовые жилы) отвечают холодным фазам (гренландские стадиалы - GS).

В пределах Европейской России континентальные летописи, отображающие данную цикличность, пока очень слабо изучены. В то же время есть основания предполагать, что палеопочвы, вскрытые на ряде памятников верхнего палеолита и связанные с культурными слоями, несут информацию о кратковременных климатических изменениях, аналогичных событиям Гренландской летописи и что они могут быть использованы как для палеоэкологических реконструкций с высоким временным разрешением, так и для межрегиональных и глобальных корреляций. Важным преимуществом изучения в этом плане палеопочвенных объектов именно на археологических памятниках является то, что включающие их разрезы обеспечены значительным объемом результатов исследований других палеоэкологических индикаторов, инструментальных датировок и – что не менее ценно – подробной информацией о древних культурах, что дает дополнительный инструментарий для хроностратиграфической и палеоландшафтной интерпретации и корреляций.

Однако, только в исключительных случаях удаётся чётко разграничить уровни, соответствующие этим изменениям, в разрезах почвенно-осадочных толщ, опираясь только на инструментальные датировки, т.к. их доверительные интервалы часто оказываются сопоставимы с длительностью изучаемых климатических фаз. Поэтому уровни, соответствующие конкретным палеоклиматическим событиям, мы пытались диагностировать, основываясь на той же базовой гипотезе: почвообразование развивалось в интервалах с более мягкими климатическими условиями, в то время как сменявшие их фазы похолодания способствовали развитию эрозии/седиментации и криогенных процессов.

Разрезы верхнепалеолитических стоянок Костёнковско-Борщёвского района предоставляют уникальную возможность анализа весьма дробных почвенно-осадочных серий с многочисленными уровнями погребенных палеопочв (хотя и маломощных, но четко прослеживаемых), многие из которых связаны с культурными слоями или горизонтами находок. В частности, разрез K14, включает 8 культурных слоёв, формировавшихся в интервале 27-42 тыс. календарных лет назад, и содержит в сумме до 16 индивидуальных уровней погребенных почв, объединенных в 5 палеопедологических общностей с индексами K14/I - K14/V [2]. Разрез снабжён многочисленными радиоуглеродными и люминесцентными датировками и, кроме того, содержит важный хроностратиграфический маркер – слой вулканического пепла (кампанский игнимбрит), возраст которого 40 ka cal BP.

Соотнесение археологической хроностратиграфической колонки с Гренландской летописью было предпринято А.А. Сеницыным [3]. Корреляция сводной почвенно-геологической колонки памятника с Гренландскими климатическими циклами, а также с разрезами Прикарпатья и Южной Сибири (Куртак) была представлена П. Эзарцем с соавторами на конференции «Естественнонаучные методы в изучении и сохранении памятников Костёнковско-Борщёвского археологического района» в 2016 году; она была проведена согласно уже упомянутому базовому принципу: палеопочвы соотносились с теплыми фазами – GI. Нам представляется, что эта схема наиболее проработана и убедительна для почвенно-осадочной последовательности, расположенной выше слоя вулканического пепла: четыре уровня темноцветных палеопочв общности K14/ (Верхняя гумусовая толща - ВГТ) скоррелированы с GI 5, 6, 7 8, а две бурые почвы общности K14/ в покровной лёссовидной толще соответствуют GI 3 и 4. Мы не исключаем возможности, что добавочные самые верхние уровни бурых палеопочв выше культурного слоя I, описанные в заполнении эрозионного вреза в разрезе 2008 года, могут соответствовать GI 2. Если предложенная схема, представленная на рис. 1, верна – то палеопочвы ВГТ и покровной толщи содержат информацию о ландшафтных условиях 6 Гренландских интерстадиалов второй половины МИС3.

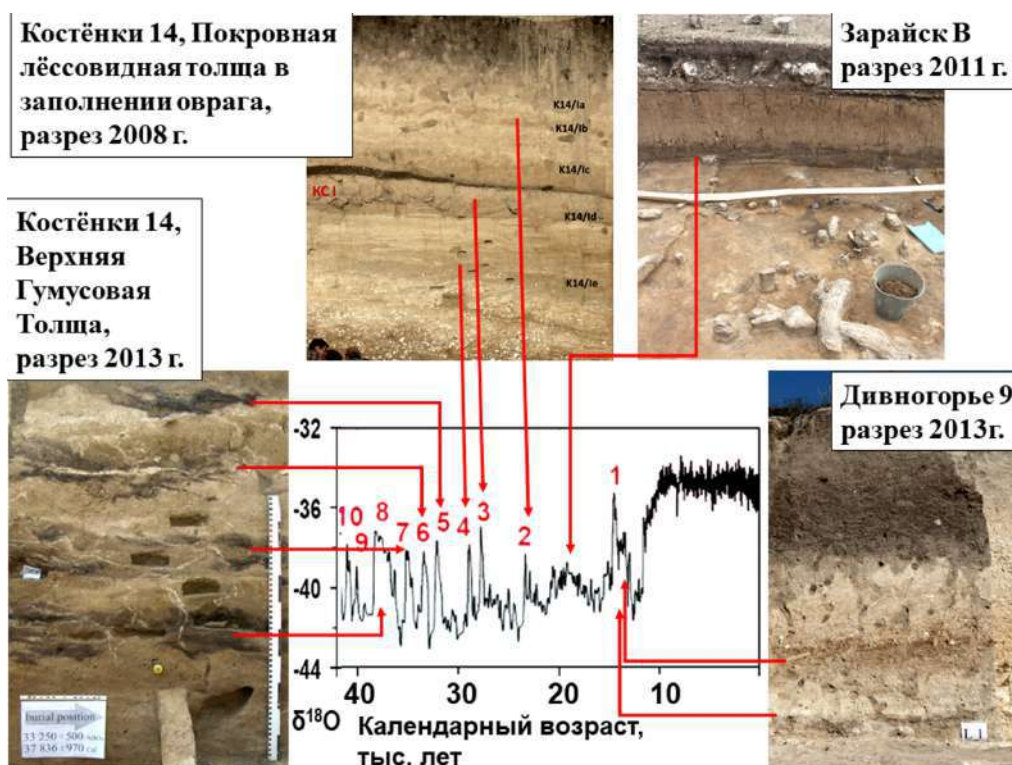


Рис. 1. Схема корреляции палеопочвенных уровней разрезов стоянок верхнего палеолита Восточно-Европейской равнины с Гренландской ледниковой летописью.

Несмотря на малую мощность и короткое время развития палеопочв, проявившиеся в них признаки быстрых почвообразовательных процессов позволяют провести педогенетическую и связанную с ней палеоландшафтную интерпретацию – хотя и не всегда однозначную. В разрезах K14 и K17 в верхних бурых палеопочвах по сравнению с нижними уменьшаются признаки оглеения, усиливаются агрегированность (криогенная и биогенная) и внутригоризонтное перераспределение карбонатов. Это указывает на похолодание и аридизацию палеоклимата и усиление роли травянистой растительности в почвообразовании в конце МИС3 – что хорошо согласуется с палеоботаническими данными и с глобальными климатическими тенденциями. Однако более детальное исследование конкретных палеопочвенных уровней приводит к тому, что на основе накопленных результатов могут быть построены несколько различных педогенетических и палеоэкологических сценариев. Для наиболее развитых палеопочв разреза, относящихся к ВГТ (32–38 тыс. лет назад) были последовательно предложены следующие версии: гидроморфное почвообразование в зоне разгрузки грунтовых вод, степное криоаридное почвообразование, формирование дерново-карбонатной почвы (рендзины) под таёжным сообществом, антропогенный педогенез (палеолитическая техносоль). В настоящий момент против гидроморфной гипотезы накоплены серьёзные контраргументы. В гумусовых горизонтах палеопочв ВГТ наблюдаются сильные максимумы магнитной восприимчивости – в то время как в переувлажнённых почвах с анаэробными условиями значения этой характеристики минимальны. При микроморфологических исследованиях выявлены обильные признаки активности мезофауны и грибов – это аэробные организмы, не переносящие длительного застоя влаги. Версия лесной рендзины находит наибольшую поддержку в палеоботанических данных – которые демонстрируют в этой части разреза максимум пыльцы древесной растительности, и, в частности, ели [1]. Гипотеза антропогенного почвообразования находит поддержку в обилии микроартефактов, также наблюдаемых в шлифах. В рамках этой гипотезы максимум магнитной восприимчивости интерпретируется как преимущественно пирогенный, а не педогенный показатель. Множественность интерпретаций стимулирует

поиск дополнительных индикаторов, которые помогли бы провести селекцию предложенных гипотез.

Криогенные признаки, сформированные после погребения темноцветных палеопочв ВГТ несут определённую информацию о природной среде следующих за GI холодных фаз – GS. Разрывы и смещения гумусовых горизонтов являются признаками полого-наклонного течения почвенного материала, приобретшего вязко-пластическую консистенцию – оно могло происходить при наличии многолетней мерзлоты в результате солифлюкции, протекавшей в летнее время с началом оттаивания пород в пределах сезонно-талого слоя. С другой стороны, зимнее промерзание тоже происходило достаточно активно – структуры течения порой нарушены криотурбациями, которые образуются в сезонно-талом слое в период его промерзания в начале зимы. Кроме того, встречающиеся небольшие мешкообразные или овальные образования, насыщенные гумусированным материалом, могут являться погребенными миграционными буграми пучения, которые образуются в мерзлоте с параметрами температур уже около  $-0.5^{\circ}\text{C}$  и ниже. В целом речь, скорее всего, идет о мерзлотной обстановке в условиях криолитозоны с не очень низкими температурами – выше  $-2^{\circ}\text{C}$ , поскольку отложения не разбиты полигонально-жильными структурами. Дополнительным косвенным индикатором криогенеза является сильное оглеение слоёв, перекрывающих тёмные гумусовые горизонты. В хорошо дренированных геоморфологических позициях разрезов K14 и K17 восстановительные процессы могли развиваться только при наличии мерзлотного водоупора.

Специфические палеоэкологические и корреляционные проблемы возникли в связи с изучением палеопочвы, вскрытой на Зарайской стоянке; в ней залегает верхний культурный слой, в то время как нижний КС приурочен к подстилающим палеопочву супесям. Время её формирования, определяемое по ряду датировок по залежавшему в ней в культурном слое *in situ* костному углю, соответствует интервалу 15-17 ka C14 BP (18-21 ka cal BP). Полученные недавно радиоуглеродные датировки из почвенного органического вещества в образцах из разреза 2019 года на памятнике Зарайск В показали значения, лежащие в этот же интервал. Такая хронологическая привязка позволяет коррелировать Зарайскую палеопочву с Трубчевским уровнем оглеения в стратиграфической схеме лёссово-почвенной формации Русской равнины, разработанной А.А. Величко, в сопредельных лёссовых регионах Центральной и Восточной Европы также выявлены синхронные палеопочвенные образования. Неожиданным является тот факт, что в этом интервале Гренландская летопись не фиксирует потепления такого масштаба, которое соответствовало бы одному из GI – напротив, он является частью длительного холодного периода GS2 и соответствует его средней части GS2b, в которой климат был лишь незначительно мягче. Мы приходим к выводу, что в данном случае восточноевропейские континентальные почвенно-осадочные архивы фиксируют более контрастное изменение ландшафтной обстановки, чем зафиксированное в Гренландской летописи. Педогенетические признаки Зарайской палеопочвы, свидетельствуют, однако, о её формировании в достаточно суровых условиях. Помимо умеренного накопления тёмного гумуса видны признаки оглеения в виде железисто-марганцевых стяжений [4]. Учитывая, что почвообразование здесь развивается в геоморфологически очень хорошо дренированной позиции («мыс» коренного берега р. Осётр), это оглеение, скорее всего, было вызвано присутствием в профиле водоупорного горизонта многолетней мерзлоты. В пользу этого заключения свидетельствуют и прямые признаки криогенных процессов: клиновидные структуры с гумусированным заполнением в нижней части палеопочвы, микроморфологические следы мерзлотных турбаций и гранулометрической сортировки материала, особенно обильные в её верхней части. Палеопочва перекрыта слоем пылеватого покровного суглинка, который послужил материнской породой для голоценовой серой лесной почвы, а та в свою очередь – основанием для средневекового культурного слоя. Условия залегания этой пылеватой толщи практически не оставляют сомнения в её эоловом происхождении, она может быть

скоррелирована с алтыновским лёссовым горизонтом (лёсс III) стратиграфической схемы А.А. Величко. Мы связываем этот этап эоловой седиментации с одним из сильных похолоданий поздневалдайского времени (ранний и/или поздний дриас); в пользу чего свидетельствует также присутствие мерзлотных клиньев, проникающих из пылеватого суглинка в гумусовый горизонт палеопочвы. Интересно, что в данном случае он был самым сильным в поздневалдайское время: пылеватых эоловых отложений ниже Зарайской почвы, которые соответствовали бы деснинскому лёссау (лёсс II, накапливавшийся в первой половине МИС2), не выявлено.

Похолодания финальной части позднеледниковья перемежались с кратковременными тёплыми фазами: бёллинг (пик около 14,5 тыс. календарных лет назад) и аллерёд (13 тыс. лет). В эти фазы во время относительной стабилизации поверхности в аккумулятивных формах рельефа формировались слаборазвитые почвы. Примером детальной записи последнего этапа позднеледниковья непосредственно перед голоценом является Дивногорский педолитокомплекс. Он изучен в заполнении оврага с костищем и кратковременной стоянкой Дивногорье 9 в Воронежской области [5]. Дивногорский педолитокомплекс представлен двумя, иногда тремя погребенными почвами, разделенными склоновыми отложениями, образующими верхнюю почвенно-делювиальную толщу оврага, покрывающую мощную пролювиальную толщу с многочисленными костными остатками, главным образом, лошадей. В верхней 2-3-х метровой толще склоновых отложений прослеживаются две линзы скопления углей с радиоуглеродными датами около 12 ka C14 BP. Вниз по склону оврага линзы угля замещаются слаборазвитой гумусированной почвой. Выше развита еще одна почва, с бурым ожелезненным горизонтом.

Дивногорский педолитокомплекс, таким образом, состоит из двух основных почв: верхней Дивногорской 1 (потепление аллерёд) и нижней Дивногорской 2 (бёллинг). В бортовых промоинах Дивногорская 2 имеет более сложное строение и подразделяется на две почвы типа рендзик лептосолю (дерново-карбонатная почва). Почва Дивногорская 1 развита более широко и представлена камбисолью – слаборазвитой бурой почвой. Все почвы маломощны, слабо дифференцированы и не полностью выщелочены от карбонатов, что объясняется непродолжительностью их формирования – первые сотни лет. Результаты палинологических исследований показали, что данные палеопочвы могли развиваться под лесными сообществами. В начале потепления бёллинг при незначительном улучшении климатической обстановки были широко развиты долинны елово-сосновые леса. Потепление аллерёд выразилось в распространении лесостепных ландшафтов, представлявших собой сочетание сосново-березовых лесов с небольшим участием широколиственных элементов.

Попытка построения сводной схемы корреляции палеопочв из рассмотренных выше разрезов и гренландской ледниковой летописи представлена на рис. 1. Конечно, это лишь один из первых шагов в выяснении того, как почвенная память отразила краткосрочные циклические изменения климата позднего плейстоцена в Восточной Европе. Дальнейшие перспективы видятся в расширении хронологических рамок исследования и вовлечении в корреляционный анализ большего числа разрезов, как археологических, так и естественных почвенно-осадочных толщ.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 19-29-05267, № 19-29-05024мк, № 20-09-00233, РФФ № 20-78-10151, а также частично в рамках выполнения госзаданий по темам ФНИ ГАН № 0184-2019-0001 и ТюмНЦ СО РАН № 121042000078-9.*

#### Список литературы:

[1] Величко А.А., Писарева В.В., Седов С.Н., Сеницын А.А., Тимирева С.Н. Палеогеография стоянки Костенки-14 (Маркина гора) // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2009. – Том 4. – №40. – С. 35-50.

[2] Седов С.Н., Хохлова О.С., Сеницын А.А., Коркка М.А., Русаков А.В., Ортега Б., Э. Соллейро Э., Розанова М.С., Кузнецова А.М., Каздым А.А. Позднеплейстоценовые палеопочвенные

серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костенки 14) // Почвоведение. – 2010. – №8. – С. 938–955.

[3] Синицын А.А. Костенки 14 (Маркина гора) – опорная колонка культурных и геологических отложений палеолита Восточной Европы для периода 27-42 тыс.лет (GS-11–GI-3) // Древние культуры Восточной Европы: эталонные памятники и опорные комплексы в контексте современных археологических исследований / Г.А.Хлопачев (ред.). Замятинский сборник. Санкт-Петербург. МАЭ РАН. – 2015. – Вып.4. – С. 40-59.

[4] Romanis T., Sedov S., Lev S., Lebedeva M., Kondratev K., Yudina A., Abrosimov K., Golyeva A., Volkov D. Landscape change and occupation history in the Central Russian Upland from Upper Palaeolithic to medieval: Paleopedological record from Zaraysk Kremlin // Catena. – 2021. – Vol. 196. – P. 104873.

[5] Sycheva S.A., Bessudnov A.N., Chepalyga A.L., Sadchikova T.A., Sedov S.N., Simakova A.N., Bessudnov A.A.; Divnogorie pedolithocomplex of the Russian Plain: Latest Pleistocene deposits and environments based on study of the Divnogorie 9 geoarchaeological site (middle reaches of the Don River) // Quaternary International. – 2016. – Vol. 418. – P. 49-60.

## ПРИРОДНЫЕ СООБЩЕСТВА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ ОТ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ДО СОВРЕМЕННОСТИ

Н.В. Сердюк<sup>1</sup>, К.А. Колобова<sup>2</sup>, А.И. Кривошапкин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия, natalyserdyu@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт Археологии и Этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, kolobovak@yandex.ru, krivoshapkin@mail.ru

## NATURAL CONDITION OF THE NORTHWESTERN AND CENTRAL ALTAI FROM LATE PLEISTOCENE TO PRESENT TIME

N.V. Serdyuk<sup>1</sup>, K.A. Kolobova<sup>2</sup>, A.I. Krivoshapkin<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Borissiak Paleontological Institute of RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of Archaeology and Ethnography of SB RAS, Novosibirsk, Russia

Воссоздание природной среды прошлого всегда было востребовано в археологии. В качестве инструментов палеореконструкций используются данные естественно-научных методов – почвенного, палинологического, фаунистического. Результаты исследований мелких млекопитающих давно и успешно используются для отображения динамики окружающей среды. Активное изучение археологических памятников Западной Сибири в последние годы предоставило значительный материал по ископаемым фаунам млекопитающих из пещер Северо-Западного и Центрального Алтая. С территории Северо-Западного Алтая исследовались фауны пещер – Страшная, Логово гиены, Чагырская, им. Окладникова, с территории Центрального Алтая – Чарышский навес, Усть-Канская, Малояломанская. Большинство этих археологических памятников многослойные, со сложной стратиграфией. Колебания состава мелких млекопитающих позволяют отслеживать изменения в структуре окружающей среды поэтапно. Или же можно получить для каждого памятника усредненную реконструкцию, не относящуюся к конкретной фазе осадконакопления и изучить смену природного окружения древнего человека от позднего плейстоцена до современности. Этому временному отрезку уделяется особое внимание в свете последних данных, связанных с миграциями человека в Южной Сибири и Азии.

**Пещера Страшная** расположена в Краснощековском районе Северо-Западного Алтая, ниже слияния Ини и Тигирека, была открыта Н.Д. Оводовым в 1966 г. Из 13 слоев, выделенных в пещере, 1 и 2 слои относятся к голоцену, 3-10 к позднему плейстоцену [1, 2]. Отложения 12 и 13 слоев не содержат археологических или фаунистических материалов. Доминирующие группы – скальные полевки *Alticola*, алтайский цокор *Myospalax myospalax*, узкочерепная полевка *Lasiopodomys (Stenocranius) gregalis*, содоминирующие – суслик

*Spermophilus* и сурок *Marmota*, степные пеструшки *Lagurus*, лесные полевки *Clethrionomys*. Постоянно присутствие пищух *Ochotona*.

Луговые и степные виды свидетельствуют о площадях, занятых разнотравными лугами и степями, злаковыми, белопопынными кустарниковыми, горными. Постоянные находки петрофильных видов говорят в пользу распространения открытых щебнистых и каменистых россыпей, курумников с обилием ниш и полостей. Также горные степи и полупустыни, солончаки и такыры – типичные места обитания тушканчиков: тарбаганчиков *Alactagulus* и земляных зайцев *Allactaga*, чье количество невелико, но постоянно в каждом слое. Находки лесных видов свидетельствуют о постоянном присутствии лесов в времена плейстоцена-голоцена.

**Пещера Логово Гиены** расположена в 2,5 км севернее от пещеры Страшная. Слои 1-2 имеют голоценовый возраст, 3-6 плейстоценовый [3]. В каждом слое доминирующими являются скальные полевки и узкочерепные полевки. Велика доля алтайского цокора, населяющего степи, в том числе и кустарничковые, не терпящего сухих и каменистых участков. Доля петрофилов, пищух, незначительна. Также невелико количество суслика, и степной пеструшки. В минимальном количестве отмечены лесные мыши рода *Apodemus*, мышовки *Sicista*, желтые пеструшки *Eolagurus*, сурок, тушканчики, хомячки *Allocricetus* и *Cricetulus*. Характер фауны свидетельствует о том, что при осадконакоплении преобладали открытые биотопы, таежная растительность присутствовала постоянно, хотя и в незначительном количестве.

**Пещера Чагырская** находится в Краснощековском районе Алтайского края на левом берегу р. Чарыш, вблизи отрогов Тигирекского хребта. В пещере описано 7 слоев. Слои 1-4 относятся к голоцену, с 5 по 7 к плейстоцену [4, 5]. Наиболее многочисленными являются остатки сусликов, узкочерепной полевки и плоскочерепной полевки. В фауне Чагырской пещеры преобладают виды, предпочитающие открытые пространства: степи, луга, полупустыни, каменистые россыпи. В верхних голоценовых слоях увеличивается количество лесных видов (лесные полевки, белка).

**Пещера Окладникова** располагается в Солонешинском районе Алтайского края на левом борту р. Сибирячиха. Была открыта в 1984 г [6]. Пещера представляет собой систему полостей, из которых было получено значительное количество костных остатков мелких млекопитающих [7]. Для каждой полости пещеры был выделен свой тафоценоз, но в целом во всей фауне пещеры Окладникова преобладающими видами являются цокор, обыкновенный хомяк, узкочерепная полевка, хомячок рода *Cricetulus*. Фауна мелких млекопитающих свидетельствует, что господствующее положение в окрестностях пещеры занимали лесостепи.

**Чарышский навес** – небольшой сухой грот, который располагается в 10 км от с. Усть-Кан на левом притоке р. Чарыш, рыхлые отложения его насчитывают 3 слоя, которые подразделяются на подгоризонты. Радиоуглеродные даты из слоя 1 показали возраст от 1200 л.н до 1950 л.н. [8]. По составу фауны мелких млекопитающих также можно утверждать, что возраст отложений позднеплейстоценовый-голоценовый. В нижних горизонтах преобладают скальные полевки, степные пеструшки, в верхних – суслик и лесные полевки. В ландшафтной обстановке были распространены открытые станции – разнотравные и ковыльные степи, луга. Позднее усилилось влияние таежной компоненты.

**Пещера Усть-Канская** – раннепалеолитический памятник, расположенный на правом берегу р. Чарыш в 3.5 км восточнее с. Усть-Кан [9]. Был обнаружен в 1954 г. Руденко. Пещера поделена глыбовым ригелем на северную и южную части. Южная часть наиболее сильно подверглась техногенному воздействию. В северной части пещеры, менее затронутой антропогенным влиянием, были выделены 12 слоев. Доминирующими во всех слоях являются длиннохвостый суслик, скальная и узкочерепная полевки. Постоянно количество степной пеструшки, водяной полевки *Arvicola*, полевки-экономки *Microtus oeconomus* и тушканчика. В каждом слое встречаются остатки пищухи и слепушонки. Незначительно число остатков цокора, лесных полевок. В слоях 8-10 была обнаружена фауна ранне- и среднеплейстоценовых полевок *Prolagurus ternopolitanus*, *P. pannonicus*, *Mimomys intermedius*, *M. pusillus*, *Allophaiomys deucalion*, *A. pliocaenicus*, *Microtus gregaloides*, *Microtus*

*hintoni* [10]. Возраст нижних слоев пещеры очевидно древнее позднего плейстоцена, верхние же слои позднеплейстоценовые и голоценовые. Вероятно, на рубеже слоев 8–7 случился перерыв в осадконакоплении. Для Усть-Канской пещеры в позднем плейстоцене были обычны условия открытых пространств, разнотравных и злаковых степей, наличие курумников и полупустынных биотопов. Лесные массивы не занимали значительных площадей.

**Пещера Малояломанская** находится в Онгудайском районе, республики Горный Алтай. Она располагается на левом берегу р. Малый Яломан, в 12 км от села М. Яломан, открыта в 1983 г. А.М. Малолетко В отложениях пещеры описано 4 слоя, возраст 3 слоя датирован от 24 до 33 тыс. лет [11]. В фауне мелких млекопитающих Малояломанской пещеры преобладают остатки скальных полевок, постоянно количество узкочерепной полевки и суслика. Фауна Малояломанской пещеры свидетельствует о значительных площадях, занятых альпийскими степями и лугами.

Наше исследование показало, что ископаемые фауны пещерных памятников Северо-западного и Центрального Алтая в основном относятся к позднему плейстоцену и голоцену. Фауны из разных пещер обладают схожими чертами и имеют схожий видовой состав. Как правило, видовой состав однороден на протяжении всего времени осадконакопления каждого отдельно взятого объекта и не фиксирует резкой или катастрофической смены сообществ млекопитающих в указанные сроки. Ландшафты позднего плейстоцена-голоцена были сильно мозаичными с заметным преобладанием открытых пространств: горных степей, луговых биотопов, полупустынь, солончаков, лесотундры, россыпей щебня и камня, скоплений камней. В Центральном Алтае простирались пространства, лишенные древесно-кустарниковой растительности, было еще более ярко выражено, чем в Северо-западном Алтае. В голоцене усилилось и нарастало влияние лесов, как на территории Северо-Западного, так и Центрального Алтая. В настоящее время на территории Северо-Западного Алтая в составе современной фауны млекопитающих преобладают таежные виды. Также для ископаемых алтайских фаун характерно присутствие видов, не встречающихся в современной фауне одновременно на одной территории. Что вероятно может быть связано с существованием ландшафтов, не имеющих аналогов в современности. Списки видов мелких млекопитающих из пещер содержат современные виды, но часто их ареалы находятся за пределами Алтая. Все это говорит об изменениях природной обстановки на протяжении от позднего плейстоцена к современности. Полупустынные, теплолюбивые виды, виды, не терпящие глубоко промерзания почв зимой, не впадающие в зимнюю спячку указывают на более мягкий климат, чем современный.

*Исследование поддержано проектом РФФИ 18-09-40070 «Охотничьи стратегии неандертальцев Северной Азии».*

#### Список литературы:

[1] Кривошапкин А.И., Сердюк Н.В., Зенин В.Н., Панов В.С., Васильев С.К., Пархомчук В.В., Рудая Н.А., Шалагина А.В. Радиоуглеродное датирование костных остатков сурка из пещеры Страшной (Северо-западный Алтай) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2016. – Вып. XXII. – С. 100–104.

[2] Serdyuk N., Zenin A. Small mammals from the Strashnaya cave (Northwest Altai, West Siberia, Russia) // Quaternary International. –2016. –Vol. 406. – P. 162–168.

[3] Serdyuk N.V. The fossil mammal fauna from the upper depositional unit of the Logovo Gyieny (Hyena's Den) Cave, northwestern Altai, Russia) // Quaternary International. –2019. –Vol. 534. – P. 183–196.

[4] Деревянко А.П., Маркин С.В., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Жигин В.С., Сизикова А.О., Солотчина Э.П., Смолянинова Л.Г., Антипов А.С. Чагырская пещера – стоянка среднего палеолита Алтая // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2013. – № 1. – С. 2–27.

[5] Деревянко А.П., Маркин С.В., Колобова К.А., Чабай В.П., Рудая Н.А., Виола Б., Бужилова А.П., Медникова М.Б., Васильев С.К., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Жигин В.С., Вольвах А.О., Робертс Р.Г., Якобс З., Бо Ли. Междисциплинарные исследования Чагырской пещеры – стоянки среднего палеолита Алтая. – Новосибирск, ИАЭТ СО РАН, – 2018. – 468 с.

[6] Деревянко А.П., Маркин С.В. Мустье Горного Алтая. – Новосибирск, Наука, – 1992. – 225 с.



[7] Ивлева Н.Г. Микротириологические материалы из пещер им. Окладникова и Денисова на Алтае // Комплексные исследования палеолитических объектов бассейна р. Ануй / Р.С. Васильевский, Ю.П. Холлошкин (Ред.). Новосибирск, ИИФФ, – 1990. – С. 82–101.

[8] Serdyuk N.V. Paleoreconstruction of Pleistocene Environments of Human Habitats in the Late Pleistocene and Holocene near the Charyshskiy caves, Central Altai, Russia // Paleontological Journal. – 2006. – Vol. 40, – Suppl. № 4. – P. S501–S507

[9] Археология, геология и палеогеография плейстоцена и голоцена Горного Алтая. – Новосибирск, ИАЭТ СО РАН, – 1998. – 174 с.

[10] Сердюк Н.В. Древние полевки (Arvicolinae, Cricetidae, Rodentia, Mammalia) из плейстоцена Усть-Канской пещеры (Центральный Алтай) // Палеонтологический журнал. – 2010. – № 3. – С. 88–98.

[11] Оводов Н.Д., Мартынович Н.В., Орлова Л.А. Фауна Малоюломанской пещеры (Центральный Алтай) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2003. – Т. 9, – № 1. – С. 192–196.

---

## ПОГРЕБЕННЫЕ ПОЧВЫ, ГОРИЗОНТЫ ТРЕЩИН И ХИАТУСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МИС3 В РАЗРЕЗАХ СТОЯНОК КОСТЕНКОВСКОЙ ГРУППЫ

А.А. Сеницын

Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
andrei.sinityn@gmail.com

## FOSSIL SOILS, HORIZONS OF CRACKS AND CHIATUSES IN THE MIS3 SEDIMENTS IN GEOLOGICAL SECTIONS OF THE KOSTENKI GROUP SITES

A.A. Sinitsyn

Institute for the History of Material Culture RAS, Saint Petersburg, Russia

Почвенные отложения и свидетельства эрозионных процессов традиционно являются основными компонентами стратиграфии и основой корреляции геологических событий в палеогеографии и археологических культур в археологии [1, 2]. Относительно недавно, и не без влияния археологии, возникла проблема хронологических хиатусов – отсутствия отложений крупных изохронов в конкретных разрезах, а также в связи с появлением мощных горизонтов размыва [5].

В Костенках проблема хиатусов возникла в 60-70-е годы прошлого века в связи с дискуссией о наличии-отсутствии отложений времени последнего ледникового максимума (LGM), инициированной Г.И. Лазуковым. Г.И. Лазуков считал, что они были уничтожены позднеледниковыми эрозионными процессами вместе с культурными слоями. А.Н. Рогачёв и Н.Д. Праслов склонялись к незаселенности Костенок в этот период, а наличие отложений с мерзлотными нарушениями признавали, по крайней мере, на отдельных участках разрезов Костенок 21 и Костенок 8. А.А. Величко занимал "промежуточное" положение, полагая, что мерзлотные нарушения на широте Костенок могли не иметь проявления. Позиции были сформированы в 70-е годы прошлого века и до последнего времени оставались на уровне гипотез.

Работы последних двух десятилетий в Костенках, с 2002 г. по 2015 г. при постоянном участии А.А. Величко, позволили внести существенные коррективы в традиционные представления о геологии и палеогеографии региона. Если последовательность смены археологических культур и вмещающих их геологических отложений была в общих чертах установлена в середине XX века, то проблема их длительности возникала в относительно недавнее время. Оказалось, что мощные толщи отложений формировались в относительно короткие промежутки времени и наоборот, длительные периоды выражены в разрезах тонкими прослоями, а ряд временных отрезков не представлен вообще. Появились свидетельства периодов усиления эрозионных процессов, уничтоживших значительное количество геологических отложений и содержащихся в них культурных слоев [3]. С другой

стороны, в заполнении овражных выемок сохраняются палеопочвы, отсутствующие за их пределами. Очевидным становится наличие относительно долговременных процессов, запись которых в "нормальных" разрезах не фиксируется.

В условиях, когда основной корреляции остаются почвенные отложения, опорные разрезы многослойных стоянок Костенковской группы дают наиболее детальную в Восточной Европе их последовательность для периода MIS 3 – начала MIS 2 (~45-24 тыс. calBP) в пределах GS-12–GS-3 изотопной шкалы NGRIP [6]. В разрезах Костенок 14 их насчитывается до шестнадцати [4], больше половины из которых содержат культурные слои, имеющие радиоуглеродные датировки по кости и древесному углю, обоснованно считающиеся более надежными, чем даты по почвам. Показательна диспропорция в степени детализации геологического архива: на Костенках 14 под вулканическим пеплом CI/Y5 (~39.5 тыс. calBP) фиксируется наличие семи погребенных почв; на Костенках 12 – трех; на Костенках 17 – одной; в разрезах Борщево 5 – двух. При том, что все они связаны с отложениями II террасы, а первые три памятника расположены в непосредственной близости друг от друга, корреляция почвенных отложений остается дискуссионной.

Современная точность абсолютного датирования не позволяет однозначно связывать усиление эрозионной деятельности с холодными (GS) или теплыми (GI) климатическими фазами. Обращает на себя внимание тот факт, что в MIS 2 (29-23 тыс. calBP), когда заметных фаз потепления не отмечалось, не обнаружены и следы линейной эрозии, что может свидетельствовать в пользу предположения о их более вероятной связи с теплыми эпизодами (GI).

Стратиграфическое значение палеопочв, горизонтов мерзлотных нарушений и признаков усиления эрозионных процессов как основы корреляции реконструируемых на их основе климатических событий остаются в силе в том виде, в каком это было разработано группой А.А. Величко. Если очевидно имеет место существенный прогресс в сторону увеличения степени детализации периодов почвообразования, то проблема их длительности остается практически на том же уровне, на каком она была поставлена более 50 лет назад.

*Работа выполнена в рамках проектов РФФИ 20-09-00233, РФФ 20-78-10151 и в рамках программы ФНИ ГАН № 0184-2019-0001.*

#### Список литературы

- [1] Величко А.А., Морозова Т.Д. Лесс, погребенные почвы и криогенные феномены. // Последний Европейский ледниковый покров. Москва. –1965 – С. 59-64.
- [2] Величко А.А. Морозова Т.Д. Основные горизонты лессов и ископаемых почв Русской равнины. // Лессы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. Москва –1972 – С. 5-25.
- [3] Панин А.В., Сеницын А.А., Бессуднов А.А., Время и продолжительность периодов (усиления) эрозии по разрезам палеолитических стоянок Костенковской группы. // Материалы межрегиональной научно-практической конференции "Древнейший палеолит Костенок: хронология, стратиграфия, культурное разнообразие (к 140-летию археологических исследований в Костенковско-Борщевском районе)" Воронежская область, с. Костенки. 20-22.VIII.2019. Воронеж. –2019. – С.79-81.
- [4] Седов С.Н., Сеницын А.А., Лев С.Ю., Бессуднов А.А., Бессуднов А.Н., Сычёва С.А., Романис Т.В., Шейнкман В.С., Коркка М.А. Палеопочвы и реконструкция среды обитания верхнепалеолитических сообществ Восточной Европы. // Москва. Наст.изд., – 2021.
- [5] Сеницын А.А. Прерывистость и преемственность в палеолите Костенок. // Верхнедонской археологический сборник, Липецк. ЛГПУ– 2014. – Вып.6. – С. 66-76.
- [6] Rasmussen S.O. et al. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. // Quaternary Science Review. – 2014.–106 – P. 14-28. (<http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>)

**ЗАБОЛОТСКИЙ ТОРФЯНИК В СВЕТЕ ГЕОАРХЕОЛОГИИ****А.Н. Сорокин<sup>1</sup>, В.Н. Карманов<sup>2</sup>, В.В. Морозов<sup>1</sup>, А.Л. Смирнов<sup>1</sup>,**<sup>1</sup>Институт археологии РАН, Москва, Россия, ansorokin1952@mail.ru<sup>2</sup>Институт истории, языка и литературы Коми научного Центра Уральского отделения РАН, Сыктывкар, Россия, vkarman@bk.ru**ZABOLOTSKY PIT BOG IN THE LIGHT OF GEOARCHAEOLOGY****A.N. Sorokin<sup>1</sup>, V.N. Karmanov<sup>2</sup>, V.V. Morozov<sup>1</sup>, A.L. Smirnov<sup>1</sup>**<sup>1</sup>Institute of Archaeology RAS, Moscow, Russia<sup>2</sup>Institute of History, Language and Literature of the Komi Scientific Centre, Ural Branch of RAS, Syktyvkar, Russia

В северной части Московской области на границе Сергиево-Посадского и Талдомского районов в пределах южной оконечности Дубнинской низменности располагается Заболотский торфяник (рис. 1) – уникальный биосферный полигон и культурно-исторический архив. Впервые он привлёк внимание в 1984 г., когда была предпринята попытка обследования окрестностей с. Заболотье. Начиная с 1987 г. разведки сместились к стрелке рек Дубны и Сулати, где был открыт ряд уникальных памятников, мультислойчатые напластования которых, помимо каменных и керамических изделий, содержали многочисленные артефакты из кости и рога [5, 6, 8, 17-23, 29, 31, 32, 36]. Обилие и хорошая сохранность последних, а также присутствие деревянных изделий принесли неординарным находкам широкую известность. В процессе изысканий сугубо археологический интерес 1980–1990-х гг. к древностям Заболотского торфяника постепенно (с начала XXI в.) перерос в осознание полигона в качестве биосферного явления, пройдя тернистый путь от способа пополнения музейных коллекций в методологию его изучения комплексной дисциплиной – геоархеологией, целью которой служит исследование человека и его культуры в качестве составной части биосферы [23-25, 27-30].

Геоархеология – это дисциплина, представляющая собой симбиоз естественных наук (четвертичной геологии, геоморфологии, палеогеографии, почвоведения, тафономии) и гуманитарной археологии, которая генерирует новые знания о природных и общеисторических закономерностях на основании естественнонаучных методов исследования, материалы для которых получены в процессе археологических изысканий [9, 24, 25, 28]. В силу этого, наряду со стандартными методами археологии (пешие разведки, стационарные раскопки памятников, пространственная фиксация объектов и артефактов, планиграфическая и фотографическая фиксация процесса изысканий, изучение структуры и стратиграфии напластований и т. д.), применялись новейшие методики, включая площадную тахеометрическую съёмку, ортофотосъёмку с дрона (БПЛА), компьютерную дешифровку аэроснимков и др. Одновременно был выполнен обширный комплекс естественнонаучных изысканий, в процессе которых было произведено георадиолокационное зондирование местности, механическое бурение напластований и почвенные изыскания с отбором образцов для радиоуглеродного датирования отложений, почвенно-генетических, микробиологических и других лабораторных анализов.

Вплоть до последнего времени считалось, что в эпоху максимума валдайского оледенения территория Верхневолжской низменности, включая Дубнинскую низину, была покрыта водами Тверского приледникового озера [7], в результате деградации которого в процессе дегляциации в юго-восточной части бывшего палеоводоёма, в неровностях его ложа, сформировался каскад локальных озёр, дренируемых руслом р. Пра-Дубна и её притоками. Одним из таких озёр и было Заболотское палеозеро [4, 7, 10, 11]. Вполне естественно, что освоение первобытным населением берегов р. Пра-Дубны и Заболотского палеозера могло произойти не ранее их формирования, где-то на рубеже плейстоцена и голоцена, когда обсохшие локальные возвышения бывшего озёрного дна и хорошо дренированные речные берега стали пригодными для обитания участками суши. В результате в археологической среде господствовало мнение, что жизнедеятельность первобытного населения Дубнинской низменности была тесно взаимосвязана с Дубнинским озёрным каскадом и его флуктуациями [6, 14, 15, 31, 32]. А перерывы в заселении региона сопрягаются с периодами трансгрессии водоёмов и затоплением значительных, ранее обжитых, участков местности [1].



■ - Заболотский геологический полигон

Рис. 1. Заболотский геологический полигон.

Судя по предварительным данным, первопроходцами Заболотского края стали носители рессетинской культуры [20-23, 25, 29, 30]. С наступлением голоцена территория вошла в орбиту населения заднепильевской мезолитической культуры [23, 26], затем здесь обитали популяции, известные по материалам верхневолжской, льяловской, волосовской и фатьяновской культур [16-18, 29]. Наиболее выразительные коллекции были получены в процессе раскопок мультислойчатых стоянок - могильников Замостье 5, Миныно 2 [20-23, 25, 29] и многослойной стоянки Замостье 2 [6, 31, 32].

Широкое вовлечение в процесс полевых изысканий Заболотского края специалистов естественнонаучных дисциплин, занимающихся предметным изучением Верхневолжской низменности [34], позволило отказаться от гипотезы Д.Д. Квасова о роли Тверского приледникового озера в качестве основы палеоландшафтов изучаемого региона [12, 27, 28, 35]. Их проведению предшествовали масштабные топографо-геодезические изыскания (А.Л. Смирнов, В.В. Морозов), в процессе которых путём тахеометрической съёмки был снят крупномасштабный план контрольного участка Заболотского ГАП, привязанный спутниковым приёмником TopconGR-5 к системам координат МСК 50 (зона 2), WGS 84 и к Балтийской системе высот, произведена его ортофотосъёмка дроном DJIMavic 2 Pro, в результате чего была изготовлена цифровая модель местности (ЦММ), использовавшаяся при проведении всех последующих полевых геологических изысканий.

Для изучения структуры верхней части геологического разреза георадарами «ОКО-2» и «Питон», снабжёнными антеннами с частотами 1700, 250, 100 и 50 МГц, в 2019 г. были проведены георадиолокационные работы (С.С. Бричёва, В.М. Матасов) и выделены разные по литологии георадарные комплексы. Исходные радарограммы были преобразованы в масштаб глубин с использованием среднего значения скорости 11 см/нс, оценённого по буровым скважинам. Геологическая привязка георадарных комплексов также проводилась с опорой на данные бурения. По гиперболам дифракции были выделены локальные объекты. Проверка выявленных аномалий осуществлялась в процессе натурных разведочных работ.

Для уточнения геологии, реконструкции палеогеографических обстановок и истории развития рельефа с помощью мобильной буровой установки «PrideMount 80» на шасси УАЗ 3310 в 2018-2021 гг. был выполнен комплекс буровых работ и сделано 30 скважин глубиной от 4,5 до 20,0 м (А.В. Панин). Благодаря этому была осуществлена геологическая привязка границ, выделенных на радарограммах. Одновременно велось литологическое описание кернов, послужившее основой для фациальной интерпретации осадков, а также были взяты образцы на радиоуглеродное датирование. Всего было получено 23 AMS-даты, благодаря чему удалось определить возраст четырёх генераций погребённых палеорусел р. Дубны, наиболее древнее из которых функционировало в отрезок времени порядка 28-30 тыс. л. н., а наиболее молодое – около 14-15 тыс. л. н. Таким образом, было установлено, что формирование Дубнинского озёрного каскада и русла р. Дубны связано с деградацией московского (150-130 тыс. л. н.), а не валдайского оледенения. Возникший в то время водоём к началу последней ледниковой эпохи был уже заполнен осадками и дренирован.

Проведение палеопочвенных исследований на территории Заболотского ГАП позволило уточнить строение почвенно-седиментационного профиля, пополнить и скорректировать сведения о генезисе погребённых почв и их диагенезе. В процессе работ отбирались образцы на стандартные химико-физические и почвенно-генетические исследования, изучение микро- и макроостатков, а также было осуществлено изучение микростроения шлифов (Н.Н. Солодков, О.Н. Успенская, С.В. Наугольных). В 2019 г. была отобрана наиболее полная для торфяника палинологическая колонка (Н.Н. Солодков), которая в 2021 г. прошла лабораторную обработку и изучение (А.С. Алёшинская, О.В. Руденко). Благодаря проведению радиоуглеродного датирования культуросодержащих напластований и артефактов в 2019-2021 гг. был уточнён возраст погребённых почв Заболотского торфяника и ключевого ГАО – Минино 2.

Археологические исследования включали разведки, в ходе которых проведено предметное обследование участков в границах съёмки БПЛА и стационарные раскопки ГАО Минино 2. Их целью служило не столько пополнение коллекции из органических материалов, сколько изучение вопросов тафономии и почвенного воздействия на слои и артефакты, а также вопросы реконструкции среды обитания, истории развития погребённых ландшафтов и динамики поселенческой стратегии древнего населения [2, 3, 9, 25]. Реальным результатом разведок было обнаружение и локализация нескольких новых «кустов» памятников на территории северо-западной части Заболотского торфяника, приуроченных к ныне погребённым гривам и островам, и обнаруженным в ходе залётов БПЛА.

В процессе раскопок ГАО Минино 2 в 2018-2019 гг. изучено две площади, первая из них (15 кв. м) была заложена на суходольном участке памятника, стратиграфия которого существенно трансформирована палеопочвенными процессами и болотным оруденением нового времени. Вторая площадь (50 кв. м) вскрыта в прибрежной части памятника, куда артефакты были переотложены с жилой площадки в результате делювиальных процессов и/или осели благодаря деятельности «на воде». Нижняя погребённая почва здесь состоит из двух разнородных литологических горизонтов: в верхнем из них залегают артефакты голоценового времени, относящиеся к заднепильевской мезолитической культуре (8500-10000 calBC), в нижнем – изделия позднеплейстоценовой рессетинской культуры (10500-13500 calBC).



Рис. 2. ГАО Минино 2: костяные и роговые артефакты.



Рис. 3. ГАО Минино 2: костяные и роговые артефакты.

Наибольший интерес среди находок вызывают тонкая костяная игла с просверленным ушком (рис. 2: 1) – это первое изделие подобного рода на Заболотском торфянике, и уникальное, не имеющее аналогий, роговое композитное изделие, состоящее из двух деталей, скреплённых штифтами, вставленными в отверстия, в которых сохранилась смола. Возможно, это своеобразное навершие копьеметалки (рис. 3: 7, 8). Выразительны и другие орудия - роговой клевец со сверлиной (рис. 2: 9), игловидные и веретенообразные наконечники стрел, мотыжка из рога лося и тёсла из крупных трубчатых костей. Следует подчеркнуть, что не только обогатилась коллекция костяного и рогового инвентаря заднепелевской мезолитической культуры, но и впервые можно предметно обсуждать состав артефактов из органических материалов, характерных для рессетинской позднеплейстоценовой культуры. Крайне важно и то, что новые серийные AMS-даты образцов смолы из пазов костяных и роговых артефактов, полученные в Радиоуглеродной лаборатории Орхузского университета (Дания) позволили значительно удревнить (до 15500-15700 cal BP) время первоначального освоения Заболотского ГАП носителями рессетинской культуры [33].

Таким образом, в процессе изысканий 2018-2021 гг. на территории Заболотского ГАП были добыты уникальные биосферные данные и получены новые сведения о культуре населения Центральной России в эпоху первобытности. Из важнейших результатов следует назвать радикальный пересмотр геоморфологии региона и отказ от гипотезы о существовании в поздневалдайское время Тверского приледникового озера, занимавшего всю Верхневолжскую низменность и её составную часть - Заболотскую палеоозёрную котловину, что коренным образом изменяет представление о начале и характере процесса инициального заселения региона. Установлено, что в последнюю ледниковую эпоху в Дубнинской низине существовали аллювиальные обстановки – пойма р. Дубны и её притоков, что и способствовало её заселению уже во второй половине поздневалдайской эпохи, а не на рубеже плейстоцена и голоцена, как считалось ранее. Добытые сведения указывают и на ошибочность стандартной интерпретации памятников каменного века Заболотского торфяника в качестве «озёрных поселений» [6, 14, 15, 31, 32], что имеет принципиальное значение для разработки объективной хронологии событий и понимания реальной динамики поселенческой стратегии населения Русской равнины в четвертичном периоде.

*Подготовлено при финансовой поддержке РФФИ: проект № 19-09-00143А «Болотная кладовая Европейской России - Заболотский геоархеологический полигон (2019-2021 гг.)».*

Список литературы:

[1] Алешинская А.С., Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А. Геолого-палеоэкологические события голоцена и среда обитания древнего человека в районе археологического памятника Замостье 2 // Материалы международной конференции “Каменный век Европейских равнин: объекты из органических материалов и структура поселений как отражение человеческой культуры”. Сергиев-Посад. 1-5 июля 1997. – Сергиев-Посад. – 2001. – С. 248-254.

[2] Бердникова Н.Е., Воробьёва Г.А. Культуросодержащие и культурогенные слои в стратифицированных археологических объектах // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск. ИАЭТ СО РАН. – 2001. – Т. 7. – С. 46-50.

[3] Бердникова Н.Е., Воробьёва Г.А. Геоархеологические аспекты в исследованиях культурных отложений // Методика междисциплинарных археологических исследований. Омск. Наука. – 2011. – С. 18-37.

[4] Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет. Атлас-монография: Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен - элементы прогноза. Общая палеогеография /А.А. Величко (ред.). – Москва. ГЕОС. – 2002. – Вып. 2. – 232 с.

[5] Древности Залесского края. Материалы к международной конференции «Каменный век Европейских равнин». – Сергиев-Посад. – 1997. – 198 с.

[6] Замостье 2. Озерное поселение древних рыбаков эпохи мезолита-неолита в бассейне Верхней Волги /В.М. Лозовский, О.В. Лозовская, И. Клементе-Конте (ред.). - Санкт-Петербург, ИИМК РАН. – 2013. – 240 с.

[7] Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной

Европы. – Ленинград. Наука. – 1975. – 278 с.

[8] Материалы международной конференции «Каменный век Европейских равнин: объекты из органических материалов и структура поселений как отражение человеческой культуры». Сергиев-Посад. 1-5 июля 1997. – Сергиев-Посад. – 2001. – 316 с.

[9] Медведев Г.И. Геоархеология. Сюжеты истории формирования // Антропоген. Палеоантропология, геоархеология, этнология Азии. – Иркутск. Оттиск. – 2008. – С. 133-155.

[10] Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет: Атлас-монография /А.А. Величко (ред.). – Москва. Наука – 1982. - 156 с.

[11] Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас - монография /А.А. Величко (ред.). – Москва. ГЕОС. – 2009. – 120 с.

[12] Панин А.В., Сорокин А.Н., Успенская О.Н. Палеогеографические обстановки конца позднего плейстоцена в Дубнинской низине // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена: Материалы Всероссийской конференции с международным участием Марковские чтения 2020 года /Н. С. Болиховская, Т. С. Кловиткина, Т. А. Янина (ред.). – Москва. Географический факультет МГУ. – 2020. – С. 303–307.

[13] Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен-голоцен; элементы прогноза. Региональная палеогеография. /А.А. Величко (ред.). – Москва. Наука. – 1993. – Вып. 1. – 103 с.

[14] Сидоров В.В. Озёрные системы бассейна р. Дубны в неолите // Тверской археологический сборник / И.Н. Черных (ред.). – Тверь. – 1996. – Вып. 2. – С. 249-258.

[15] Сидоров В.В. Реконструкции в первобытной археологии. – Москва. Таус. – 2009. – 216 с.

[16] Сидоров В.В., Сорокин А.Н. Многослойное поселение Замостье 5 // Древности Залесского края. Материалы к международной конференции «Каменный век Европейских равнин». – Сергиев Посад. – 1997. – С. 144-163.

[17] Сидоров В.В., Сорокин А.Н. Раскопки многослойного поселения Замостье 5 // Тверской археологический сборник / И.Н. Черных (ред.). – Тверь. – 1998. – Вып. 3. – С. 226-237.

[18] Сидоров В.В., Сорокин А.Н. Многослойная стоянка Замостье 5 // Материалы международной конференции «Каменный век Европейских равнин: объекты из органических материалов и структура поселений как отражение человеческой культуры». Сергиев-Посад. 1-5 июля 1997. – Сергиев-Посад. – 2001. – С. 142-146.

[19] Сорокин А.Н. Заболотский торфяник: что сделано, что делать? // Тверской археологический сборник / И.Н. Черных (ред.). – Тверь. – 2000. – Вып. 4. – Т. 1. – С. 131-136.

[20] Сорокин А.Н. Заболотский торфяник: находки и проблемы // Археологические открытия 1991-2004 гг. Европейская Россия / Н.А. Макаров (ред.). – Москва. ИА РАН. – 2009. – С. 82-94.

[21] Сорокин А.Н. Стоянка и могильник Минино 2 в Подмосковье. – Москва. Гриф и К. – 2011. – 264 с.

[22] Сорокин А.Н. Стоянка и могильник Минино 2 в Подмосковье: костяной и роговой инвентарь. – Москва. ИА РАН. – 2014. – 448 с.

[23] Сорокин А.Н. Некоторые результаты изучения геоархеологических объектов Заболотского торфяника (Московская область, Россия) // Пути эволюционной географии: Материалы Всероссийской научной конференции, посвящённой памяти профессора А.А. Величко (Москва, 23-25 ноября 2016 г.). – Москва. ИГРАН. – 2016. – С. – 716-721. Сайт конференции: <http://velichko2016.wixsite.com/conference>

[24] Сорокин А.Н. «Слоны» и «черепахи» геоархеологии // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология». – 2018. – Т. 25. – С. 3-18.

[25] Сорокин А.Н., Грачёва Р.Г., Добровольская Е.В., Добровольская М.В. Геоархеология Заболотского края (13 500–7 500 cal BC). – Москва. ИА РАН. – 2018. – 416 с.

[26] Сорокин А.Н., Ошибкина С.В., Трусов А.В. На переломе эпох. – Москва. Гриф и К. – 2009. – 388 с.

[27] Сорокин А.Н., Панин А.В., Солодков Н.Н. Смирнов А.Л. Заболотский торфяник: новая страница геоархеологических исследований // Восточная Европа, Кавказ, Ближний Восток в каменном веке: хронология, источники и культурогенез. Международная конференция. Тезисы докладов. – Москва. ИА РАН. – 2020. – С. 86, 87.

[28] Сорокин А.Н., Панин А.В., Грачёва Р.Г., Солодков Н.Н., Ставицкий В.В., Смирнов А.Л., Морозов В.В., Бричёва С.С., Матасов В.М. Заболотский отряд // Сайт ИА РАН. [www.archaeolog.ru/ru/expeditions/expeditions-2019/zabolotskiy-otryad--2019](http://www.archaeolog.ru/ru/expeditions/expeditions-2019/zabolotskiy-otryad--2019).



[29] Сорокин А.Н., Хамакава М. Геоархеологические объекты Заболотского торфяника на территории Европейской России // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология». – 2014. – Т. 10. – С. 50-93.

[30] Среда обитания человека в голоцене по данным изотопно-геохимических и почвенно-археологических исследований (Европейская часть России) / В.И. Николаев (ред.). – Москва. ИГ РАН – 2002. – 189 с.

[31] Стоянка Замостье 2 и развитие природной среды Волго-Окского междуречья в голоцене / О.В.Лозовская (ред.) – Санкт-Петербург. ИИМК РАН. – 2018. – 214 с.

[32] Lozovski V., Lozovskaya O., Mazurkevich A., Hookk D., Kolosova M. LateMesolithic - Early Neolithic human adaptation to environmental changes at an ancient lake shore: The multi-layer Zamostje 2 site, Dubna River floodplain, Central Russia // Quaternary International. – 2014. – Vol. 324. – P. 146-161.

[33] Manninen M.A., Asheichyk V., Jonuks T., Kriiska A., Osipowicz G., Sorokin A.N., Vashanau A., Riede F., Persson P. Using Radiocarbon Dates and Tool Design Principles to Assess the Role of Composite Slotted Bone Tool Technology at the Intersection of Adaptation and Culture-History // Journal of Archaeology Method & Theory. – 2021. <https://doi.org/10.1007/s10816-021-09517-7>.

[34] Panin A., Astakhov V., Komatsu G., Lotsari E., Lang J., Winsemann J. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // Earth-Science Reviews. – 2020. – Vol. 201. – P. 1030-1069.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069>

[35] Panin A., Sorokin A., Uspenskaja O. Revision of the concept of the Tver glacial lake in the Upper Volga Lowland in MIS 2 // Limnology and Freshwater Biology. – 2020. – 4. – P. 448-450.

[36] Sidorov V.V., Sorokin A.N. The discovery and investigation of a multi-layer settlement at Zamostje 5 on Russian Plain // Anglo-Russian Archaeology Seminar: Recording System for Archaeological Projects / Timothy Darvill, Gennadii Afanas'ev & Eileen Wilkes (eds). - Bournemouth and Moscow. – 2000, Bournemouth University School of Conservation Sciences. Research Report. – 6. – P. 5-9.

## СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ СТОЯНКИ ФИНАЛЬНОГО ПАЛЕОЛИТА ДИВНОГОРЬЕ 1 (ВОРОНЕЖСКАЯ ОБЛ.)

С.А. Сычева<sup>1</sup>, А.А. Бессуднов<sup>2</sup>, А.Н. Бессуднов<sup>3</sup>, С.Н. Тимирева<sup>1</sup>, Ю.М. Кононов<sup>1</sup>,  
А.Н. Симакова<sup>4</sup>, К.Г. Филиппова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИГ РАН, Москва, Россия, [sychevasa@mail.ru](mailto:sychevasa@mail.ru),

<sup>2</sup>ИИМК, Санкт-Петербург, Россия, [bessudnov\\_a22@mail.ru](mailto:bessudnov_a22@mail.ru),

<sup>3</sup>ЛГПУ, г. Липецк, Россия,

<sup>4</sup>ГИН РАН, Москва, Россия

## STRATIGRAPHY AND PALEOECOLOGY OF THE FINAL PALEOLITHIC SITE DIVNOGORIYE 1 (VORONEZH REGION)

S.A.Sycheva<sup>1</sup>, A.A. Bessudnov<sup>2</sup>, A.N. Bessudnov<sup>3</sup>, S.N. Timireva<sup>1</sup>, Yu.M. Kononov<sup>1</sup>,  
A.N. Simakova<sup>4</sup>, K.G. Filippova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute for the History of Material Culture RAS, Saint Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Lipetsk state Pedagogical University, Lipetsk, Russia

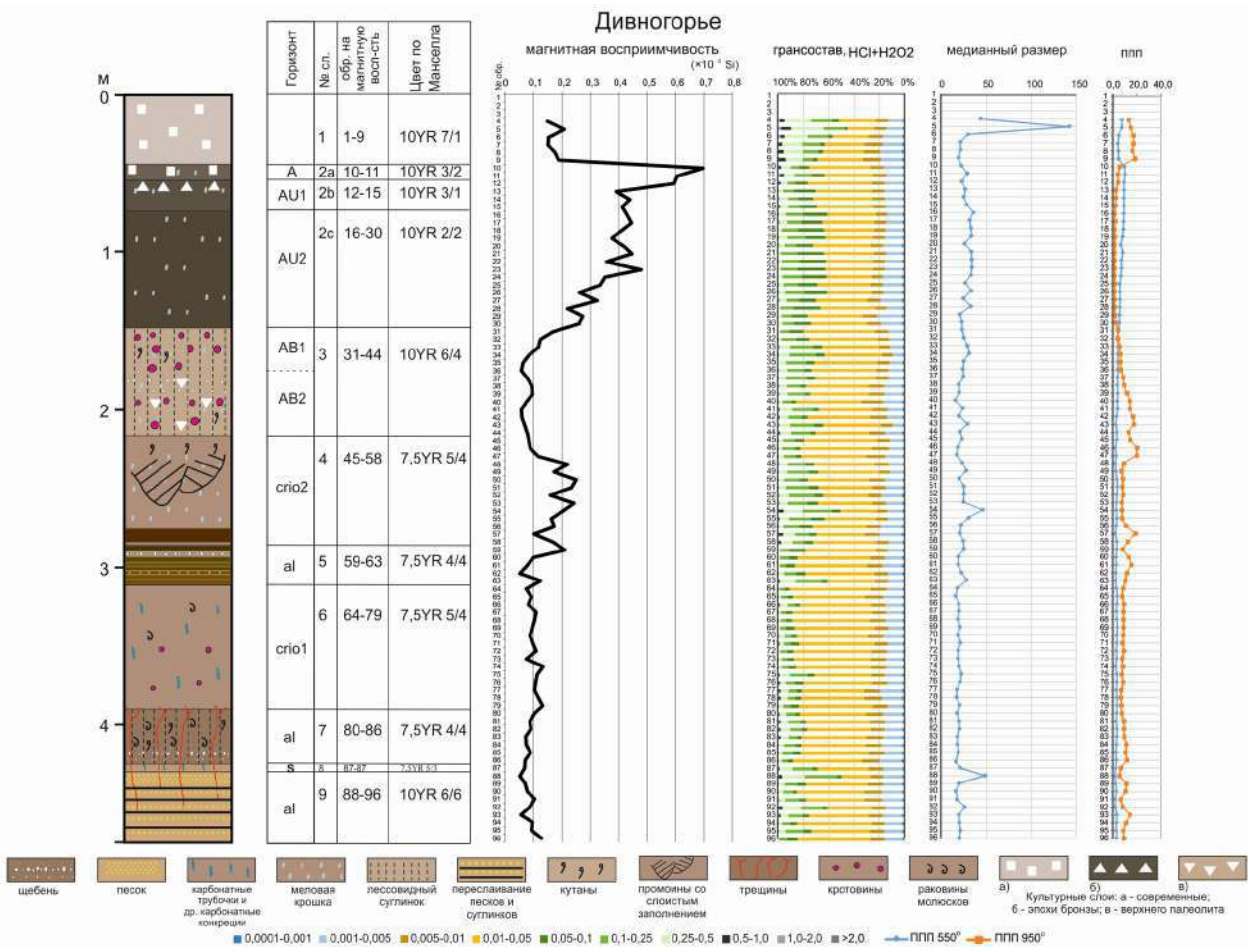
<sup>4</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Изучение разреза стоянки финального плейстоцена Дивногорье 1 важно для воссоздания последовательности событий и реконструкции палеоэкологической обстановки весьма динамичного в климатическом и морфолито-геологическом аспектах геологического интервала – начало позднеледниковья (вторая половина МИС 2). Интерес к изучению истории развития ландшафтов и климата окрестностей Дивногорья связан как с открытием новых памятников поздней поры верхнего палеолита в начале XXI в., так и с уникальностью их геолого-геоморфологического положения. Стоянки финального палеолита Дивногорье 1 и Дивногорье 9 расположены на разных геоморфологических поверхностях, образованных в конце валдайского оледенения [2, 7]. Археологический памятник Дивногорье 9, представляющий собой обширные костяки древних лошадей и других животных, а также

место временного пребывания, приурочен к днищу полузаполненного оврага [2]. Геоморфологическое положение стоянки Дивногорье 1, открытой в 2008 г., определяется не столь однозначно. По мнению А.Н. и А.А. Бессудновых [2], памятник приурочен к отложениям низкой надпойменной террасы. В то же время Ю.А. Лаврушин и А.В. Бережной считают (устное сообщение), что это мысовидное всхолмление представляет собой фрагмент пролювиального шлейфа, поскольку собственно аллювиальных отложений в раскопах не обнаружено. И хотя оба памятника относятся к финальному плейстоцену, их различное геоморфологическое расположение предполагает разную стратиграфию разрезов.

В строении разреза Дивногорье 1 выделено восемь основных слоев: переотложенный культурный слой (насыпь) с вновь образованной слаборазвитой почвой (слой 1), современный культурный слой *in situ* (2a), голоценовый мощный типичный чернозем антропогенно преобразованный (2b, 2c), позднеледниковая пролювиальная толща (3-6) и позднеледниковый перигляциальный аллювий (7-9) (рис. 1). Позднеледниковая пачка отложений наиболее сложная, она состоит из четырех суглинисто-супесчаных слоев: двух неоднородных с палеомерзлотными (слои 4 верх и 6) и палеопочвенными признаками (слои 4 низ и 7), перекрытых лессовидными суглинками (слой 3) и разделенных слоистой лессовидной толщей (слой 5).

В основании разреза вскрыт аллювий, включающий трудно разделяемые пойменно-старичную (слой 7-8) и прибрежную (слой 9) фации низкой надпойменной террасы реки Тихая Сосна. Горизонтальная слоистость нескольких порядков, включая волосяную, говорит о периодическом промерзании аллювиальной толщи (слой 9) [3]. Такое строение отложений свидетельствует о том, что в подошве разреза накопился перигляциальный аллювий [5]. На перигляциальные условия формирования этого слоя 9 указывает присутствие зерен *Picea* и *Pinus sibirica*.



Вышележащие неоднородные отложения (слои 6-3) отличаются циклическим строением: чередованием прослоев, насыщенных меловой крошкой, щебнем, галькой; слоистыми супесями; лессовидными суглинками с признаками почвообразования и криогенеза. Характеристика этих наносов свидетельствует о накоплении их в периферийной зоне конусов выноса оврагов, прорезавших близлежащий долинный склон [5, 6].

Ведущая роль пролювиальных процессов четко прослеживается с глубины 345-315 см (слой 6) не только по литологическим характеристикам, но и по палинологическим данным, которые указывают на водную составляющую в формировании отложений и присутствие переотложенных форм. Переотложенные реликтовые формы – *Podocarpus*, *Carya*, *Gleichenia* приурочены к верхней части слоя 6 и верхней части слоя 3 в. Незначительное количество палеоморф в слоях 5-8, также свидетельствует о неоднократном переотложении мелкозема.

Бурые лессовидные суглинки, залегающие в нижней части слоя 4 и в заполнении промоин, вероятно, являются педоседиментами – отложениями, сформированными из разрушенных почвенных горизонтов (иллювиально-глинистых) и переотложенных на небольшом расстоянии. Возможно, первоначально промоины были мерзлотными клиновидными трещинами, переработанными затем эрозионными процессами [4]. Впоследствии промоины заполнялись тяжелыми слоистыми суглинками и глинами. Более мелкие рытвины часто наследовали промоины. Затем усилилась мощность потоков и поверх промоин начал отлагаться щебнистый материал.

Данные полевого исследования подтверждены результатами литологических анализов и определениями магнитной восприимчивости. Достаточно четко выделяются финально-плейстоценовые горизонты с признаками почвообразования (слои 4 и 6), для которых зафиксировано увеличение значений магнитной восприимчивости и некоторое увеличение медианного размера слагающих частиц [1].

Значительное количество растительных остатков, увеличение пыльцы древесных пород, разнообразие почвенных грибов (*Glomus*, *Valsaria*, *Tecaphora*, *Tetraploa*, *Alternaria*) и единичное присутствие почвенных клещей *Acarina* указывают на участие почвенных процессов в формировании нижней части слоя 4 и отчасти слоя 5. Вероятно, для времени формирования этих наносов было характерно некоторое увеличение увлажнения климата. Для верхней части слоя 4, где максимально выражено проявление криогенных и эрозионных процессов, палеоморфы практически отсутствуют.

Лессовидные суглинки делювиально-эолового генезиса (слой 3) свидетельствуют о том, что ускоренные овражные процессы образования конусов выноса, их слияния и формирования шлейфа у подножья долинного склона, значительно снизились. Поверхность обсохла и стала более стабильной, удобной для временного поселения. К кровле лессовидных суглинков приурочен культурный слой стоянки Дивногорье 1, для которого характерно увеличение растительных и углистых остатков, появление зерен орешника.

Преобладание костей конечностей лошадей (преимущественно костей стопы), то есть «немясных» частей, специфический набор каменного инвентаря и маломощность культурного слоя на Дивногорье 1 свидетельствуют в пользу того, что памятник представляет собой остатки кратковременной (возможно, сезонной) стоянки со специализацией по разделке туш.

Вопрос о принадлежности поверхности, на которой расположена стоянка Дивногорье 1: надпойменная терраса Тихой Сосны или конус выноса, был, таким образом, решен. Это – поверхность низкой надпойменной террасы, перекрытой делювиально-пролювиальными отложениями, включающими слаборазвитые почвы, их педоседименты и слои с криогенными деформациями.

Присутствие *Pseudoschizaea* и отсутствие спор *Glomus* в спектрах верхних 160 см шурфа могут указывать на замещение овражно-аллювиальных отложений накоплением гумуса в условиях более стабильной поверхности в голоцене. Часто *Pseudoschizaea* присутствует в спектрах археологических стоянок с бронзового века.

На лессовидных суглинках (слой 3), покрывающих пролювиально-аллювиальную толщу, сформирован типичный чернозем с гумусово-аккумулятивным (2b), переходным (2c) горизонтами и карбонатным горизонтом, наложенным на слой 3. Присутствие артефактов различных археологических культур в гумусовом профиле чернозема свидетельствует о том, что он периодически формировался под влиянием антропогенного фактора, то есть превращался в антропосоль. Преимущественно к глубине 50-60 см приурочены находки эпохи бронзы. На этой же глубине появляется пыльца рудеральных и садово-огородных растений. Верхняя часть разреза представлена современными культурными слоями – переотложенным (слой 1) и слоем *in situ* (слой 2a).

Палинологические исследования позволили установить изменения характера растительности, климатических условий времени формирования отложений разреза. Наибольшие концентрации пыльцы и спор приурочены к верхним 160 см – профилю голоценового чернозема. В голоцене происходили неоднократные смены то более влажных, то более засушливых условий. Так, степные ландшафты (слой 3) постепенно сменялись лесостепными – сочетанием лугово-степной растительности с небольшими участками сосново-широколиственных лесов в условиях теплой климатической обстановки. Более засушливый климат конца финального плейстоцена и первой половины голоцена сменяется более влажным во вторую половину. Интересна находка гриба *Tetraploa* cf. *aristata*. Находки конидии *Tetraploa* зафиксированы в субфоссильных спектрах Западной Европы (Польша, Нидерланды, Германия, Англия) и могут указывать на теплые и относительно сухие климатические условия [10] слоя 1. Присутствие конидии *Tetraploa* расширяет известный ареал распространения на восток.

Проведенное комплексное исследование показало последовательную смену перигляциальной флювиальной обстановки субаэральной в начале перигляциальной, а затем межледниковой. В позднеледниковой толще фиксируются два уровня проявления признаков слабого педогенеза и два уровня мерзлотных деформаций, а также динамичность лесостепных и степных ландшафтов как в позднеледниковье, так и в голоцене.

*Работа выполнена в рамках проектов РФФИ № 19-29-05024мк и № 18-55-91010 Монг\_оми.*

#### Список литературы:

- [1] Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О., Иванов А.В., Морозов В.В. Магнетизм почв. М.: Ярославль: Изд-во Ярослав. гос. техн. ун-та, – 1995. – 223 с.
- [2] Бессуднов А.Н., Бессуднов А.А. Новые верхнепалеолитические памятники у хутора Дивногорье на Среднем Дону // Российская археология. 2010. – № 2. – С. 136-145.
- [3] Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. Геол. ин-т. Труды. Вып-119. М.: Наука, – 1965. – 260 с.
- [4] Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М.: МГУ, – 1994. – 136 с.
- [5] Руководство по изучению новейших отложений. М.: МГУ, – 1987. – 238 с.
- [6] Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, – 1981. – 370 с.
- [7] Сычева С.А., Бессуднов А.Н., Бессуднов А.А., Седов С.Н., Симакова А.Н. Дивногорский педолитокомплекс как отражение экстремальных условий почвообразования в финальном плейстоцене (конец МИС 2) // Известия РАН. Серия географическая, – 2017. – № 5. – С. 95-118.
- [8] Bengtsson L. & Enell M. Chemical analysis // In Berglund, B. E. (ed.), Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley & Sons Ltd., Chichester. – 1986. – P. 423–451.
- [9] Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // J. Paleolimnoljgy. – 2001. – 25. – P. 101–110.
- [10] Monika Karpińska-Kończak, Piotr Kończak, Waldemar Heise, Grzegorz Worobiec. *Tetraploa aristata* Berkeley & Broome (Fungi, Pleosporales), a new taxon to Poland // Acta Societatis Botanicorum Poloniae, – 2010. – 79(3). – P. 239-244.

**ПРИРОДА ДЕФОРМАЦИЙ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАРАЙСКОЙ  
ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ****В.Е. Тумской<sup>1</sup>, Д.Е. Едемский<sup>2</sup>, И.В. Прокопович<sup>2</sup>, С.Ю. Лев<sup>3</sup>**<sup>1</sup>Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия,  
vtumskoy@gmail.com<sup>2</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова  
РАН, Москва, Троицк, Россия, deedemsky@gmail.com<sup>3</sup>Институт археологии РАН, Москва, Россия, zaraysk@yandex.ru**GENESIS OF DEFORMATIONS WITHIN THE PALAEOЛИTHIC SITE OF ZARAYSK****V.E. Tumskoy<sup>1</sup>, D.E. Edemsky<sup>2</sup>, I.V. Prokopovich<sup>2</sup>, S.Yu. Lev<sup>3</sup>**<sup>1</sup>Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia<sup>2</sup>Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, RAS,  
Moscow, Troitsk, Russia<sup>3</sup>Institute of Archaeology RAS, Moscow, Russia

Зарайская палеолитическая стоянка находится на правом высоком берегу р. Осетр на территории Зарайского кремля и к северу от него. Стоянка расположена вблизи бровки водораздела на высоте около 35-40 м над рекой. Борт водораздела расчленен многочисленными оврагами. Всего на сегодняшний день выявлено шесть отдельных поселений (Зарайск А-Ф), часть из которых является многослойными. В центральной части стоянки Зарайск А вскрыты, как минимум, 4 слоя с культурными остатками, имеющими возраст в диапазоне 23-16 тысяч лет назад, относящихся к костенковско-авдеевской культуре. Согласно карте четвертичных образований масштаба 1:1000000 (лист N-37, 2015 г.) [2], стоянка расположена в пределах пологоволнистой моренной равнины донского оледенения, а немного восточнее она переходит в водно-ледниковую равнину. В основании вскрываемой в долине части разреза залегают породы каширской серии московского яруса среднего карбона – переслаивающиеся известняки органогенно-обломочные и доломиты с желваками кремней. Основную часть склона водораздела образуют юрские отложения среднего и верхнего яруса – пески и глины, глинистые пески, переходящие вверх по разрезу в нижнемеловые пески и песчаники. Именно на последних в районе стоянки залегают четвертичные отложения. По материалам геолого-археологических исследований [1] мощность собственно четвертичных отложений в пределах стоянки часто не превышает 1,5-2 м, а представлены они средне- и поздневалдайскими супесями, суглинками и лессовидными суглинками.

В пределах стоянки раскопочными работами на протяжении многих лет были вскрыты различные деформации в толще отложений. Если не принимать во внимание нарушения слоистости, связанные с деятельностью человека, то были выделены два основных типа деформаций, названных мерзлотными трещинами первой (MT1) и второй (MT2) генераций [1].

MT1 имеют ширину 0,8-1 м, прослеживаются в отдельных раскопах на несколько метров и в плане, возможно, формируют псевдополигональную неправильную сеть с поперечником порядка 5 м. В разрезе они формируют, соответственно, вытянутые понижения, к которым местами приурочены жилища древних людей (полуземлянки). В настоящее время понижения заполнены супесями и лессовидными суглинками с многочисленными культурными артефактами и остатками млекопитающих мамонтовой фауны. По данным археологической стратиграфии, соотношению с окружающими и перекрывающими отложениями можно однозначно утверждать, что MT1 образовались до появления Зарайской стоянки, т.е. не позже начала позднего валдая.

MT2 отличаются от MT1 как по размерам, так и по стратиграфическому положению. Они имеют меньшую ширину, не превышающую 0,3-0,4 м, вертикальную протяженность до 0,5 м, вскрыты на многих раскопах и в разрезе имеют вид вертикально вытянутой округлой жилы. MT2 разделяют 2 и 3 культурные слои и часто внедряются в верхние горизонты

заполнения МТ1. Обычно они заполнены стерильным материалом (супесями) с редкими находками. Плановая конфигурация также неправильно полигональная, однако размер полигонов установить однозначно не удалось. Возраст МТ2 – максимум поздневалдайского похолодания.

Описанные структуры, будучи названными мерзлотными трещинами, рассматривались, по сути, как псевдоморфозы по повторно-жильным льдам [1]. Однако первая же расчистка, вскрывшая полностью разрез МТ1 в 2012 г. показала [3], что структура имеет плоскую подошву, поперечный размер 1×1 м и недеформированные нижележащие слои меловых песков. Вблизи бортов структуры были хорошо видны частично просевшие фрагменты слоев, вмещающих ее, в виде своеобразных ксенолитов в заполнении структуры. На основании этого был сделан вывод, что МТ1 не являются посткриогенными образованиями (псевдоморфозами), а представляют собой малые эрозионные формы, вполне ожидаемые в прибровочной части водораздельной поверхности.

В ходе работ 2017-2020 гг. в пределах раскопов Зарайск Е и F глубиной до 1,5-2,5 м были вскрыты не только культурные слои стоянки, но и подстилающие их меловые отложения. Они были представлены песками мелко- и среднезернистыми, супесями и легкими суглинками с ярко выраженной разноцветной слоистостью. Последняя позволила зафиксировать и проследить серию дизъюнктивных дислокаций в меловых отложениях. Дислокации представлены круто наклонными (до 60-70°) разнонаправленными сбросами с амплитудой до 0,4-0,5 м, осложненными диапироподобными структурами и структурами оплывания (рис. 1). Азимут падения поверхностей сместителей был СВ, СЗ и ЮЗ (бровка водораздела располагается в направлении на СЗ). Поверхности смещения выражены весьма четко, ширина зоны смещения составляет первые сантиметры. Слоистость лежащих блоков иногда немного отогнута вниз на границе со сместителем, так же себя местами ведет слоистость и в висячем блоке. На отдельных участках четкая граница между блоками представлена зоной смещения шириной до 5-10 см, в пределах которой исходная слоистость или не прослеживается, или деформируется причудливым образом. Это позволяет полагать, что в таких зонах смещение происходило в условиях сильного переувлажнения (рис. 1).

Планомерное расширение площади раскопов позволило проследить ориентировку поверхностей смещения на протяжении нескольких метров, в результате чего были идентифицированы вытянутые блоки шириной порядка 2 м, ориентированные под разными углами к склону водораздела. На современную поверхность сместители не выходят, т.к. нарушенные ими меловые отложения размыты с поверхности с появлением местами эрозионных форм заполнения и оплывания шириной в 1-1,5 м. Часть из них содержит материал культурных слоев и имеет трапецевидный поперечный срез.

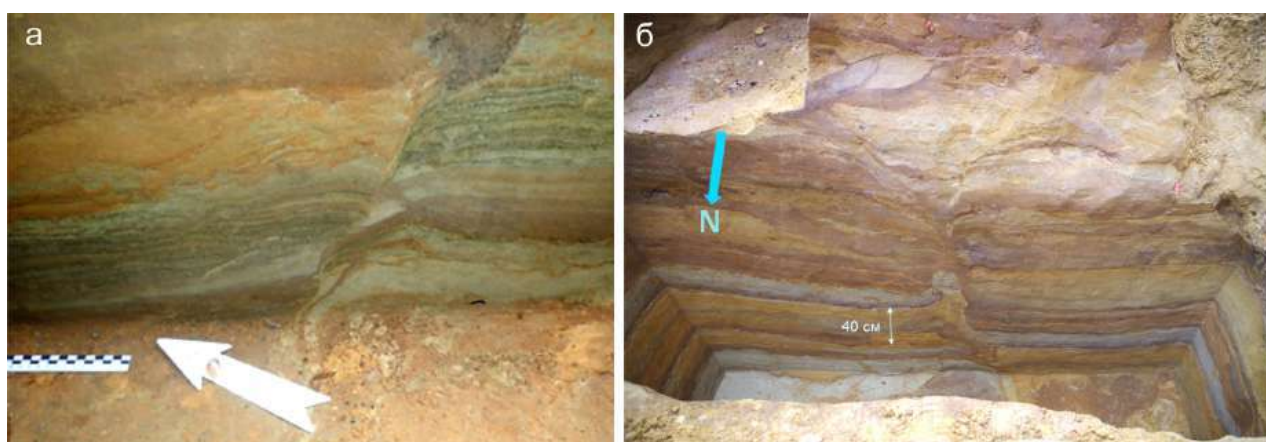


Рис. 1. Примеры сбросов в меловых отложениях на Зарайской стоянке. а – простой сброс с хорошо выраженной поверхностью смещения; б – сброс с образованием зоны смещения, осложненной диапироподобной структурой.



Рис. 2. Вид на оползневые склоны в районе деревни Никитино. Внизу, в тени – р. Осётр, в который впадает залесённый Никитинский овраг.

После работ 2017-2020 гг. встал вопрос – с чем связано блоковое строение меловых отложений в основании Зарайской стоянки, влияет ли оно на более поздние перекрывающие отложения и условия залегания культурных слоев? Для этого необходимо было изучить строение отложений вне территории стоянки, чтобы исключить влияние деятельности человека. Рекогносцировочные работы на правом высоком берегу р. Осётр выше и ниже по течению от стоянки позволили выявить его характерную особенность – развитие ярко выраженных оползневых форм и цирков как на берегу самой реки, так и на склонах ее правых притоков. Ближайший оползневой склон находится всего в 500 м ниже по течению в районе известного источника Белый колодец. В нижней части склона, несмотря на присутствие леса, виден бугристый рельеф с характерным размером блоков около 30-50 м. Судя по его сглаженности оползневое тело в настоящее время является реликтовым. Более крупные и «свежие» оползневые склоны расположены в 5-6,5 км к югу от Зарайска, вблизи деревень Карманово и Никитино (рис. 2). Здесь ярко выраженный оползневой рельеф присутствует не только на правом берегу р. Осётр, высота которого составляет около 50 м, но и на склоне Никитинского оврага, впадающего в реку. Отсевшие блоки относительной высотой 2-3 м образуют на склонах горизонтально вытянутые гряды длиной по несколько десятков метров и шириной до 10-15 м, отделенные друг от друга понижениями.

На первом этапе работ проведено георадиолокационное зондирование на территории Зарайской стоянки, а также на склоне вблизи деревни Никитино (рис. 3). Использовался георадар Лоза-Вс резистивно-нагруженными антеннами, центральная частота которых 250 МГц, 150 МГц и 50 МГц. Для выявления разрывных нарушений, размеров блоков и особенностей строения верхней части разреза были выполнены георадарные исследования по профилям с шагом 0,1-0,5 м. На полученных радарограммах нарушения сплошности отложений должны выражаться в нарушениях слоистой структуры осадочных пород в виде разрывов субгоризонтальных осей синфазности, резких смещениях их в вертикальной плоскости, а также локальных изменениях волновой картины радарограммы. Аэрофотосъёмка с помощью квадрокоптера позволила построить цифровую модель рельефа и определить морфологию и количественные характеристики оползневых тел. Обработка данных выполнялась с помощью программного обеспечения КРОТ (ООО «Компания ВНИИСМИ», 2021) и Matlab. Обработка радарограмм включала подборку подходящего значения усиления сигнала, яркости и контрастности, применение полосовой фильтрации сигнала и функции усреднения, отображение производной волновой формы принятого сигнала.

В районе деревни Никитино пройдено несколько профилей (рис. 3): на поверхности равнины перед её уступом (профили Пр 1.3, Пр 2.1 и Пр 2.2) и на оползневом склоне ниже уступа (профили Пр1, Пр 4 и Пр 5).

Профили, пройденные на поверхности равнины, имеют длину 40-50 м, в качестве примера на рис. 4 приведен профиль Пр1.3. На нём четко видна плоскостойкая структура георадарного разреза с вертикально ориентированными разрывами, отмеченными на рис. 4 белыми штриховыми линиями. Структуры (а) и (б) на рис.4 можно рассматривать как линии разрывов в виде сбросов при формировании оползневого склона [4].



Рис. 3. Схема размещения георадарных профилей вблизи деревни Никитино.

Между сбросами расположены оползневые блоки (2) и (4). Выделяется зона (3) с нарушением слоистости, которая рассматривается авторами как зона растяжения. В левой части профиля формируется блок пластического смещения с образованием плоскостей скольжения (1).

На краю водораздела хорошо выражена стенка отрыва, достигающая высоты 3-4 м. Ниже неё до уровня поймы протягивается бугристо-западинный оползневый склон. Его строение по данным георадиолокации показано на рис. 5 на примере профиля Пр5 длиной 173 м с перепадом высот 35 м.

В верхней, более пологой, части склона выделяются структурные оползневые блоки (1), которые разделены межблочными зонами разрывных нарушений (2). Последние в настоящее время заполнены субгоризонтальными слоистыми отложениями. Также выделяется зона частичного сжатия (4), образованная, по-видимому, в результате смятия и частичного разрушения сползшего блока. В нижней части склона, более крутой (до  $25,5^\circ$ ), выделяется целая оползневая система, состоящая из нескольких блоков вращения (3), вогнутые плоскости скольжения которых на рисунке показаны белыми штриховыми линиями.

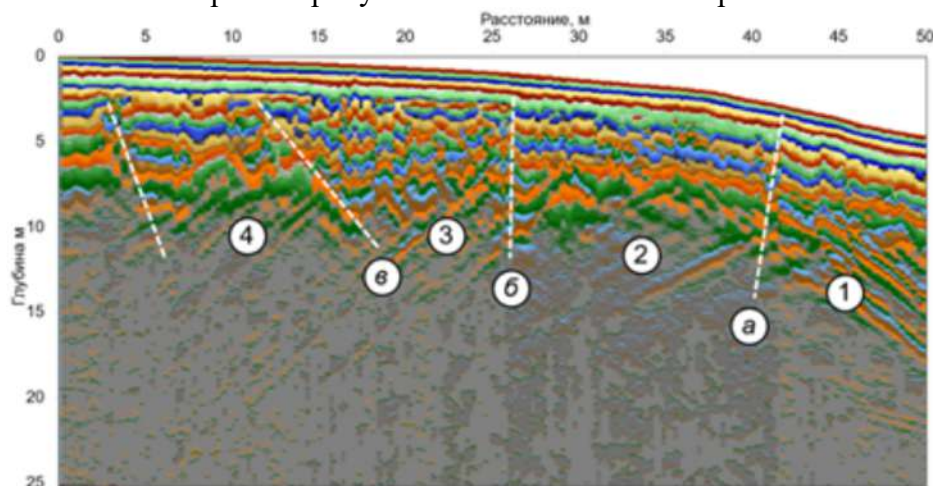


Рис. 4. Георадарный профиль Пр1.3, поверхность водораздела.

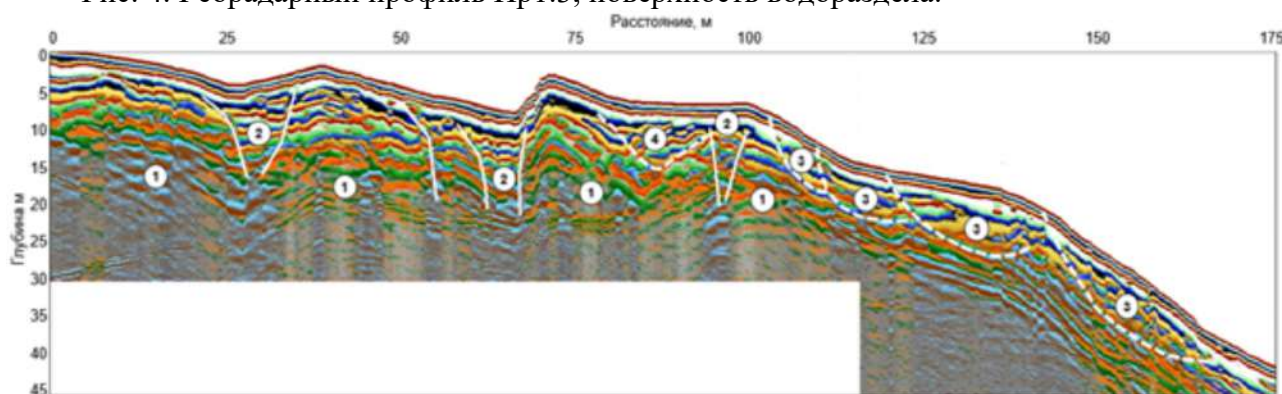


Рис. 5. Георадарный профиль Пр5, склон водораздела.



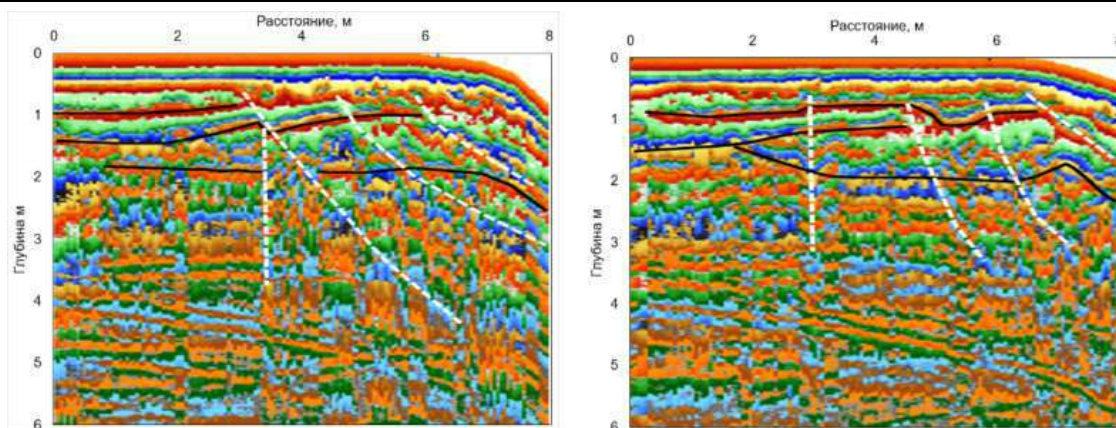


Рис. 6. Георадарные профили возле северной стены Зарайского кремля.

Более детальное профилирование межблочных понижений (западин на склоне) показало, что они имеют различное строение. В двух понижениях до глубины 2 м разрез имеет плоскопараллельную структуру, повторяющую рельеф поверхности. В двух других, при сходном строении, в центре отмечены локальные неоднородности небольшой амплитуды. Еще в двух наблюдались нарушения строения плоскостной среды, связанные с появлением локального понижения в центральных их частях, а также появлением в них отдельных локальных неоднородностей.

Аналогичные работы были проведены у северной стены Зарайского кремля, в пределах стоянки. Георадарные профили были проложены от внешнего основания стены до края откоса, ограничивающего фундамент стен (рис. 6). Верхняя часть разреза мощностью 2-2,5 м характеризуется субгоризонтальной слоистостью с небольшим повышением к бровке откоса. Белыми штриховыми линиями на георадарном профиле показаны линии разрывов осей синфазности. Маркирующие горизонты, показанные черными сплошными линиями, смещены по ним на величину до 0,4 м.

Таким образом, серии сбросов в отложениях, подстилающих культурный слой Зарайской стоянки, представляют собой поверхности отседания и скольжения в основании оползневых тел. Стояночный мыс расположен на берегу р. Осетр и окружен оврагами, поэтому формирование оползней идет не только в направлении реки, но и в сторону оврагов. При этом надо помнить, что во время заложения оползней сеть эрозионных врезов могла иметь другой рисунок в плане, а берег Осетра располагался дальше от стоянки. Последующая флювиальная переработка блокового микрорельефа оползневого склона могла привести к образованию временных каналов стока, имеющих в плане перекрещивающуюся структуру. Именно они, вероятно, интерпретировались как «мерзлотные трещины» первой генерации. Все это свидетельствует об отсутствии полигонального микрорельефа во время существования Зарайской стоянки и, вероятно, относительно мягких геокриологических условиях. Можно также полагать, что некоторые понижения между существовавшими оползневыми блоками использовались для постройки полуземлянок, а в более позднее время заложение таких понижений приводило к просадке культурного слоя в их пределах.

Для решения многих задач по обследованию археологических памятников георадиолокацию целесообразно рассматривать в качестве одного из основных инструментов. По сравнению с другими геологическими или геофизическими методами георадиолокация позволяет детальнее определять внутреннюю структуру объектов, геометрию геологических границ, структуру разреза.

#### Список литературы:

- [1] Амирханов Х.А. Зарайская стоянка. – Москва. Научный мир. – 2000. – 245 с.
- [2] Кузьмин А.Н., Кириков В.П., Лукьянова Н.В., Максимов А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-37 – Москва. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. - 2015. - 462 с.
- [3] Лев С.Ю., Тумской В.Е. Природные деформации отложений на Зарайской верхнепалеолитической стоянке // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные

направления дальнейших исследований. Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва 25–29 сентября 2017 г. – Москва. ГЕОС. – 2017. – С. 226-228.

[4] Петров Н.Ф. Структурное оползневение: аспекты классификации /Н.Ф.Петров, И.В. Никонорова, О.В. Никитина (ред.) – Чебоксары. Чуваш. ун-та. – 2017. – 218с.

## ЗАФИКСИРОВАННЫЕ ПОЧВЫ В ЗЕМЛЯНЫХ КИРПИЧАХ В ОСНОВАНИИ МЕНШИКОВА БАСТИОНА ПЕТРОПАВЛОВСКОЙ КРЕПОСТИ

(г. САНКТ-ПЕТЕРБУРГ)

М.Е. Федорова<sup>1,2</sup>, А.В. Русаков<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,  
mas2792@yandex.ru

<sup>2</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия

## SOILS FIXED IN EARTH BRICKS AT THE BASE OF THE MENSHIKOV BASTION OF THE PETER AND PAUL FORTRESS (ST. PETERSBURG)

M. Fedorova<sup>1,2</sup>, A. Rusakov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

<sup>2</sup>V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia

Петропавловская крепость, с которой в 1703 году началась история Санкт-Петербурга, первоначально была заложена в виде древоземляных укреплений. Земляные валы (высотой до 7 м) сооружались поверх основания из ряжей. Наружные скаты отделялись дерном, скреплявшимся с нижележащим грунтом деревянными кольями. Блоки укладывались внахлест, травой вниз [1].

В 2017 году во время реставрационных работ на территории Меншикова бастиона были обнаружены фрагменты земляного укрепления, сохранившиеся под насыпью фундамента каменной крепости. Внешние части сооружения состояли из нескольких слоев поверхностных горизонтов почвы, подстилаемых супесями или легкими суглинками (рис. 1). Толщина земляных кирпичей достигала в среднем 10 см, что позволило выделить подгоризонты в некоторых образцах

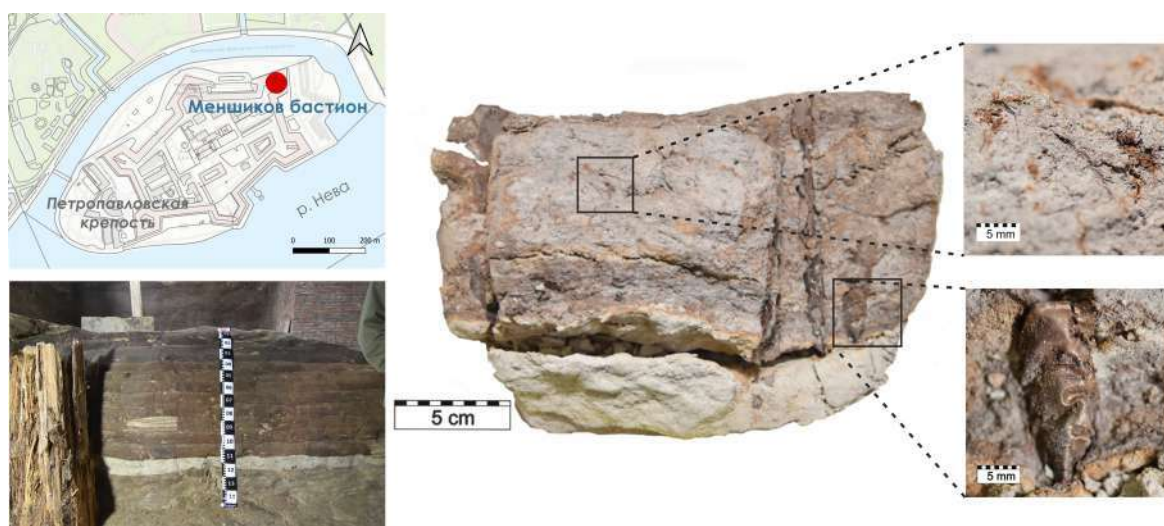


Рис. 1. Расположение объекта исследования (слева). Пример строения земляного кирпича (с фрагментом нижележащего блока).

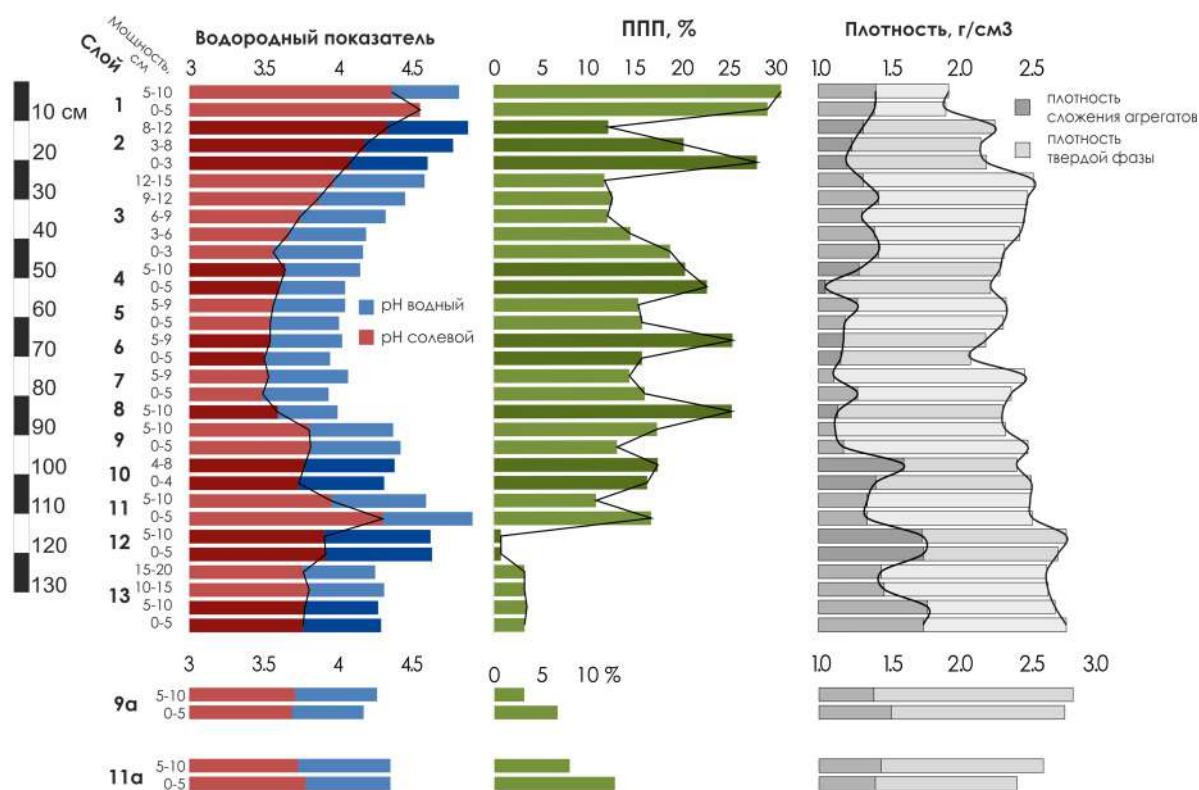


Рис. 2. Характеристики земляных кирпичей: рН, потери при прокаливании, плотность.

Материал земляных кирпичей имел достаточно компактное сложение. Наиболее уплотненным являлся приповерхностный слой обследованной толщи (рис. 2). При изучении образцов под биноклем различима комковато-ореховатая структура органо-минеральных горизонтов и слоистость органогенных горизонтов. В массе агрегатов обнаружены включения угольков, тонких углефицированных прослоек детрита и более крупных фрагментов растительных остатков, не утративших свое морфологическое строение. Встречена неоднородность окраски педов, обусловленная деятельностью почвенных беспозвоночных. Широко распространены рыжеватые пятна оксидов железа, при этом ожелезнение пропитывало не только мелкозем, но и грубые слоистые растительные остатки; часто наблюдались хлопьевидные выделения железа. Хорошо сохранились деревянные гвозди, скреплявшие земляные кирпичи.

Все почвенные образцы имели сильноокислую реакцию:  $\text{pH}_{1\text{M KCl}}$  варьировался между 3,5–4,5. Содержание органических веществ в образцах после трёхсотлетнего погребения оставалось высоким. Убыль массы при прокаливании в отдельных горизонтах достигала 20–30 %.

Исходя из того, что грунт для строительства Петропавловской крепости, вероятно, изымался с близлежащих участков, можно считать, что описанные фрагменты древоземляного укрепления представляют собой уникальную выборку, характеризующую почвенный покров устья р. Невы начала XVIII века.

Список литературы:

[1] Степанов С.Д. Санкт-Петербургская (Петропавловская) крепость. История проектирования и строительства. — Санкт-Петербург. — 2000. — С.79–81.

**ПАЛЕОПОЧВЫ КУРГАНОВ СРУБНОЙ КУЛЬТУРЫ И ИХ РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ  
АНАЛОГИ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ:  
СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ**

**Ю.Г. Чендев<sup>1</sup>, Т.А. Пузанова<sup>2</sup>, Ф.Г. Курбанова<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Белгородский государственный национальный исследовательский университет (BelSU),  
Белгород, Россия, Chendev@bsu.edu.ru

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,  
puzanova@mail.ru

<sup>3</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, fkurbanova403@gmail.com

**PALAEOSOLS OF THE SRUBNAYA CULTURE AND THEIR ANALOGIES OF  
DIFFERENT AGES IN THE CENTRAL EASTERN EUROPE AREA:  
A COMPARATIVE ANALYSIS**

**Yu. G. Chendev<sup>1</sup>, T.A. Puzanova<sup>2</sup>, F.G. Kurbanova<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Belgorod State National Research University (BelSU), Belgorod, Russia

<sup>2</sup>Moscow State University. M.V. Lomonosov, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

В Российском палеопочвоведении накоплен достаточно большой объем сведений о свойствах почв курганных систем разных исторических периодов [1, 4, 6, 7, 8, 10]. Интерес к почвам курганов во многом продиктован возможностью сравнительного анализа свойств погребенных под курганными насыпями почв и их современных (фоновых) аналогов для выявления различий окружающей среды, произошедших за период между моментом погребения почв (временем создания кургана) и современностью. Наличие большого количества курганов как объектов культурно-исторического наследия и хранителей информации о палеосреде на территории европейской и азиатской частей России определило специфику развития почвенно-эволюционного направления в отечественном почвоведении.

Более ранние исследования подкурганных и современных почв часто ограничивались сравнительным анализом их свойств, и на этом основании делались выводы о происходивших изменениях во времени почв и природной среды в пределах конкретных изучаемых территорий [1, 4, 8]. Однако, по мере расширения пространства почвенно-археологических исследований и увеличения точек (ключевых участков) проводимых исследований стали возникать предпосылки для реконструкции свойств палеопочв и условий их формирования в отдельные хроносрезы голоцена в более широком географическом пространстве [8, 9, 10].

В данной работе главное внимание сосредоточено на изучении почв курганов срубной культурно-исторической общности, частота встречаемости которых в современных ландшафтах достаточно велика в силу широкого распространения ареала данной культуры в середине 1 тысячелетия до н.э. на значительной территории лесостепи и степи Восточно-Европейской равнины – от Урала до бассейна Днепра [5].

Цель исследования – сравнительный и сравнительно-географический анализ признаков черноземов, погребенных под курганами срубной культурно-исторической общности в центре Восточной Европы, и их аналогов более раннего (под курганами катакомбной культуры) и более позднего (под курганами скифской эпохи и в современный период) времени.

Изучаемая территория с ключевыми участками указана на рисунке 1. Все объекты расположены между 49 и 52 градусами северной широты и 35 – 41 градусами восточной долготы. Это территория лесостепи центра Восточно-Европейской равнины. В геоморфологическом отношении территория включает южную часть Среднерусской возвышенности и прилегающие к ней участки Полтавской и Окско-Донской равнин.

В число объектов исследования входят почвы курганных систем, изученные другими авторами [2, 3], но большее количество объектов (11 из 14) было изучено авторами данной работы в разные годы и в разных почвенно-археологических экспедициях.

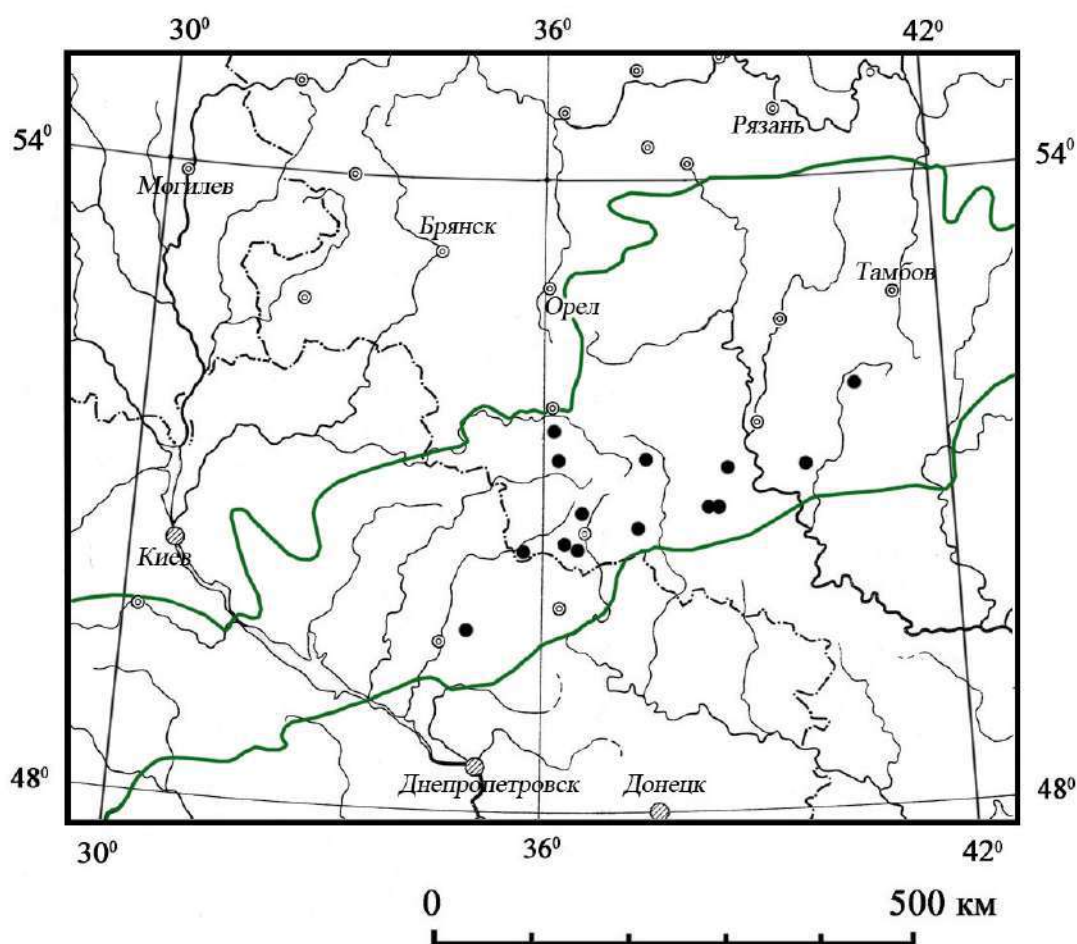


Рис. 1. Схема местоположения участков почвенно-археологических исследований курганов бронзового века в центре лесостепи Восточной Европы, созданных в интервале времени 3400-3700 лет назад. Зелеными линиями обозначена северная и южная границы лесостепи.

На изучаемом пространстве почвообразующими породами являются карбонатные лессовидные суглинки и глины. Общая тенденция пространственной смены гранулометрического состава почвообразующих пород состоит в утяжелении их состава при движении с запада на восток. Изученные курганы находились на хорошо дренированных водоразделах с достаточно большой глубиной залегания грунтовых вод и с фоновым компонентом в структуре почвенного покрова – черноземами. На каждом изученном участке курганы в основном были одиночными, но встречались группы из 2 и более насыпей. Большинство изученных курганов насыпалось в один прием, т.е. они были однослойными. Курганы были датированы по артефактам археологическим способом с точностью до столетия, однако на ряде участков был использован более точный радиоуглеродный метод датирования по кости и дереву (из центральных захоронений курганов). Диапазон возраста всех изученных курганов укладывается в 250-300-летний интервал – от 3360 до 3620 лет назад в некалиброванном летоисчислении.

Согласно полученным сведениям, в срубное время достаточно четко обозначился рост мощности гумусовых горизонтов и в целом гумусированной части профилей (A1+A1B+BA1) черноземов, а также процесса выщелачивания почв от карбонатов при сравнении с черноземами, погребенными в более ранний период катакомбной культуры среднего бронзового века (табл.1).

Таблица 1. Изменение морфологических свойств черноземов типичных современного периода в центре лесостепи Восточно-Европейской равнины за последние 4200 лет

Почвенный признак, % от современных значений	Хроноинтервалы, лет ВР и количество изученных курганов (n)		
	4200-3700 л. н. n=5	3600-3400 л. н. n=9	2600-2200 л. н. n=16
мощность А1	57.0±4.6	69.3±6.2	95.6±6.4
мощность А1 + А1В+ВА1	73.9±2.3	80.0±1.0	99.2±4.0
глубина вскипания	24.8±13.2	57.1±3.4	53.1±4.5

Сравнительный анализ подкурганых и современных черноземов показал, что в палеопочвенном пространстве срубного времени на месте современных ареалов черноземов выщелоченных и типичных происходило формирование единого ареала черноземов типичных. Однако внутри этого ареала уже тогда существовали различия по мощности гумусированной части профилей и почвенных горизонтов в целом: палеоаналоги современных черноземов выщелоченных были менее мощными по сравнению с палеоаналогами современных черноземов типичных (табл. 2).

Таблица 2. Морфометрические признаки подкурганых черноземов, погребенных 3600-3400 лет назад, и их фоновых аналогов в ареалах распространения автоморфных черноземов выщелоченных и типичных на территории лесостепи центра Восточно-Европейской равнины

Современный почвенный ареал	Статистический показатель	Мощность, глубина вскипания, см					
		А1	А1В+ВА1	А1+А1В+ВА1	В	профиль	вскипание
Черноземы выщелоченные	подкурганые черноземы, n=6						
	X±δ <sub>x</sub>	30±4.6	18±2.3	48±5.9	25±3.0	109±2.7	24±3.4
	δ	11.26	5.75	14.39	7.31	6.59	8.36
	V, %	37	32	30	29	6	35
	фоновые черноземы, n=6						
	X±δ <sub>x</sub>	52±4.5	21±2.4	73±3.3	32±3.7	134±4.6	111±12.9
	δ	10.97	5.87	8.07	9.12	11.34	31.62
Черноземы типичные	подкурганые черноземы, n=7						
	X±δ <sub>x</sub>	35±4.9	26±2.9	61±4.4	37±5.7	126±7.6	26±4.6
	δ	12.88	7.73	11.67	15.00	18.64	12.05
	V, %	37	30	19	41	15	46
	фоновые черноземы, n=7						
	X±δ <sub>x</sub>	52±5.7	24±3.2	76±6.6	30±4.3	140±6.0	56±4.8
	δ	15.17	8.50	17.58	11.27	14.72	12.58
V, %	29	35	23	38	11	22	

Обнаруженные различия позволяют предполагать существование несоответствий в комбинации факторов почвообразования на месте ареалов черноземов выщелоченных и типичных на протяжении значительной части голоцена. Одной из наиболее вероятных причин этих различий мы считаем разнородный состав почвообразующих пород на месте формирования черноземов выщелоченных и типичных. Выщелоченные черноземы тяготеют к более тяжелым и менее карбонатным почвообразующим породам по сравнению с породами, на которых сформировались черноземы типичные.

Отдельный интерес представляет сравнительный анализ профильного распределения содержания Сорг в подкурганных и фоновых черноземах. Как известно, в почвах после погребения происходит диагенетическое изменение ряда признаков, включающее содержание и запасы гумуса. Снижение содержания органического вещества связывается с процессом его минерализации микроорганизмами, который особенно интенсивно протекает в самых верхних слоях погребенных почв [8]. Именно поэтому, практически всегда содержание углерода органического вещества в подкурганных черноземах оказывается меньшим, чем в фоновых почвах. Считается, что за 250-300 лет, прошедших после погребения, в верхних слоях черноземов теряется около 50 % исходных запасов гумуса, а в дальнейшем интенсивность минерализации органического вещества ослабевает, но, тем не менее, продолжается еще многие тысячелетия: в верхней части погребенных черноземов раннего железного века остается около 40 % исходных запасов гумуса, а в палеочерноземах периодов бронзы – энеолита – около 30 % от исходных запасов [6, 7, 8]. Проведенные нами расчеты показывают, что это лишь самые общие предположения, требующие уточнения (рис. 2).

На рисунке 2 представлены данные послойного распределения содержания гумуса в подкурганных черноземах центра Восточно-Европейской равнины трех разных исторических периодов, выраженные в процентах относительно значений в идентичных слоях современных (фоновых) черноземов. Каждый изучаемый хроносрез обеспечен усредненными характеристиками парных сравнений подкурганных и фоновых черноземов на нескольких (от 4 до 6) участках в пределах рассматриваемой территории.

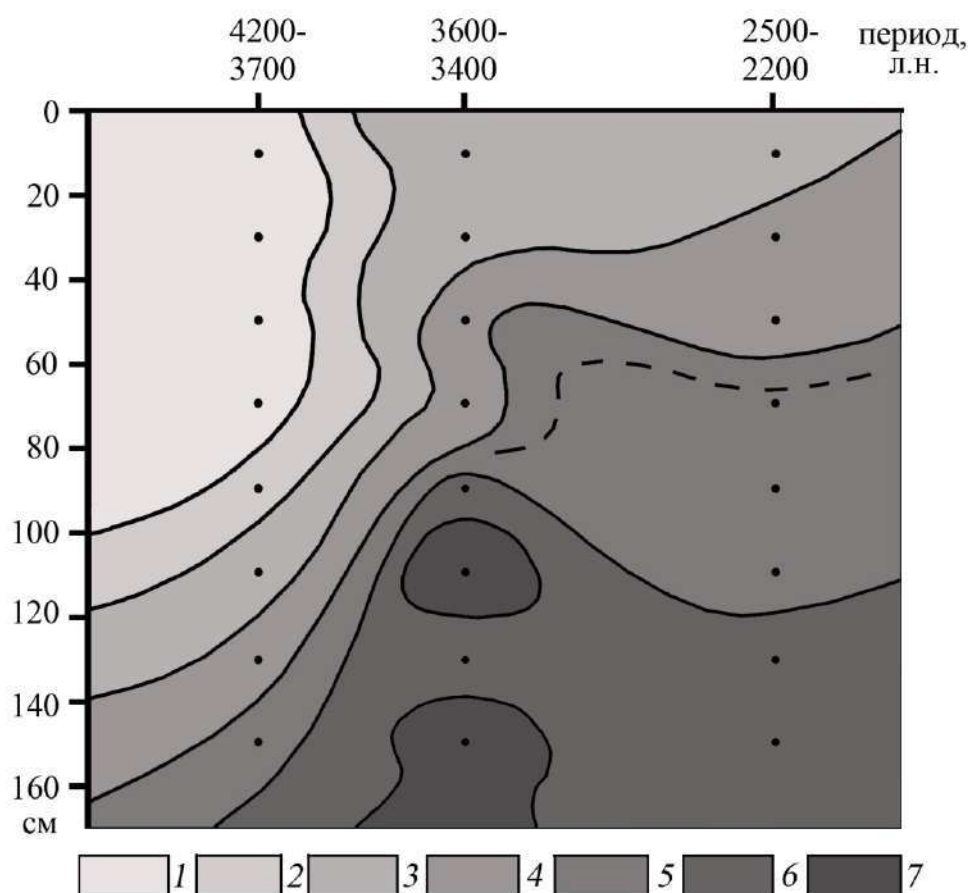


Рис. 2. Распределение содержания гумуса в профилях подкурганных черноземов разных периодов (в % от современных значений) на территории распространения современных черноземов типичных. Содержание гумуса от современного уровня: 1 – менее 50 %; 2 – 50-60 %; 3 – 60-70 %; 4 – 70-80 %; 5 – 80-90 %; 6 – 90-100 %; 7 – более 100 %.

Как видно из рисунка 2, в палеочерноземах срубного времени (3600-3400 л.н.) содержится не меньше, а в отдельных слоях даже больше органического вещества почв по сравнению с палеочерноземами, погребенными примерно на 1 тысячу лет позднее – в скифский период раннего железного века. На этом основании мы можем заключить, что в период распространения срубной культурно-исторической общности климатические условия на территории лесостепи были весьма благоприятны для формирования гумусированной части профилей черноземов, причем данный признак формировался в химическом воплощении заметно быстрее, чем в морфологическом, когда черноземы срубного времени по мощностям гумусовых горизонтов и профилей все еще заметно уступали их аналогам скифского времени (табл. 1, рис. 2).

*Работа выполнена при финансовой поддержке грантов Российского научного фонда, проект № 19-18-00327) (аналитические исследования почв участков Болдыревка и Старая Нелидовка, систематизация и обобщение литературных сведений по изучаемой проблеме, графическая и картографическая интерпретация результатов исследования), а также Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 19-29-05012 (полевые исследования на ключевых участках Болдыревка и Старая Нелидовка, систематизация результатов полевых и лабораторных исследований, проведенных ранее на других ключевых участках).*

Список литературы:

- [1] Александровский А.Л. Эволюция черноземов в регионе среднего течения Дона в голоцене // Почвоведение. - 1984. - № 11. - С. 5-13.
- [2] Ахтырцев Б.П., Ахтырцев А.Б. Лугово-черноземные палеопочвы эпохи бронзы Окско-Донской лесостепи // Почвоведение. – 1990. - № 7. – С. 26-38.
- [3] Возраст и эволюция черноземов / Марголина Н.Я., Александровский А.Л., Ильичев Б.А. и др. - М.: Наука, 1988. - 144 с.
- [4] Геннадиев А.Н. Изменчивость во времени свойств черноземов и эволюция природной среды (Ставропольская возвышенность) // Вестн. Моск. ун-та. – Сер. 5. География. – 1984. - № 5. – С. 10-16.
- [5] Горбунов В.С. Об оценке социально-экономических и организационных структур срубной культурно-исторической общности // Срубная культурно-историческая область: Материалы III Рыковских чтений. Октябрь 1994 года, Саратов. – Саратов: Изд-во Саратов. Ун-та, 1994. - С. 6-7.
- [6] Демкин В.А. Палеопочвоведение и археология: интеграция в изучении природы и общества. - Пушино, 1997. - 212 с.
- [7] Золотун В.П. Развитие почв юга Украины за последние 45-50 веков: Автореф. дис. д-ра с.-х. наук. К., 1974. - 74 с.
- [8] Иванов, И. В. Эволюция почв степной зоны в голоцене. — М. : Наука, 1992. — 143 с.
- [9] Чендев Ю.Г., Иванов И.В. Динамика почвенного покрова на юге Восточной Европы и в Южном Зауралье в суббореальном периоде голоцена // Почвоведение. – 2007. - № 11. – С. 1298-1308.
- [10] Чендев Ю.Г., Лупо Э.Р., Лебедева М.Г., Борбукова Д.А. Региональные особенности климатической эволюции почв южной части Восточной Европы во второй половине голоцена // Почвоведение. – 2015. - № 12. – С. 1411-1423.
- [11] Puzanova T.A., Makeev A.O., Khokhlova O.S., Aseeva E.N., Kurbanova F.G. Holocene signals of climate dynamics in the profiles of soils buried under archaeological objects in the central part of the East European Plain. Proceedings of 17 international multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2017, Soils, Forest ecosystems, "Alexander Malinov" Sofia, Bulgaria, 2017. – Vol. 17. - Pp. 273-281.



ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДРЕВНЕЙШИХ  
ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК ЮГА РОССИИ  
В РАЗВИТИЕ ИДЕЙ А.А. ВЕЛИЧКО

А.Л. Чепалыга

Институт географии РАН, Москва, Россия, tchepalyga@mail.ru

GEOARCHEOLOGICAL STUDIES OF ANCIENT PALEOLITHIC STATIONS IN  
SOUTH RUSSIA IN THE DEVELOPMENT OF A.A. VELICHKO'S IDEAS

A.L. Chepalyga

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Значительную роль в научной жизни профессора Андрея Алексеевича Величко играли геоархеологические исследования на палеолитических стоянках. В частности, им уделялось большое внимание древнейшим памятникам человеческой деятельности на территории нашей страны. Как географу его очень интересовала история развития природы на Земле, и он справедливо считал, что такое грандиозное событие в истории нашей планеты как появление человека и его эволюция, не могут не быть связанными с ходом природных изменений. В частности, таким мощным природным катаклизмом в период, предшествующий формированию первых представителей рода *Homo*, стал мессинский кризис солености в Средиземноморье, который имел место 6,0-5,3 млн. л.н., а время появления человека в Африке датируется временем примерно 3,5 млн. л.н., то есть, почти сразу за кризисом.

В последнее время в связи с открытием олдованской культуры в Европе и Азии возникла проблема этого названия: ряд археологов относит некоторую часть эоплейстоценовых стоянок древнее 0,7-0,8 млн. л.н. к ашелью, а другие – к олдовану. Для решения этой проблемы предлагается применить географическую атрибуцию к этим археологическим терминам. А именно, дифференцировать понятие ашельской культуры двумя разными терминами: **евроашель**- ашель *sensu stricto* для стоянок Европы моложе 0,7-0,8 млн.л.н., а для более древних стоянок Африки и Азии – **афроашель** – ашель *sensu lato*. Подобным образом предлагается ввести два новых термина и для олдована: **афроолдован** *sensu stricto* для Африки и **евроолдован** *sensu lato* (внеафриканский). Оба термина представляются временными до появления сугубо археологической терминологии.

Геоархеология раннепалеолитических стоянок связана с разработанными автором реконструкциями палеобассейнов Понто-Каспия и фаз их развития: акчагыльского, куяльницкого, апшеронского и гурийского. Согласно этим реконструкциям со временем появления человека совпадает прорыв средиземноморских вод в Каспийскую котловину и образование полуморского акчагыльского бассейна, Черноморская котловина в это время была полностью изолирована и залита водами куяльницкого моря солоноватоводного типа.

Ранее считалось, что нет свидетельств эволюции каменных орудий олдованской культуры. В связи с этим предлагается рассмотреть ее в связи с изменениями природных условий. Первая волна миграций носителей олдованской культуры из Африки 1,8-1,5 млн.л.н. охватила Аравию, Ближний Восток, Кавказ и Южный Крым. Эти люди пользовались наиболее примитивными (одноударными, без фасеток) орудиями, уже использовали огонь, однако еще нет признаков изготовления одежды и жилищ. В то же время миграция с юга на север дошла до 45° с.ш. (половина расстояния от экватора до полюса) и резко повернула на запад в Европу, что может быть связано с климатическими ограничениями. Вторая волна миграции 1,5-0,8 млн. л.н. сопровождалась появлением орудий нового типа – билл-хуков, проколок и др., то есть, приспособлений, необходимых при обработке кожи и изготовления одежды и жилищ. Такие орудия обнаружены на возможной технологической площадке стоянки Байраки, где реконструирована каменная выкладка-вымостка со следами золы как вероятная мастерская по обработке шкур.

Реальные изменения археологической культуры олдована выявлены в последнее время в верхах разреза стоянки Мухкай [1], где найдены орудия, более прогрессивные, чем олдованские чопперы, чоппинги и др. После 1 млн. л.н. появляются унифасы и ручные

рубил ашельского типа – бифасы и др., что, возможно, связано с похолоданием климата и необходимостью утепления одежды и жилищ.

Таким образом, использование методов геоархеологии позволяет выявить основные факторы эволюции археологических культур, связанные с изменениями климата и колебаниями уровня моря, что будет способствовать выявлению некоторых деталей взаимодействия человека с окружающей природной средой.

Список литературы:

[1] Амирханов Х.А. Северный Кавказ: начало преистории. Москва. МавраевЪ. – 2016. – 343 с.

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
РАННЕСРЕДНЕВЕКОВЫХ ПОСЕЛЕНИЙ В ДНЕПРО-ДВИНСКОМ РЕГИОНЕ  
(НА ПРИМЕРЕ ПАМЯТНИКОВ ГНЁЗДОВО И ШНИТКИНО)**

**Л.В. Шашерина<sup>1</sup>, С.А. Стефутин<sup>2</sup>, С.С. Зозуля<sup>2</sup>, А.В. Панин<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, lida.sh.vs@gmail.com

<sup>2</sup>Государственный исторический музей, Москва, Россия, s.stefutin@mail.ru

**GEOMORPHOLOGICAL CONDITIONS OF THE ANCIENT RUSSIAN SETTLEMENTS'  
FORMATION ALONG THE DVINA-DNIEPER REGION  
(THE EXAMPLE OF THE GNIEZDOVO AND SHNITKINO SITES)**

**L.V. Shasherina<sup>1</sup>, S.A. Stefutin<sup>2</sup>, S.S. Zozulya<sup>2</sup>, A.V. Panin<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>State Historical Museum, Moscow, Russia

В последнее время интерес как геоморфологов, так и археологов вызывает палеорельеф участков древнерусских поселений, расположенных в долинах рек [1-3, 6-10]. Цель настоящей работы - реконструкция геоморфологических условий формирования торговых поселений, тесно связанных с гидросетью региона. Объект исследования – участки речных долин, заселённые в раннем средневековье (IX-XI вв.). В центре нашего внимания участок долины реки Днепра в районе археологического памятника Гнёздово (Смоленская область) и участок долины реки Торопы в районе археологического памятника Шниткино (Тверская область). Оба памятника находятся на торговом водно-волоковом пути «Из варяг в греки», о чём свидетельствуют находки торговых и ремесленных артефактов. По изучаемой территории проходит граница максимального распространения валдайского оледенения, которая отделяет рельеф с различным возрастом ледниковых форм и степенью денудационного преобразования. Климатические реконструкции позднего голоцена по спорово-пыльцевым данным [2, 4] указывают на повышение средних температур на 1,5–2° и одновременное падение количества осадков в период средневекового климатического оптимума (СКО), примерно с 1175 до 975 л.н. В таких условиях уровни рек в половодье и межень понижались, что сказывалось на тенденциях осадконакопления в речных долинах и на особенностях расселения человека.

На ключевых участках выполнен комплекс геолого-геоморфологических работ: описание и картографирование рельефа, ручное и механическое бурение по профилям, изучение отложений в шурфах, траншеях и археологических раскопах, последующее применение радиоуглеродного датирования и метода оптически стимулированной люминесценции. Теперь кратко охарактеризуем ключевые участки исследования и полученные результаты.

**Гнёздово.** Археологический комплекс Гнёздово находится в 14 км к западу от города Смоленска, близ деревни Гнёздово. Памятник считается крупнейшим скоплением курганов в Европе, но помимо курганных групп здесь присутствуют городище и несколько селищ [5]. На территории археологического комплекса Гнёздово были детально исследованы территория Днепровской курганной группы (ДКГ) и находящееся выше по течению

Центральное селище (ЦС). Геоморфологические исследования в районе ЦС ведутся с 2005 г. [6], по материалам с этого участка уже опубликован ряд работ [1, 11]. Подробнее нами были изучены окрестности ДКГ.

Курганы расположены на ровной позднеплейстоцен-раннеголоценовой надпойменной террасе и её склоне. К террасе прилегают три разновозрастные генерации поймы: раннеголоценовая (пребореальная), раннесубатлантическая и позднесубатлантическая (рис.1).

Возведение курганов, как и поселений, не могло быть приурочено к постоянно затапливаемым участкам долины. Днепровские курганы спускаются по мысовидному уступу террасы до высоты над урезом 9 м – это та отметка, которой могла достигать предельная высота паводков в гнёздовское время (IX-XI вв.). Уже известно, что раннесредневековый культурный слой на Центральном селище, лежащий ниже 7 м над современным меженным урезом, переслаивается с аллювием. Это подтверждает, что максимальная высота подъёма уровня Днепра в средневековье была ниже современной [1].

Согласно полученным данным, раннеголоценовая и раннесубатлантическая пойменные генерации в гнёздовское время уже существовали. В строении раннеголоценовой наиболее высокого уровня поймы отмечается палеопочва, датируемая периодом 2400-610 кал.л.н. Это означает, что в данный период пойма затапливалась крайне редко. Раннесубатлантическая пойма затапливалась всегда, так как даже сейчас её высота ниже высоты подъёма уровня Днепра в маловодный СКО. Русло Днепра в гнёздовское время располагалось не ближе чем в 100–200 м южнее края террасы с курганной группой (рис. 1). Напротив курганной группы русло с гнёздовского времени своё положение не меняло, выше по течению – медленно отступало к югу, формируя пологую излучину, наблюдаемую в современных очертаниях русла.

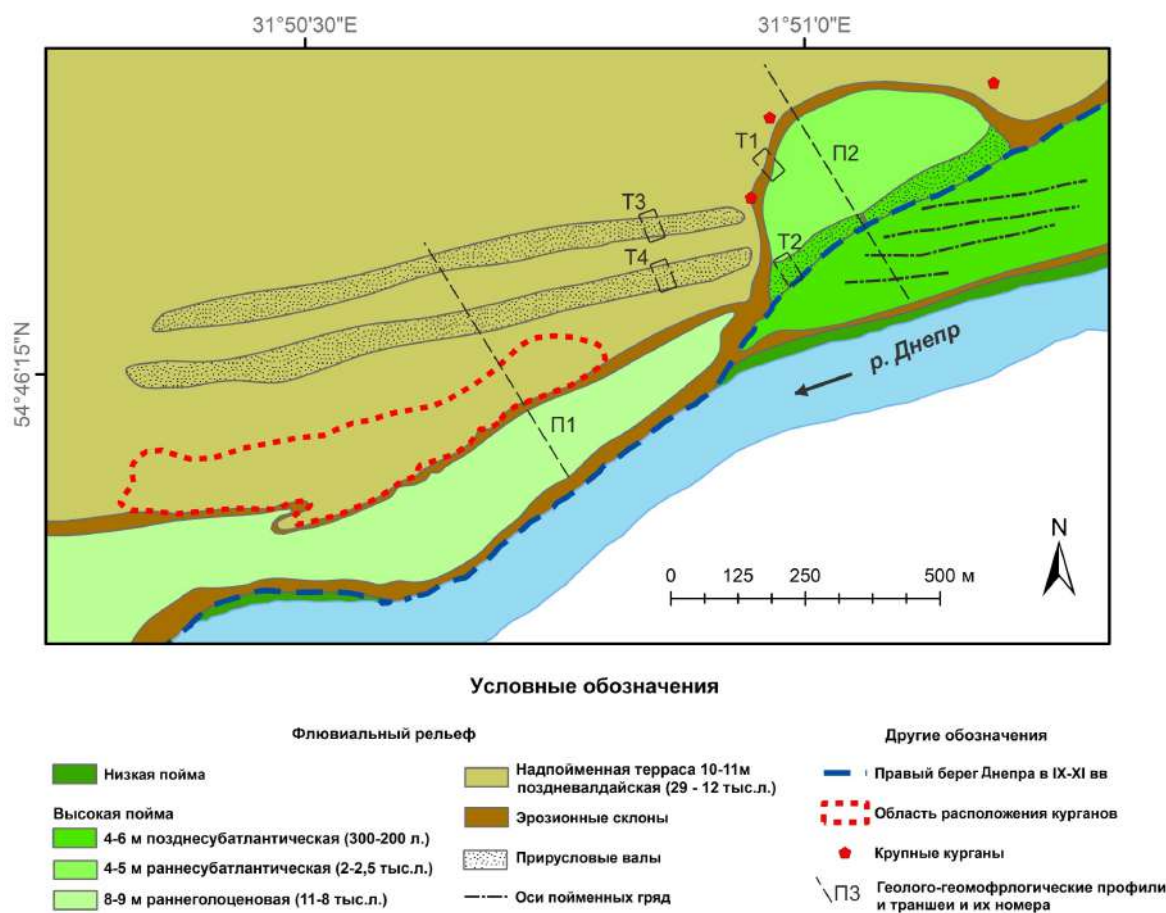


Рис 1. Рельеф правобережья Днепра в районе Днепровской курганной группы.

Культурный слой в пределах ДКГ, в отличие от участка ЦС, не был найден. Кроме курганов на изученном участке нет других признаков деятельности средневековых людей. Пойма не осваивалась, вероятно, ввиду ее болотистого характера, причиной которого могла служить разгрузка грунтовых вод в уступе террасы, где под относительно маломощным песчаным аллювием залегают водоупорные суглинки и алевриты фации аллювия пойменных водоёмов. Кроме этого, ширина поймы в среднем составляет 100 м, в то время как на участке ЦС пойма того же возраста имеет ширину 300 м. Возможно, ширина поймы, а особенно её незаболоченной части, определяет комфортность условий для долговременного поселения.

В обжитой части долины Днепра люди использовали внутриводные озёрные котловины для деятельности, связанной с судоходством и ремёслами. Суда могли заходить в озеро Бездонка как во внутреннюю гавань, где могли быть отремонтированы или защищены от повреждений ледоходом [1]. Озеро Камыши, скорее всего, использовалось в качестве источника воды для высокотемпературных производств, находящихся на его берегу [9]. Расцвет поселений археологического комплекса пришёлся на вторую половину X в., тогда же отмечается и рост могильника [9]. Упадок Гнёздова случился между XIII и XIV вв., а через некоторое время после этого на Днепре резко возросла частота и высота паводков, на ранее не затапливавшихся участках поймы возобновилось накопление аллювия.

**Шниткино.** Памятник Шниткино расположен вблизи одноимённой деревни на западе Тверской области, в среднем течении реки Торопы. Селище Шниткино находится на поверхности водно-ледниковой террасы и её склоне к заболоченной пойме оз. Шниткино (рис. 2). Данное озеро проточное, река Торопа протекает через него в направлении с севера на юг, а заболоченная пойма озера сливается с речной поймой. По результатам геолого-геоморфологического изучения озёрно-речной системе Торопа-Шниткино была выявлена стабильность берегов озера и аккумулятивная динамика в его котловине.

Форма залегания культурного слоя раннего средневековья показывает, что рельеф поверхности, на которой жили люди, почти не изменился. Берег был круче современного, а уровни озера и прилегающей к нему поймы в период функционирования поселения были ниже примерно на 0,5 м. При этом спуск культурного слоя на заболоченную пойму свидетельствует о низких подъёмах уровня воды, никак не трансформировавших рельеф берега: культурный слой не был размыв или занесён аллювием, а сейчас он погребён под торфом, делювиальными и пролювиальными отложениями.

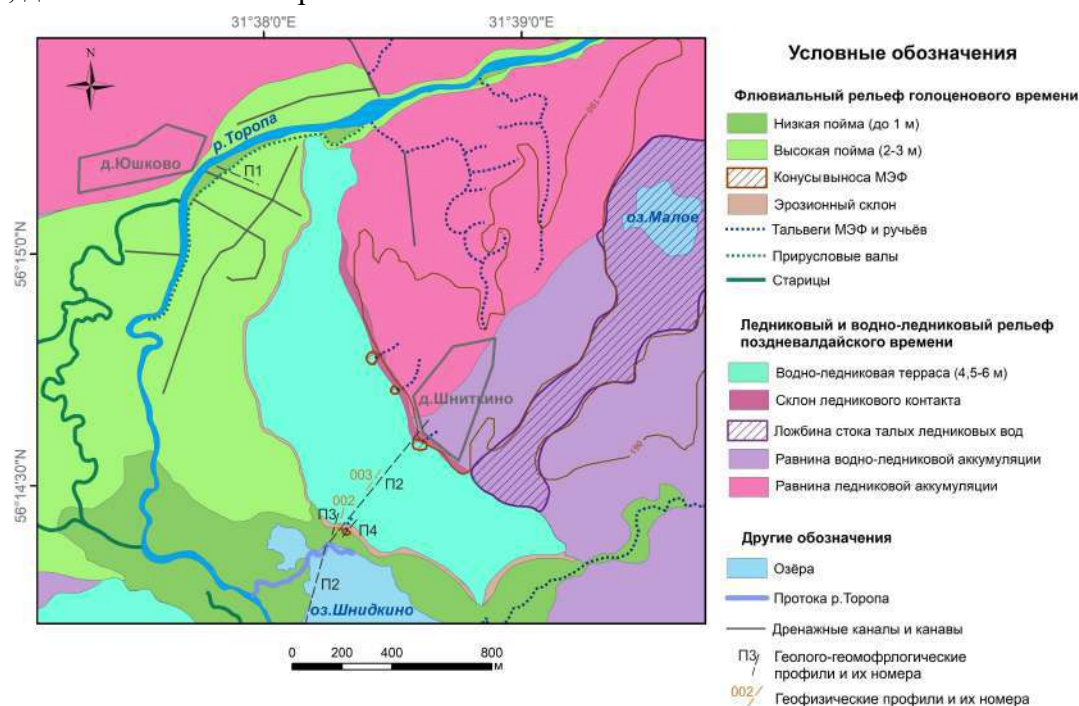


Рис 2. Рельеф окрестностей памятника Шниткино.

О высоте паводков в IX-XI вв. можно судить и по глубокой яме с обожжёнными камнями в археологическом раскопе на водно-ледниковой террасе. Её дно не могло быть подтоплено половодьем, так как яма использовалась для хранения либо была частью мастерской [10]. Предельная высота паводков не могла быть выше дна ямы – 1,2 м над современным урезом. Это та высота, до которой, в среднем, доходит подъём уровня в современное половодье.

Режим слабой поёмности подтверждают биоанализ и почвенная микроморфология торфа заболоченной поймы близ памятника [3]. Для слоя торфа с культурными остатками подтверждена обводнённость, слабая проточность, ненарушенность, а также выявлены признаки почвообразовательных процессов. Не прекращавшееся осадконакопление всей пачки отложений происходило в субаквальных или водно-болотных условиях.

Шниткино населяли люди, которые занимались ювелирным и кузнечным ремёслами, ткачеством и сельским хозяйством [10]. Положение поселения выше уровня половодья и стабильность берега позволяли не бояться речного размыва. Близость к проточному озеру позволяла использовать водные и биологические ресурсы, а также сплавляться по реке Торопе к соседним поселениям и, возможно, в другие речные бассейны. В СКО условия для плавания по малым и особенно порожистым рекам были неблагоприятными. Не исключено, что с такими проблемами сталкивались и жители Шниткино и, имея удачное расположение на озёрном берегу, не могли пришвартовать к нему свои суда, либо пристань находилась глубже, на окраине слабопроточной заболоченной поймы. В любом случае на берегу оз. Шниткино могла существовать пристань только для небольших лодок-однодревок.

**Геоморфологический фактор формирования долинных поселений.** Климатические пространственно-временные закономерности расселения людей по территории северо-запада России установлены для верховьев Западной Двины и Волги [8]: климатически контролируемая смена маловодных периодов многоводными сопровождалась переселением людей на более высокие уровни долин. Во время СКО паводковая активность рек уменьшалась, что позволяло людям осваивать поймы, ныне затапливаемые или заболоченные.

В случае с такими крупными реками, как Западная Двина или Днепр, надпойменные террасы, особенно ближайшая к руслу позднеплейстоцен-голоценовая, и высокие поймы были наиболее удобными местами для поселения в раннем средневековье. Это подтверждает анализ расположений памятников поселенческого типа, описанных в Археологической карте России Смоленской и Тверской областей [5, 7].

В долине верхнего Днепра раннесредневековые поселения расположены на близких к руслу надпойменных террасах и высоких не затапливавшихся в СКО поймах. Памятники на берегах Днепра обнаруживаются на минимальных высотах до 6-7 м над урезом – ныне затапливаемых территориях. В долинах притоков селища располагаются ближе к руслам (вплоть до 2 м над урезами небольших ручьёв), как и по берегам озёр.

В областях, покрывавшихся последним оледенением, речная сеть, особенно малые водотоки, не способна вместить поселения в свои узкие долины, и больше памятников можно найти на междуречьях. В бассейне р. Торопа находятся 78 раннесредневековых памятников поселенческого типа. Из них только 6% расположены на поймах рек, 78% на озёрных (водно-ледниковых) террасах и 16% на междуречьях. Это означает, что именно высокие террасы были приоритетными при выборе места поселения в раннем средневековье. Такие террасы прилегают к большим озёрам, в раннем средневековье (как и сейчас) они не затапливались в половодье, что подтверждается реконструкциями изменения уровня режима рек и озёр верховьев Западной Двины по археолого-геоморфологическим данным [8] и собственным фактическим материалом – аллювий не перекрывает данные террасы даже на участках долины с аккумулятивной динамикой развития.

Таким образом, несмотря на отсутствие в долинах малых рек надпойменных террас, люди находили места для поселения на террасах ледникового происхождения (зандровых, озёрно-ледниковых, камовых).

Обобщающими результатами изучения двух памятников являются три вывода.

1. Основание средневековых поселений в речных долинах Северо-Запада Русской равнины тяготело к участкам, где формировались озёрные водоёмы. Механизм образования долинных озер различался в связи с различиями послеледниковой истории речных долин; в ледниковой области это могли быть остаточные озера (оз. Шниткино), в приледниковой – связанные с пойменными и русловыми переформированиями флювиальной природы (оз. Камыши и Бездонка).

2. Во время средневекового климатического оптимума голоцена паводковая активность рек уменьшалась, что позволяло людям в данном регионе осваивать поймы.

3. В позднем голоцене в развитии речных долин доминировали процессы аккумуляции, вследствие чего некоторые участки ранее заселённых территорий оказались погребёнными под аллювиальными (в Гнёздово) или озёрно-болотными, делювиальными (в Шниткино) отложениями.

Список литературы:

[1] Бронникова М.А., Панин А.В., Шеремецкая Е.Д., Борисова О.К., Успенская О.Н., Пахомова О.М., Мурашева В.В., Беляев Ю.Р., Бобровский М.В. Формирование поймы Днепра в районе Гнёздовского археологического комплекса в среднем и позднем голоцене. Гнёздовский археологический комплекс: Материалы и исследования. Труды Государственного исторического музея. Москва. – 2018. – Вып. 1. 210. – С. 28-67.

[2] Еремеев И. И., Дзюба О. Ф. Очерки исторической географии лесной части Пути из варяг в греки. Археологические и палеогеографические исследования между Западной Двиной и озером Ильмень. – Санкт-Петербург. Нестор-История. – 2010. – 670 с.

[3] Карпова Ю. О., Бронникова М.А., Панин А.В., Стефутин С.А., Успенская О.Н., Шашерина Л.В. Палеоэкологическая реконструкция условий формирования озерно-аллювиальных отложений на территории раннесредневекового селища Шниткино (Тверская область). IV Молодежная конференция «Почвоведение: Горизонты будущего». Почвенный институт им. В.В. Докучаева. – Москва. – 2020. – С. 98-100.

[4] Климанов В. А., Хотинский Н. А., Благовещенская Н. В. Колебания климата за исторический период в центре Русской равнины // Известия АН СССР. Сер. географическая. – 1995. – № 1. – С. 89–96.

[5] Краснов Ю.А., Михальченко С.Е., Патрик Г.К. /Малиновская Н.В. (ред.). Археологическая карта России. Смоленская область. Часть 1. = Москва. ИА РАН. – 1997. – 304 с.

[6] Мурашева В.В., Панин А.В., Фетисов А.А. Междисциплинарные исследования в археологии (по результатам исследования Гнёздовского археологического комплекса). //Средние века. – 2009. – Вып 70(3). – С. 132-148.

[7] Нефёдов В.С. Археологическая карта России. Тверская область. Часть 2. / Кашкин А.В., Король Г.Г.(ред.). – Москва. ИА РАН. – 2007. – 440 с.

[8] Панин. А.В. Нефёдов В.С. Анализ изменения уровня режима рек и озёр в верховьях Волги и Западной Двины по археолого-геоморфологическим данным. //Водные ресурсы. – 2010. – Т.37. – №1. – С. 17-32

[9] Пушкина Т.А., Мурашева В.В., Енисова Н.В. Гнёздовский археологический комплекс. Русь в IX–XI веках: археологическая панорама./ Н.А. Макаров (ред.). – ИА РАН. – Москва, Вологда. Древности Севера. – 2012. – С. 242-273.

[10] Стефутин С.А. Археологические исследования селища Шниткино в 2015-2017 гг. //Археологические открытия. 2017 год./ Н.В. Лопатин (ред.). Москва. ИА РАН. – 2019. – С. 69-70.

[11] Panin A. V., Adamiec G., Arslanov K. A., Bronnikova M. A., Filippov V. V., and Sheremetskaya E. D. Absolute chronology of fluvial events in the upper Dnieper river system and its palaeogeographic implications. *Geochronometria*, 41(3), – 2014. – P. 278–293

**ИЗУЧЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСТАТКОВ КОСТРОВИЩ С ОЦЕНКОЙ ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ВИДОВ ТОПЛИВА НА АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКАХ СУРУНГУР (ФЕРГАНСКАЯ ДОЛИНА) И ИСТЫКСКАЯ ПЕЩЕРА (ПАМИР)**

**М.В. Шашков<sup>1,2</sup>, А.А.Жданов<sup>1</sup>, Т. Чаргынов<sup>3</sup>, С. Алишер кызы<sup>2,4</sup>, И.Е. Дедов<sup>4</sup>,  
Н. Сайфуллоев<sup>5</sup>, С.В. Шнайдер<sup>2,4</sup>**

<sup>1</sup>Институт катализа им. Г.К. Борескова СО РАН, shashkov@catalysis.ru.

<sup>2</sup>Международная лаборатория «Археозоология в Сибири и Центральной Азии» ZooSCAn, IRL 2013, Национальный центр научных исследований – Институт археологии и этнографии СО РАН, sveta.shnayder@gmail.com

<sup>3</sup>Кыргызский Национальный университет, tima\_chargynov@mail.ru

<sup>4</sup>Институт археологии и этнографии СО РАН, sveta.shnayder@gmail.com

<sup>5</sup>Институт истории, археологии и этнографии им. А.Дониша АН РТ, sayfulloev.nuritdin@gmail.com

**STUDY OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF THE FIRE PLACE'S REMAINS WITH AN ASSESSMENT OF THE USED FUEL TYPES FROM ARCHAEOLOGICAL SITES SURUNGUR (FERGHANA VALLEY) AND ISTYK CAVE (PAMIR)**

**M. V. Shashkov<sup>1,2</sup>, A. A. Zhdanov<sup>1</sup>, T. Chargynov<sup>3</sup>, S. Alisher kyzy<sup>2,4</sup>, I. E. Dedov<sup>4</sup>,  
N. Sayfulloev<sup>5</sup>, S. V. Shnaider<sup>2,4</sup>**

<sup>1</sup>Boreskov Institute of Catalysis SB RAS.

<sup>2</sup>International Laboratory "Archeozoology in Siberia and Central Asia" ZooSCAn, IRL 2013, National Center for Scientific Research-Institute of Archeology and Ethnography SB RAS.

<sup>3</sup>Kyrgyz National University.

<sup>4</sup>Institute of Archeology and Ethnography SB RAS.

<sup>5</sup>A. Donish Institute of History, Archeology and Ethnography, Academy of Sciences of the Republic of Tajikistan.

Следы использования огня являются важным археологическим источником, их анализ позволяет реконструировать особенности быта и адаптационных стратегий древнего человека. Применение междисциплинарного подхода к их изучению позволяет реконструировать температуру горения, виды топлива, длительность горения, параметры очага (площади кострища, центра очага, температурного порога) [2]. Мультидисциплинарный подход получил широкое распространение в 1980-х годах, с этого времени применение химических методов становится обязательным при проведении подобных исследований [6]. В работе применен данный подход при изучении пеплосодержащих прослоев памятников Сурунгур (Ферганская долина, Кыргызстан) и Истыкская пещера (Восточный Памир, Таджикистан) с использованием методов газовой хроматографии с масс-спектрометрическим детектированием и (ГХ/МС) и рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) с целью определения использовавшихся типов топлива.

**Истыкская пещера** располагается в юго-западной части Восточного Памира (ГБАО, Таджикистан) на левом берегу р. Сулистык на 7–12 м террасе, абсолютная высота над уровнем моря – 4060 м. Изучение памятника проводилось в 1970-е гг. [1] и было возобновлено силами российско-таджикской экспедиции в 2018 г. Согласно результатам новых исследований на памятнике выделяется три основных культурных слоя [4], маркирующих практически непрерывное заселение человеком начиная с 13,8 тыс. л.н. [7]. В ходе работ на памятнике Истыкская пещера выделена серия пеплосодержащих прослоев в слоях 1 и 2, в третьем слое кострищ не выявлено, свидетельства использования огня здесь представлены углями и обожженными костями. Всего из разреза раскопа 2019 г. отобрано 22 образца из пеплосодержащих прослоев и вмещающих отложений. Для них были получены данные об основном неорганическом составе (РФА) и содержаниях ряда биомаркеров, включая спирты, алканы, альдегиды и копростанолы методом ГХ/МС. Сопоставление

результатов двух методов позволило определить, что практически для всех отобранных образцов, за некоторыми исключениями, характерно использование смешанного типа топлива, в котором содержатся следы трав/навоза и древесины. Что говорит о том, что в экстремальных условиях высокогорий не было избирательности при выборе топлива. Тем не менее, в слоях 1 и 2 соотношение биомаркеров (алканов) и элементов (кремний, калий, фосфор) указывает на преобладание остатков навоза в пепловых остатках. В данном случае благодаря наличию в отложениях характерных фекальных маркеров – копростанолов, мы можем говорить именно об использовании навоза в качестве топлива, а не травы. Данный факт позволяет предположить, что навоз не просто был случайно занесен в костры, а систематически сжигался в качестве топлива.

**Грот Сурунгур** располагается в Ферганской долине (Южный Кыргызстан), в 10 км от города Айдаркен (с. Эшме) на высоте над уровнем моря – 1650 м. Памятник изучается силами российско-кыргызской экспедиции с 2017 г [3]. Здесь выделяются три основных культурных горизонта, которые содержат 17 пепловых прослоев. Серия проведенного радиоуглеродного датирования показала, что памятник датируется периодом от 9,5 до 3,3 тыс. л.н. [5]. Из части пеплосодержащих прослоев и из вмещающих отложений отобраны образцы на проведение ГХ/МС и РФА анализов. Результаты показали, что в течение всего периода обживания памятника использовалось смешанное топливо (дерево+травы/навоз).

Проведенное исследование указывает на эффективность применения химических методов при изучении пеплосодержащих прослоев археологических памятников средне- и высокогорий Центральной Азии. Наблюдается, что в голоценовый период в районе расположения памятника Сурунгур не было дефицита древесного сырья, и оно использовалось для получения огня на протяжении всего обживания памятника. В высокогорьях, в районе расположения Истыкской пещеры, судя по всему, был дефицит древесного топлива, что спровоцировало использование альтернативного топлива – навоза.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ №18-09-40081 «Археологические памятники высокогорий запада Центральной Азии (Памир и Алайская долина) в контексте первоначального заселения человеком высокогорий: культурная динамика, хронология, палеогеография» и проекта РНФ № 19-78-10053 «Происхождение производящего хозяйства в горной части Центральной Азии»*

Список литературы:

- [1] Жуков В.А. Работы Маркансуйского археологического отряда в 1976 г. // Археологические работы в Таджикистане. – 1982. – Вып. 16. – С. 31–40.
- [2] Нестерова, М.С. Очажные устройства в эпоху палеометалла (Западная Сибирь). – Новосибирск. – ИАЭТ СО РАН. – 2019. – 271 с.
- [3] Оленченко В. В., Цибизов Л. В., Осипова П. С., Козлова М. П., Шнайдер С. В., Алишер кызы С., Чаргынов Т. Результаты геофизических исследований памятника Сурунгур (Южный Кыргызстан) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2019. - Т. XXV. – С. 181–186.
- [4] Шнайдер С.В., Сайфулоев Н.Н., Алишер-кызы С., Рудая Н.А., Дедов И.Е., Зоткина Л.В., Жуков В.А., Караев А., Наврузбеков М., Алексеичева В.В., Кривошапкин А.И. Первые данные изучения многослойного памятника Истыкская пещера (Восточный Памир, Таджикистан) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2019. – Т. XXV. – С. 293–298. <https://doi.org/10.17746/2658-6193.2019.25.293-298>.
- [5] Шнайдер С.В., Жилич С.В., Федорченко А.Ю., Рендю В., Пархомчук Е.В., Алишер кызы С., Оленченко В.В., Цибизов Л.В., Сердюк Н.В., Зеленков Н.В., Чаргынов Т.Т., Кривошапкин А.И. Сурунгур - новый памятник раннего голоцена в Ферганской долине // Stratum plus. Археология и культурная антропология. – 2021. – № 2. – С. 319-337
- [6] March R. L'étude des structures de combustion préhistoriques: une approche interdisciplinaire // XIII Intern. Congress of prehistoric and protohistoric sciences. – Forli. – 1996. – P. 251–275.
- [7] Shnaider S.V., Kolobova K.A., Filimonova T.G., Taylor W., Krivoshapkin A.I. New insights into the Epipaleolithic of western Central Asia: The Tutkaulian complex // Quaternary International. – 2020. – Vol. 535. – P. 139–154.



## АНАЛИЗ ЛИПИДНЫХ БИОМАРКЕРОВ ИЗ КЕРАМИКИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАМЯТНИКА ИСТЫКСКАЯ ПЕЩЕРА

М.В. Шашков<sup>1,2</sup>, А.А. Жданов<sup>1</sup>, С. Алишер кызы<sup>2,3</sup>, Н. Сайфуллоев<sup>4</sup>,  
С.В. Шнайдер<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Институт катализа им. Г.К. Борескова СО РАН, shashkov@catalysis.ru.

<sup>2</sup>Международная лаборатория «Археозоология в Сибири и Центральной Азии» ZooSCAn, IRL 2013, Национальный центр научных исследований – Институт археологии и этнографии СО РАН, sveta.shnayder@gmail.com

<sup>3</sup>Институт археологии и этнографии СО РАН, sveta.shnayder@gmail.com

<sup>4</sup>Институт истории, археологии и этнографии им. А.Дониша АН РТ, sayfulloev.nuritdin@gmail.com

## THE LIPID BIOMARKER ANALYSIS OF POTTERY FROM THE ISTYK CAVE HOLOCENE DEPOSITS

M. V. Shashkov<sup>1,2</sup>, A. A. Zhdanov<sup>1</sup>, S. Alisher kyzy<sup>2,3</sup>, N. Sayfulloev<sup>4</sup>, S. V. Shnaider<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Boreskov Institute of Catalysis SB RAS.

<sup>2</sup>International Laboratory "Archeozoology in Siberia and Central Asia" ZooSCAn, IRL 2013, National Center for Scientific Research-Institute of Archeology and Ethnography SB RAS.

<sup>3</sup>Institute of Archeology and Ethnography SB RAS.

<sup>4</sup>A. Donish Institute of History, Archeology and Ethnography, Academy of Sciences of the Republic of Tajikistan.

При проведении современных археологических исследований все больше применяются методики смежных дисциплин при изучении различных аспектов жизни древнего населения. Благодаря чему становится возможным говорить о таких аспектах жизни как состав пищи, способы ее приготовления и т.д. В рамках настоящего исследования проведено изучение фрагментов керамики, обнаруженных при проведении полевых работ на памятнике Истыкская пещера. Истыкская пещера располагается в юго-западе части Восточного Памира (ГБАО, Таджикистан) на левом берегу р. Сулистык на абсолютной высоте над уровнем моря – 4060 м. В ходе полевых работ 2018-2019 гг. на памятнике выделяются три основных культурных горизонта, первый относится к периоду бронзового века-средневековья, второй – к периоду 9–6 тыс. л.н., третий – 13–11 тыс. л.н. [1, 2]. В данной работе применен подход к изучению керамики методами газовой хроматографии с масс-спектрометрическим детектированием и (ГХ/МС) и рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Методом ГХ/МС изучали органические экстракты из керамики с целью определения содержания и соотношения биогенных липидов (жирных кислот). Методом РФА изучали элементный состав неорганической части керамики. Анализу были подвергнуты обнаруженные фрагменты керамики в слоях 1 (542) и 2 (2.1).

Элементный анализ керамики выявил следующие результаты. Состав керамики 1го и 2го слоя, показал, что для изготовления данных образцов использован чистый глинозем (глина). Для образца из слоя 1 (542х) помимо глинозема использовались другие материалы, включая гипс и известняк.

ГХ/МС анализ выявил в образцах свидетельства хранения пищевых продуктов, а именно здесь обнаружены липиды с преобладанием пальмитиновой (C16:0) и стеариновой (C18:0) кислот. Данные остатки свидетельствуют об использовании, хранении и переработки пищи животного происхождения в сосудах, являвшихся остатками найденной керамики [3]. Соотношения кислот, а также другие минорные липидные примеси показали, что все осколки керамики содержит остатки молочного жира. А остатки керамики второго слоя (образец, 2.1) также, вероятно, содержит примесь подкожного жира животных.

Таким образом, химический состав керамики с памятника Истыкская пещера дополняет и углубляет ранее полученные сведения о развитии хозяйственной деятельности человека,

заселявшего пещеру в период среднего и позднего голоцена. Обнаружение липидов, маркирующих хранение молочных продуктов в керамике позволяет поставить о наличии молочного производства в высокогорных районах Центральной Азии начиная уже с периода среднего голоцена.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ №18-09-40081 «Археологические памятники высокогорий запада Центральной Азии (Памир и Алайская долина) в контексте первоначального заселения человеком высокогорий: культурная динамика, хронология, палеогеография»*

Список литературы:

[1] Шнайдер С.В., Сайфулоев Н.Н., Алишер-кызы С., Рудая Н.А., Дедов И.Е., Зоткина Л.В., Жуков В.А., Караев А., Наврузбеков М., Алексейцева В.В., Кривошапкин А.И. Первые данные изучения многослойного памятника Истыкская пещера (Восточный Памир, Таджикистан) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2019. – Т. XXV. – С. 293–298. <https://doi.org/10.17746/2658-6193.2019.25.293-298>.

[2] Shnaider S.V., Kolobova K.A., Filimonova T.G., Taylor W., Krivoschapkin A.I. New insights into the Epipaleolithic of western Central Asia: The Tutkaulian complex // Quaternary International. – 2020. – Vol. 535. – Pp. 139–154.

[3] Carrer, F., Colonese, A. C., Lucquin, A., Petersen Guedes, E., Thompson, A., Walsh, K., ... & Craig, O. E. Chemical analysis of pottery demonstrates prehistoric origin for high-altitude alpine dairying. Plos one. – 2016, – No. 11(4), e0151442.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ТРАДИЦИЙ НА АЛТАЕ

**М.В. Шуньков<sup>1</sup>, А.К. Агаджанян<sup>2</sup>, Н.С. Болиховская<sup>3</sup>, М.Б. Козликин<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, [shunkov77@gmail.com](mailto:shunkov77@gmail.com)

<sup>2</sup>Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия, [aagadj@paleo.ru](mailto:aagadj@paleo.ru)

<sup>3</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия, [nbolikh@geogr.msu.ru](mailto:nbolikh@geogr.msu.ru)

## PALEO GEOGRAPHIC CONTEXT OF THE DEVELOPMENT OF PALEOLITHIC TRADITIONS IN THE ALTAI

**M.V. Shunkov<sup>1</sup>, A.K. Agadzhanian<sup>2</sup>, N.S. Bolikhovskaya<sup>3</sup>, M. B. Kozlikin<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Archaeology and Ethnography, SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Borissiak Paleontological Institute, RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Moscow State University, Moscow, Russia

Ключевым объектом изучения древнейшей истории Северной и Центральной Азии и процессов взаимодействия между группами гомининов, населявших эту территорию на протяжении последних 300 тыс. лет является Денисова пещера, расположенная в долине р. Ануй на северо-западе Алтая. В настоящее время наиболее полно изученными в археологическом, биостратиграфическом и хроностратиграфическом отношениях являются плейстоценовые отложения в центральном зале и восточной галерее пещеры [1–3]. В публикации представлена общая характеристика динамики природно-климатических условий в окрестностях пещеры во время формирования ее плейстоценовой толщи.

Археологическая летопись пещеры начинается с ранней стадии среднего палеолита, представленной находками в толще тяжелых охристо-палевых суглинков слоя 22 в центральном зале, кровля которой имеет ОСЛ-возраст  $287 \pm 41$  тыс. л.н. Выше залегают культуросодержащие слои 21 и 20, датированные в диапазоне  $250 \pm 44 - 170 \pm 19$  тыс. л.н. В восточной галерее ранней стадии среднего палеолита соответствуют темно-серые осадки слоев 15 и 14 с хронологическим интервалом  $203 \pm 14 - 187 \pm 14$  тыс. л.н. Палеогеографические показатели условий формирования этих отложений свидетельствуют, что эпоха их накопления отвечает двум теплым и одной относительно холодной

климатическим фазам второй половины среднего плейстоцена, сопоставимым со стадиями 9–7 изотопно-кислородной шкалы.

Согласно основным палеогеографическим показателям, в эпоху МИС 9 для окрестностей пещеры было характерно максимальное расширение лесных массивов в условиях климата более теплого, чем современный. По данным палинологического анализа, в это время господствовали сосново-березовые леса с примесью ели и кедра. Постоянными компонентами растительного сообщества являлись ольха, лещина, вяз, липа, дуб и другие широколиственные породы. О значительном распространении лесной растительности и благоприятных природных условиях свидетельствует также состав фауны мелких млекопитающих. Среди экологически показательных видов количество останков лесных полевок *Clethrionomys* в два раза превышает среднее значение их численности в вышележащих слоях. Здесь значительно чаще встречаются древесные беличьи: белка, бурундук, летяга. Высока суммарная численность землероев – крота и цокора. Виды открытых ландшафтов – *Alticola* и *Stenocranius*, напротив, малочисленны. В относительно холодную климатическую фазу МИС 8 в составе лесов заметно сокращается участие березы, возрастает значение темнохвойных пород, прежде всего, количество ели. Снижается численность крота, уменьшается плотность популяции *Clethrionomys*, возрастает количество скальной полевки *Alticola* и узкочерепной полевки *Stenocranius*. В теплый период МИС 7 в долине Ануя существенно сократились площади нивальных сообществ, расширились луговые и степные ассоциации. Леса состояли из березы и сосны с участием ольхи, липы и вяза. В составе сообщества мелких млекопитающих значительно увеличилась численность крота и цокора, резко сократилось количество скальной полевки. Высокая численность землероев свидетельствует о многоснежных и мягких зимах.

Следующий этап в развитии среднего палеолита представлен индустриями из толщи слоев 19–14 в центральном зале и слоев 13–11.4 в восточной галерее пещеры, для которых установлен OSL-возраст в интервале  $156 \pm 15 - 105 \pm 11 / 97 \pm 11$  тыс. л.н. Судя по геохронологическим и биостратиграфическим показателям, эти отложения сформировались после длительного седиментационного перерыва, в период последнего похолодания среднего плейстоцена и в эпоху последнего межледниковья в начале верхнего плейстоцена, соответствующих изотопным стадиям 6 и 5. В эпоху МИС 6 в окрестностях пещеры, по данным пыльцевых спектров, преобладали степные разнотравные ассоциации. Локальные участки склонов занимали еловые леса с участием березы, сосны и темнохвойных пород – кедра, пихты и лиственницы. Видовой состав мелких млекопитающих свидетельствует также о развитии степных и нивальных ландшафтов. Природные условия в начале МИС 5, согласно палеонтологическим данным, характеризуются общим потеплением климата, способствовавшим распространению лесных массивов с участием широколиственных пород, а также луговых ассоциаций с нивальной и степной растительностью. В составе тафоценоза мелких млекопитающих отмечена относительно высокая численность рыжих полевок *Clethrionomys* и присутствие летяги *Pteromys volans* – типичного представителя лесных биотопов.

Заключительная стадия среднего палеолита представлена индустриями из слоя 12 в центральном зале и слоя 11.3 в восточной галерее пещеры. OSL-возраст этих отложений находится в хронологическом диапазоне  $80 \pm 9 - 58 \pm 6$  тыс. л.н., что соответствует холодной эпохе изотопной стадии 4. Пыльца и споры из этой части разреза отражают заметное сокращение лесных массивов, состоящих из еловых ассоциаций с участием сосны, кедра, пихты и лиственницы. Из состава лесов исчезли береза, ольха и широколиственные виды. На влажных склонах и в долине преобладало луговое разнотравье, на сухих склонах – нивальные биотопы. Экологический облик фауны мелких млекопитающих определяла высокая численность скальной полевки *Alticola* и узкочерепной полевки *Stenocranius*, при относительно небольшом количестве лесных полевок *Clethrionomys*.

Мощную толщу среднепалеолитических культурных напластований в центральном зале пещеры после длительного седиментационного перерыва перекрывают отложения слоя 11, а в восточной галерее – также после седиментационного перерыва, слоев 11.2 и 11.1 с материалами ранней стадии верхнего палеолита. Эти отложения имеют надежное геохронологическое обоснование из более 50 определений радиоуглеродного и оптического датирования [2, 3]. Наиболее ранний верхнепалеолитический комплекс зафиксирован в слое 11.2 в восточной галерее пещеры, для которого установлен OSL-возраст в диапазоне  $63 \pm 6 - 55 \pm 6$  тыс. л.н. и получены AMS-даты от  $50\,300 \pm 2\,200$  л.н. (OxA-V-2359-16) до  $35\,400 \pm 900$  л.н. (OxA-30005). Для слоя 11.1 в восточной галерее установлен OSL-возраст в интервале  $49 \pm 6 - 38 \pm 9$  тыс. л.н. и получена AMS-дата  $47\,900 \pm 3\,100$  л.н. (OxA-29855). В центральном зале пещеры отложения слоя 11 в целом относительно моложе – для пяти литологических подразделений этого слоя (11.5–11.1) установлен OSL-возраст в пределах  $44 \pm 5 - 38 \pm 3$  тыс. л.н. и получены AMS-даты от  $>50\,400$  л.н. (OxA-34728) до  $32\,150 \pm 450$  л.н. (OxA-33086).

Согласно палинологическим данным, в период накопления этих отложений расширяются лесные ассоциации с участием широколиственных пород и злаково-разнотравные степные биотопы. Среди древесной растительности преобладали темнохвойные леса, состоящие в основном из ели и кедра. По данным фауны мелких млекопитающих, в конце периода постепенно расширяются площади нивальных биотопов и сокращаются участки луговых сообществ. В целом для природной обстановки этого времени были характерны условия относительно теплые по сравнению с подстилающими и перекрывающими отложениями.

В кровле плейстоценовых отложений пещеры залегает литологический слой 9 с индустрией средней стадии верхнего палеолита. В центральном зале для этого слоя установлен OSL-возраст в интервале  $36 \pm 4 - 21 \pm 8$  тыс. л.н. По данным спорово-пыльцевого и микротириологического анализов, в этот период в долине Ануя происходила деградация лесной растительности, сопровождавшаяся увеличением площади нивальных и степных ассоциаций. В небольших лесных массивах основными породами по-прежнему оставались ель и кедр с примесью сосны и отчасти березы. Среди населения мелких млекопитающих доминирующее положение занимали скальная полевка и степная пеструшка, заметно снизилась численность крота и цокора, а популяция лесных полевок находилась в состоянии депрессии. Согласно этим показателям, эпоха формирования слоя 9 отличалась наибольшим ухудшением климатической и биотопической обстановки в окрестностях Денисовой пещеры.

Список литературы:

- [1] Деревянко А.П., Шуньков М.В., Козликин М.Б. Кто такие денисовцы? // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2020. – Том. 48. – № 3. – С. 3–32.
- [2] Jacobs Z., Li B., Shunkov M.V., Kozlikin M.B., Bolikhovskaya N.S., Agadjanian A.K., Uliyanov V.A., Vasiliev S.K., O’Gorman K., Derevianko A.P., Roberts R.G. Timing of archaic hominin occupation of Denisova Cave in southern Siberia // Nature. – 2019. – Vol. 565. – P. 594–599.
- [3] Douka K., Slon V., Jacobs Z., Ramsey C.B., Shunkov M.V., Derevianko A.P., Mafessoni F., Kozlikin M.B., Li B., Grün R., Comeskey D., Deviese T., Brown S., Viola B., Kinsley L., Buckley M., Meyer M., Roberts R.G., Pääbo S., Kelso J., Higham T. Age estimates for hominin fossils and the onset of the Upper Palaeolithic at Denisova Cave // Nature. – 2019. – Vol. 565. – P. 640–644.

**АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЕЗА С ФАУНОЙ ПСЕКУПСКОГО КОМПЛЕКСА РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА НА Р. ПСЕКУПС У СТАНИЦЫ САРАТОВСКОЙ (ПРЕДГОРЬЯ СЗ КАВКАЗА): ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ**

**В. Е. Щелинский<sup>1</sup>, Я. И. Трихунков<sup>2</sup>, А. Н. Симакова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия, shchelinsky@yandex.ru

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, jarsun@yandex.ru, simak2001@mail.ru

**ARCHAEOLOGICAL RESEARCH OF THE SECTION WITH THE FAUNA OF THE EARLY PLEISTOCENE PSEKUPS COMPLEX AT THE PSEKUPS RIVER NEAR THE SARATOVSKAYA VILLAGE (FOOTHILLS OF THE NW CAUCASUS): FIRST RESULTS**

**V. E. Shchelinsky<sup>1</sup>, Ya. I. Trikhunkov<sup>2</sup>, A. N. Simakova<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institute for the History of the Material Culture RAS, St. Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Геолого-палеонтологические исследования и поиски раннего палеолита в долине р. Псекупс в предгорьях Северо-Западного Кавказа (рис. 1: 1) начались одновременно в начале 1930-х годов. При этом В.И. Громовым по материалам местонахождения Бойков Куток у станицы Бакинской был выделен псекупский комплекс фауны крупных млекопитающих раннего плейстоцена [2]. Позднее эта фауна в сочетании с обильной фауной акчагыльских пресноводных моллюсков была обнаружена выше по реке у станицы Саратовской в урочище Игнатенков Куток в доколе 35-метровой террасы [6] (рис. 1: 2).

Разрез с псекупской фауной в урочище Игнатенков Куток был детально описан и изучен Н.А. Лебедевой [3–5]. Этот разрез (слои 1-8) (рис. 1: 3), по её мнению, представляет собой толщу осадочных озёрно-дельтовых отложений. Низ толщи образуют синие тонкослоистые озёрные глины с линзами мелкогалечных ожелезнённых конгломератов и песков. В середине толщи фон составляют пески с перемежающимися слоями ожелезнённых гравелитов и галечников, тогда как озёрные глины и алевриты представлены в виде отдельных линз. В верхах толщи развит слой галечника, состоящий из крупных галек с примесью валунов. Такое строение толщи, как полагает Лебедева, «отражает закономерное изменение во времени режима осадконакопления. С отодвиганием к северу берега озёрного бассейна или лимана и открывавшейся в него дельты, происходило постепенное выдвигание русла горной реки с накоплением характерного для неё грубообломочного руслового аллювия». Поэтому вся толща, включая верхний галечник (слой 8), была отнесена к единому этапу осадконакопления и отдельные её части рассматривались как близкие друг другу по возрасту [5].

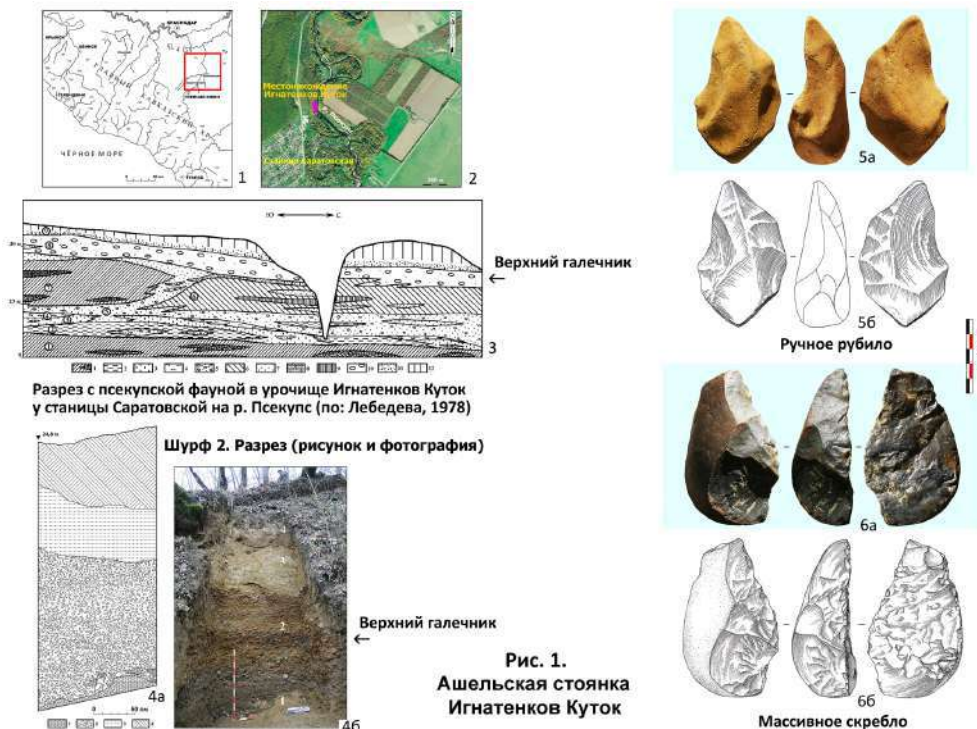
Возраст толщи определяется найденной в ней фауной млекопитающих и моллюсков (слои 1-7). Фауна моллюсков из слоёв 1 и 3 была изучена Г.И. Поповым и В.В. Богачёвым. Из слоя 1 Поповым определены *Unio tamanensis* Ebers. (60 экз.), а из слоя 3 более разнообразные формы: *Unio tamanensis*, *U. subcrassus* sp. n., *U. cf. kujalnicensis*, *Anadonta* aff. *transcaucasica*, *Melanopsis esperoides*, *Lithoglyphus neumayri*, *Volvata sibirensis*, *Hydrobia* cf. *syrmica*, *Corbicula* aff. *jassinensis*, *Sphaerium* sp., *Viviparus* sp. Возраст этой фауны, по его мнению, средне – или верхнеакчагыльский. Богачёв относил её к нижнему-среднему акчагылу. Мнение Попова представляется Лебедевой более убедительным, поскольку подтверждается данными по фауне млекопитающих [5]. Из слоя 5 Л.П. Александровой были изучены полёвки *Pliomis kretzoi* Kowalski, *Villanya petenyii* Mehely, *V. fejervaryi* (Kermos), *V. exilis* Kretzoi, *Cseria* cf. *gracilic jachimovitcii* Suchov, *Cseria* sp., *Ellobius* cf. *tarchancutensis Topachevski*. Эту фауну она выделила как самостоятельную группировку, «несколько более позднюю, чем фауна хапровского комплекса, но более раннюю, чем фауна одесского комплекса». Слой 5 соединён со слоями 3-4 (с акчагыльскими *Unio tamanensis*) фациальным переходом, и поэтому группировка мелких млекопитающих, исследованная Александровой, датируется верхним акчагылом [5]. Остатки крупных млекопитающих с *Archidiskodon meridionalis meridionalis* из псекупского разреза, изученные В.И. Громовым и относящиеся к

псекупскому фаунистическому комплексу, по мнению Лебедевой, также имеют верхнеакчагыльский возраст [5]. Таким образом, вся толща отложений 35-метровой террасы в урочище Игнатенков Куток, включая верхний галечник (слой 8), согласно Лебедевой, относится к одному циклу осадконакопления (кроме покровных суглинков) и датируется по биостратиграфическим данным средним-верхним акчагылом.

После Лебедевой в 1987-1988 гг. исследования псекупского разреза, его пониженной части, проводила группа сотрудников ГИНа во главе с Э. А. Вангенгейм [1]. Авторы пришли к выводу, что нижняя часть разреза с остатками *Archidiskodon meridionalis*, раковинами *Unio tamanensis* и обратной намагниченностью может быть отнесена ко второй половине среднего акчагыла. Средняя толща, вероятно, несколько более молодая (верхнеакчагыльская). Верхняя аллювиальная часть разреза (галечник с перекрывающими его песками) осталась не изученной. Однако предполагается, что она образовалась во время эпохи Брюнес, поскольку характеризуется прямой намагниченностью [1].

Нестратифицированные местонахождения палеолита с подъёмным материалом зафиксированы в долине Псекупса во многих местах. Но лишь в урочище Игнатенков Куток у станицы Саратовская архаичные каменные изделия были найдены не только на бечевнике, но и под обнажением 35-метровой террасы. При этом предполагалось, что они могли происходить из верхнего галечника разреза отложений этой террасы, описанного Лебедевой [8, 9 – 12]. Однако обнаружить изделия непосредственно в отложениях разреза не удалось, несмотря на целенаправленные поиски их с помощью расчистки берегового обнажения террасы [12].

В 2019 г. на местонахождении подъёмного материала Игнатенков Куток и в его окрестностях были начаты разведочные археологические исследования [14, 15]. В результате геоморфологических наблюдений, топографической съёмки и разведочной шурфовки на участке левого берега р. Псекупс между станицами Бакинская и Саратовская (~10 км) были выявлены три надпойменные террасы: 15-17 – метровая терраса (III НПТ), 23-25 – метровая терраса (IV НПТ) и наиболее высокая 35-38 – метровая терраса (V НПТ) [15, 13]. Урочище Игнатенков Куток, располагающееся у северной окраины станицы Саратовская, представляет собой поверхность 35-38 – метровой террасы (рис. 1: 2). Береговой склон этой террасы в этом месте в основном обрывистый и опирается на узкую низкую пойму. Он сплошь заросший лесом, обнажений и естественных разрезов на нём нет.



Верхний галечник разреза террасы, описанного Лебедевой, был обнаружен в двух шурфах, поставленных ниже бровки на высоте около 27 м на крутом (около 70°) береговом уступе на расстоянии 35 м один от другого. Стратиграфия отложений в обоих шурфах одинаковая.

На западной стенке шурфа 2 (координаты: 44°43'24.60 с.ш., 39°13'35.07 в.д.) была выявлена следующая последовательность отложений (снизу вверх) (рис. 1, 4а, 4б):

1. Глина песчаная палево-жёлтая, местами оранжевая, без обломочного материала - >0,5 м

2. Русловой галечник от крупного до мелкого, с валунчиками до 25-30 см преимущественно в нижней части слоя и на контакте с подстилающим слоем, с глинистым песчано-гравийным заполнителем, довольно плотный, местами с прочными корочками, образованными железисто-карбонатной цементацией, пестроцветный, в основном ржаво-жёлто-коричневый, внизу коричневато-серый, местами почти чёрный из-за интенсивной окраски гидроокислами железа и марганца, отчётливо горизонтальнослоистый, с прослоями от 10-15 см до 20-40 см, по-разному насыщенными галькой разных размеров, гравием, песком, встречаются окатыши и прослойки жёлтой глины, аналогичные глине слоя 1, гальки и гравийные зёрна, хорошо окатанные, неветреные, представлены песчаниками, известняками, кварцитами, нередко гальки белого кварца, чёрного лидита, окатанные небольшие конкреции и обломки конкреций неоднородного жёлто-серого кремня. Контакт с подстилающей глиной неровный, с карманами и вклиниванием этой глины в толщу галечника – 2 м.

3. Пойменная супесь глинистая сизо-жёлто-коричневая. Нижний контакт отчётливый, но без размыва – 0,7 м

4. Осыпь – 1 м

Эта осыпь закрывает вышележащие отложения. Однако несколько ниже по реке в расчищенном обнажении обрыва террасы хорошо видно, что поверх пойменной супеси (слой 3), перекрывающей русловой галечник, залегает толща (около 7 м) палево-делювиальных суглинков, на которых сформировалась современная почва.

Данный разрез полностью совпадает с верхней частью приведённого выше разреза террасы, описанного Лебедевой. Вскрытый галечник (слой 2) соответствует слою 8 этого разреза.

Наиболее важным результатом проведённых работ явилось то, что в этом галечнике в обоих шурфах впервые были найдены довольно многочисленные раннепалеолитические каменные изделия, включая ручные рубила (рис. 1, 5а, б, 6а, б). Таким образом, было установлено, что он является культуросодержащим слоем ашельской стоянки, залегающим в ясном геохронологическом контексте.

О возрасте галечника с культурными остатками (культуросодержащего слоя ашельской стоянки Игнатенков Куток) свидетельствуют данные его палеомагнитных и палинологических исследований, а также корреляции террас Псекупса с морскими террасами Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа.

Все взятые из культуросодержащего галечника образцы показали прямую намагниченность, что, по все вероятности, указывает на принадлежность его к эпохе Брюнес [15].

Предварительный палинологический анализ галечника оказался малоинформативным из-за слабой насыщенности пыльцевыми зёрнами. Исследованы три образца. В первом образце палиноморфы отсутствовали. Во втором образце встречено 11 зёрен пыльцы *Pinus* и по одному зерну *Ephedra* и *Plumbaginaceae*. Также выявлены почвенные клещи *Acarina* (2 экз.). Третий образец содержал пыльцу *Abies* (3 зерна), *Pinus* (17 зерен), cf. *Tsuga canadensis* (1 зерно), *Cathaya* (1 зерно). Необходимо отметить, что сохранность обнаруженных палиноморф очень плохая. При этом пыльцевые зерна разной степени метаморфизированности. Обращает на себя внимание присутствие в образцах в основном

зерен *Pinaceae*, что указывает на то, что палиноморфы не являются инситуальными, вероятнее всего, пыльца переотложена водными потоками. Тем не менее, палиноспектры культуросодержащего галечника в целом могут свидетельствовать о его среднеплейстоценовом возрасте.

Геоморфологические наблюдения позволяют конкретизировать вероятный возраст рассматриваемого культуросодержащего галечника. Здесь важно отметить, что к 35-38-метровой террасе, содержащей этот галечник, в непосредственной близости от стоянки Игнатенков Куток снизу примыкает более низкая 23-25-метровая (IV НПТ) терраса со своим аллювием и залегающими в нём культурными остатками раннего среднего палеолита (MIS 7), сопоставляемая с позднесреднеплейстоценовыми хаджохской (бассейн Кубани) и ашейской (Черноморское побережье) террасами. Учитывая последовательность черноморских террас, 35-38- метровую террасу Псекупса, равно как и её аллювиальный галечник, являющийся культуросодержащим слоем ашельской стоянки Игнатенков Куток, предположительно можно синхронизировать с узунларской террасой Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа [13]. По современным представлениям эта терраса соотносится с внутририсским межледниковьем, соответствующим MIS 9 и имеет возраст ~350-300 тыс л. [7, 16, 17].

Состав и типология орудий каменной индустрии стоянки Игнатенков Куток ясно свидетельствуют, что эта индустрия является ашельской (позднеашельской?). При этом проявляются некоторые характерные черты этой индустрии: 1. Использовалось местное сырьё, происходящее из аллювия и состоящее не только из кремня, но и других изотропных пород камня (кварц, кварцит, окремнёный песчаник, окремнёный известняк). 2. Леваллуазская технология чётко не проявляется. 3. Заготовками для орудий часто служили целые отобранные гальки, а также куски, по-видимому, специально раскалываемых галек и кремнёвых конкреций. 4. Практиковалось изготовление разных категорий крупных режущих орудий: ручных рубил, пиков, массивных скрёбел.

*Исследование проведено в рамках выполнения программы ФНИ ГАН по теме государственной работы № 0184-2019-0008 «Производство и использование орудий труда в палеолите, неолите и эпоху бронзы (технологическое, трасологическое и экспериментальное изучение археологических материалов)».*

Список литературы:

- [1] Вангенгейм Э. А., Певзнер М. Н., Тесаков А. С. Магнито- и биостратиграфические исследования в страторегии псекупского фаунистического комплекса млекопитающих // Бюллетень Комиссии по изуч. четвертичного периода. – 1990. – № 59. – С81–93.
- [2] Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит) // Тр. Ин-та геол. Наук. Геологическая серия. – 1948. –Т. 48. – № 17.– 521 с.
- [3] Лебедева Н. А. Континентальные антропогеновые отложения Азово-Кубанского прогиба и соотношение их с морскими толщами. – Москва. АН СССР. – 1963. –108 с.
- [4] Лебедева Н. А. Антропоген Приазовья. – Москва. Наука, – 1972. – 108 с.
- [5] Лебедева Н. А. Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия / К. В. Никифорова (ред.). – Москва. Наука, – 1978.– 136 с.
- [6] Лебедева Н.А., Митин Н.Е. Стратиграфия неогеново-четвертичных отложений Восточно-Кубанского прогиба //Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. – Т. 19. – 1962. – С. 223-239.
- [7] Муратов В. М., Лиленберг Д. А. Общая характеристика Крымско-Кавказской горной страны // Археология и палеогеография раннего палеолита Крыма и Кавказа. Путеводитель совместного Советско-Французского рабочего полевого семинара по теме: «Динамика взаимодействия природной среды и доисторического общества». – Москва. Наука.– 1978.– С. 12–19.
- [8] Паничкина М. З. Новые палеолитические находки на реке Псекупс (Кубань)// КСИА. –1961. – Вып. 82. – С. 49–58.



- [9] Формозов А. А. Нижнепалеолитические местонахождения Прикубанья (По данным разведок 1950 года) // КСИИМК. – 1952. – Вып. 46. – С. 31–41.
- [10] Формозов А. А. Исследования памятников каменного века на Северном Кавказе в 1957 году // КСИА. – 1960. – Вып. –78. – С. 13–21.
- [11] Формозов А. А. Относительная хронология древнего палеолита Прикубанья // СА. –1962. – № 4. – С. 17–27.
- [12] Формозов А. А. Каменный век и энеолит Прикубанья. – Москва. Наука, – 1965. – 160 с.
- [13] Щелинский В. Е., Кузнецов Е. В. Местонахождения Сорокин и Игнатенков Куток на террасах р. Псекупс (Закубанье) в контексте раннего и среднего палеолита Северо-Западного Кавказа /Е. В. Беляева, А. С. Тесаков (ред.). Раннепалеолитические памятники и природная среда Кавказа и сопредельных территорий в раннем-среднем плейстоцене. – СПб. Петербургское Востоковедение, – 2020. – С. 91–142.
- [14] Щелинский В. Е., Лунев М. Ю., Кузнецов Е. В. Новые исследования раннепалеолитического местонахождения Игнатенков Куток на р. Псекупс в предгорьях Северо-Западного Кавказа // ЗИИМК. – 2019. – № 21. – С. 9–23.
- [15] Щелинский В. Е., Трихунков Я. И., Кузнецов Е. В. и др. Палеолитические местонахождения на р. Псекупс (предгорья Северо-Западного Кавказа): новые данные / К. Н. Гаврилов, Е. В. Леонова (ред.). Восточная Европа, Кавказ, Ближний Восток в каменном веке: хронология, источники, культурогенез. Междунар. конф. Тез. докл. – М.: ИА РАН, – 2020. – С. 98–99.
- [16] Янина Т. А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. – Москва. Географический ф-т МГУ, – 2012. – 264 с.
- [17] Krijgsman W., Tesakov A, Yanina T. et al. Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: Interbasinal connectivity and faunal evolution // Earth-Science Reviews. –2019. – Vol. 188. – P. 1–40.
- 
-

СЕКЦИЯ № 4  
**ГЕОХРОНОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ  
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА**

SECTION #4  
**GEOCHRONOLOGY AND STRATIGRAPHY OF THE QUATERNARY**

---

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РОССИИ**

**Л.Н. Андреичева**

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина  
Коми научный центр УрО РАН, Сыктывкар, Республика Коми  
andreicheva@geo.komisc.ru

**PALEOGEOGRAPHIC ENVIRONMENTS OF THE QUATERNARY SEDIMENTATION  
IN THE NORTH-WEST OF RUSSIA**

**L.N. Andreicheva**

Institute of geology Academician N.P. Yushkin,  
Komi Science Centre, Ural Division of RAS, Syktывkar, Komi Republic

Было проведено комплексное изучение отложений неоплейстоцена в пяти скважинах: на юге Архангельской области: в скв. 21, пробуренной на водоразделе рек Пинеги и Илешы – правобережье р. Северной Двины, и в трех скважинах в бассейне р. Устьи: 12А/1, 17А/1 и 17А/3. На севере Вологодской области четвертичные отложения изучены в скв. 114. Все скважины, за исключением скв. 21, расположены на левобережье р. Сев. Двины. Керн из скважин предоставлен нам ПГО «Архангельскгеология», ЗАО «Архангельские алмазы» и ЗАО «Архангельскгеолразведка» для стратиграфического расчленения скважин и обоснования возраста отложений. Максимальная мощность вскрытых скважинами четвертичных отложений составляет 196 м. В скважинах выделяются до четырех разновозрастных горизонтов морен, переслаивающихся с межморенными преимущественно аквальными отложениями (рисунок), часто насыщенными спорами и пылью.

Скв. 21, как уже отмечалось, находится на правом берегу Сев. Двины. Самый древний на рассматриваемой территории окский ледниковый горизонт ( $Q_1^{ok}$ ) мощностью около 13 м вскрыт скважиной, где перекрывает мезозойские песчаники и алевролиты с прослоями карбонатных пород. Горизонт сложен серым неслоистым валунным суглинком, практически несортированным ( $S_c=0.09$ ) со средним диаметром мелкозема, равным 0.017 мм. Высокая суммарная карбонатность морены – 8.9%, скорее всего, связана с подстилающими породами мезозоя. Тяжелая фракция мелкопесчаной размерности определяется гранат (14%)-амфибол (25%)-эпидотовой (26%) минеральной ассоциацией. Грубообломочный материал представлен, главным образом, практически неокатанными обломками осадочных пород с незначительной примесью кристаллических. Эта морена перекрыта пачкой глинисто-алевритовых озерных отложений мощностью 3.7 м, по палинологическим данным лихвинского возраста [5], из чего следует, что подстилающая морена сформировалась в раннем неоплейстоцене в окское время. Вторая снизу морена мощностью 17.4 м по гранулометрическому составу и суммарной карбонатности аналогична окской морене. Тяжелая фракция представлена пирит (10%)-гранат (12.5%)-амфибол (13.5%)-сидерит (19.5%)-эпидотовой (23%) ассоциацией минералов. Суммарное содержание пирита и сидерита значительно и составляет 30%, несколько повышено (до 7.5%) количество минералов группы титановых: рутила, титанита и лейкоксена. Обломки кристаллических пород в морене не отмечены. Вещественный состав подстилающей морены отражает связь ее с Северо-Восточной терригенно-минералогической провинцией. На морене лежит 17-метровая пачка серых оскольчатых горкинских (шкловских) глин озерного генезиса с включениями редкой гальки. На их формирование в горкинское время ( $Q_{II}^{3gr}$ ) указывает

характер палинологических спектров и смена климатических фаз, присущих шкловскому межледниковью ( $Q_{II}^3shl$ ) на Европейском Северо-Востоке России [5]. Положение этой морены в разрезе между предположительно лихвинскими и горкинскими осадками подтверждает, что она образовалась в днепровское (вологодское) время ( $Q_{II}^2dn$ ).

Горкинская глина перекрыта мореной мощностью 24 м. По гранулометрическому составу и суммарной карбонатности она практически не отличается от окской и днепровской морен. Тяжелая фракция определяется гранат (17%)-эпидот (22%)-амфиболовой (43%) минеральной ассоциацией. Резко понижено (до 5%) суммарное количество пирита и сидерита. В петрографическом спектре доминируют кристаллические породы – разнообразные граниты, гнейсы, встречаются гранатовые амфиболиты.

В результате сопоставления результатов вещественного состава двух моренных горизонтов, разделяемых горкинскими глинами, выявлены существенные различия, сводящиеся, во-первых, к повышенной концентрации в подстилающей морене пирита и сидерита, суммарное содержание которых достигает 30%, а в перекрывающей оно почти на порядок ниже (5%), тогда как гранаты и амфиболы составляют здесь в сумме до 60%, а в нижней лишь 26%. В нижней морене, кроме того, отсутствуют обломки кристаллических пород, а в верхней они составляют основу петрографического спектра. Положение морены в разрезе между лихвинскими и горкинскими осадками указывает на ее формирование в днепровское время, а литологические особенности позволяют уверенно коррелировать эту морену с печорской мореной в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе, где она формировалась, вероятно, за счет обломочного материала Пайхой-Новоземельской питающей ледниковой провинции. Литологические характеристики верхней морены, а также залегание на горкинской глине свидетельствуют о накопления ее московское (бабушкинское) время ( $Q_{II}^4ms$ ) и связь с Фенноскандинавской областью питания, а также на возможность корреляции ее с вычегодской мореной северо-западных районов Печорской низменности и долины р. Вычегды [1, 2, 4]. На морене лежит восьмиметровая пачка коричневой неслоистой слабо сортированной глины с межстадиальным характером спорово-пыльцевых спектров [5]. Глина перекрыта еще одной толщей морены мощностью 33 м, представленной красновато-коричневыми валунными глинами, иногда переходящими в суглинки с весьма сходным комплексом минералого-петрографических особенностей. Формирование этой моренной толщи, вероятно, связано с заключительной стадией московского оледенения, на что может указывать залегание ее на межстадиальных глинах. Морена перекрыта 10-метровой пачкой микулинских ( $Q_{III}^1mk$ ) озерных глин средней степени сортированности ( $S_c=0.38$ ).

Остальные изученные скважины расположены на правом берегу р. Сев. Двины. Окская морена в разрезах скважин 17А/1 и 17А/3 отсутствует, а двумя другими скважинами (12А/1 и 114) она не вскрыта, по причине большой мощности четвертичных осадков.

В основании скв. 114 лежит мощная толща (35.4 м) озерных отложений, накопление которых, по результатам палинологического анализа, произошло в горкинское время [6]. Они перекрыты мореной мощностью 10 м, которая подстилается полутораметровой пачкой ленточнослоистых глин и алевритов, сформированных, вероятно, в условиях приледникового водоема и образующих с ней парагенез. Тяжелая фракция морены представлена эпидот (13%)-гранат (22%)-амфиболовой (38%) ассоциацией минералов с высокими содержаниями в отдельных образцах амфиболов (до 46%) и гранатов (до 30%). Характерно очень незначительное суммарное количество пирита и сидерита (3%). В петрографическом составе обломков преобладают известняки светлой окраски (до 50%), в шлифах отмечены осадочные породы, а также граниты, андезиты измененные эффузивные породы. Кварц в сростках с амфиболами и с включениями биотита составляет 33%, что, скорее всего, связано с разрушением обломков гранитов и гранитогнейсов. Минералого-петрографические особенности, вероятно, указывают на формирование морены за счет терригенного материала Фенноскандинавской области питания [1, 2]. Залегание морены на отложениях горкинского горизонта свидетельствует о московском времени ее образования. По литологическим признакам эта толща морены хорошо коррелируется с московской

мореной в скважинах 17А/1, 17А/3 и 21, а также с московской мореной центра Русской равнины [4] и с вычегодской мореной нижней Вычегоды [3].

Над мореной лежит смесь песков разномерных неслоистых неясного генезиса мощностью 7.2 м с множеством обломков светлоокрашенных карбонатных пород. Пески перекрыты еще одной толщей морены мощностью 14 м, представленной несортированными валунными суглинками и супесями, имеющими еще более грубый гранулометрический состав:  $d_{cp}=0,068$  мм. Минеральный состав аналогичен таковому в нижележащей морене и образует ильменит (15%)-эпидот (17%)-гранат (22%)-амфиболовую (31%) ассоциацию.

Микроскопическая характеристика ее также идентична таковой нижележащей морены. Отличия состоят лишь в еще более высоком содержании здесь обломков карбонатных пород при преобладании (до 47%) светлоокрашенных их разновидностей и более крупном их размере, то же относится к обломкам других пород. По литологическим особенностям формирование этой моренной толщи тоже связано с Фенноскандинавской питающей провинцией, и можно предположить, что эта (верхняя) морена накапливалась в эпоху ошашковского ледниковья в позднем валдае.

В скважинах 17А/1 и 17А/3 нижний ледниковый горизонт мощностью 9-13 м представлен слабосортированным ( $S_c=0.21-0.24$ ) валунным суглинком со средним диаметром ( $d_{cp}$ ), равным 0.021-0.023 мм. В морене содержатся обломки пород, преимущественно светлоокрашенных. В тяжелой фракции морены ильменит составляет 12-16%, эпидот – 15-17%, амфибол – 16-25%, гранат – 24-26%. Содержание пирита варьирует от 5 до 20%, в нижней части моренной толщи составляя 17%, здесь он образует скопления зерен агрегатного строения. Обогащение морены амфиболами, гранатами и пиритом происходило, вероятно, за счет ассимиляции этих минералов из подстилающих мезозойских пород, где концентрация амфиболов достигает 32%, гранатов – 64%, а пирита – 52%. Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют турмалин, циркон, ставролит, рутил, ортопироксен, эгирин, глауконит. В морене содержатся обломки известняков и доломитов, магматических и метаморфических пород, среди которых отмечены хлоритизированные эффузивы основного состава, эпидозит с реликтами плагиоклаза, филлиты, серпентинит, лейкократовые сростки кварца и полевого шпата из обломков гранитоидов. Встречаются пластины слюд, зерна глауконита и хлорита, гелифицированный детрит растительного происхождения.

Перекрыта морена пачкой озерных и озерно-болотных глин и алевролитов различной мощности от 4.3 до 11.3 м, сформированных, по результатам спорово-пыльцевого анализа, в горкинское межледниковье. На горкинских озерных отложениях лежит морена мощностью 15-19 м. В обеих скважинах (17А/1 и 17А/3) вторая снизу морена представлена несортированной супестью более грубого гранулометрического состава. Средний диаметр мелкозема этой морены составляет 0.045-0.048 мм, т.е. вдвое крупнее, чем  $d_{cp}$  днепровской морены.

Доминирующими минералами в тяжелой фракции морены являются гранаты и амфиболы, суммарное содержание которых в ряде проб достигает 65%, эпидот составляет 13-15%, ильменит – 9-18%, пирит – 11%. Поступление амфиболов и гранатов в морену, может быть, связано с нижележащими местными мезозойскими породами. Повышенные концентрации граната объясняются, вероятно, очень высоким его содержанием (до 50%) в подстилающих флювиальных осадках. Довольно существенные количества пирита и ильменита в этой морене, обусловлены возможным переотложением этих минералов из подстилающих озерных осадков, где в отдельных образцах содержание пирита составляет до 20%, а ильменита – не менее 30%.

В шлифах встречены обломки магматических и метаморфических пород, включая лейкократовые части амфиболитов, эффузивы кислого состава, эпидозит с реликтами плагиоклаза, филлиты, серпентинит, единичные обломки базальтоидов, метадиабазов. Преимущественным развитием пользуются лейкократовые сростки полевого шпата и кварца, вероятно, из гранитоидов, что дает основание связывать формирование этой морены в обеих скважинах с Фенноскандинавской питающей провинцией. Оттуда же могли поступать и

амфиболы с гранатами. По положению морены в разрезе (согласному залеганию на горкинских озерных и озерно-болотных осадках) время ее формирования приходится на московское ледниковье ( $Q_{II}^4 ms$ ).

Над мореной в скв. 17A/1 залегают пески разнозернистые неслоистые неясного генезиса мощностью 9.3 м, с множеством обломков светлоокрашенных карбонатных пород. В скв. 17A/3 морена перекрыта 5-метровой пачкой аквальных песчано-глинистых осадков. В обеих скважинах отложения условно отнесены к микулинскому горизонту [6].

В скв. 17A/1 над песками выступает еще один моренный горизонт мощностью около 26.5 м, сложенный несортированными валунными суглинками и супесями. Морена имеет еще более грубый гранулометрический состав, чем лежащие ниже морены –  $d_{cp}=0.068$  мм. Ассоциация тяжелых минералов представлена ильменитом (15%), эпидотом (17%), гранатами (22%) и амфиболами (31%).

Таким образом, в скважинах 17A/1 и 17A/3 все моренные горизонты имеют незначительные различия в литологическом составе, а комплекс обломков пород, диагностированных под микроскопом, в них одинаков, что может указывать на единый источник сноса терригенного материала при формировании морен – Фенноскандинавскую питающую провинцию. Основываясь на существующих в настоящее время представлениях о пределах распространения ледниковых покровов в позднем неоплейстоцене [7, 8], можно сделать вывод о накоплении верхней морены в позднем валдае, во время ошашковского ледниковья (рис. 1).

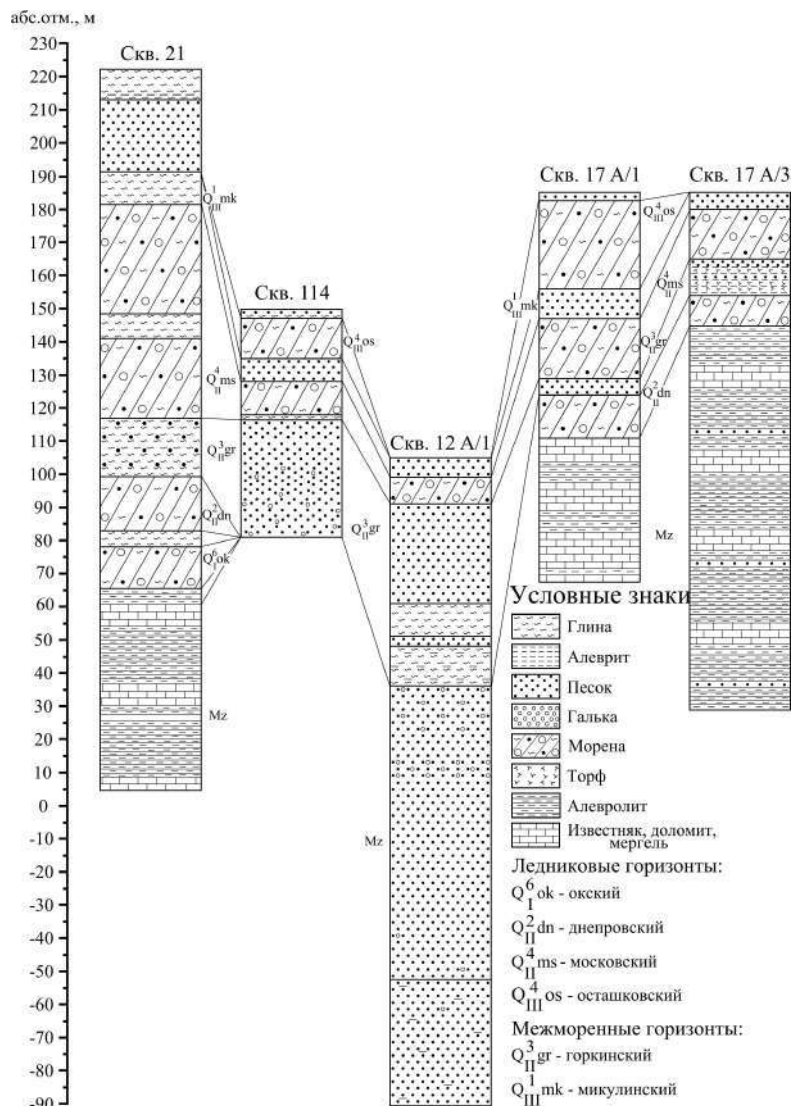


Рис. 1. Корреляция четвертичных отложений в скважинах Северо-Запада России.

Таким образом, в изученных скважинах установлены четыре разновозрастных горизонта морен. Из-за недостатка имеющихся литологических данных выявление местоположения питающей ледниковой провинции при формировании окской морены проблематично. Для образования днепровской морены на правобережье Северной Двины поставщиком терригенного материала была Северо-Восточная терригенно-минералогическая провинция. На левобережье реки петрографо-минералогические особенности днепровской морены свидетельствуют о связи днепровской морены с Фенноскандинавским центром оледенения. Формирование московской и ошачковской морен на всей изученной территории Архангельской и Вологодской областей связано с Фенноскандинавской питающей ледниковой провинцией.

Список литературы:

- [1] Андреичева Л.Н. Питающие провинции и их влияние на формирование состава морен Тимано-Печоро-Вычегодского региона // Литология и полезные ископаемые. – 1994. – №1. – С. 127-131.
- [2] Андреичева Л.Н. Плейстоцен европейского Северо-Востока. – Екатеринбург: УрО РАН, – 2002. – 323 с.
- [3] Андреичева Л.Н., Гуслицер Б.И., Коноваленко Л.А. и др. Средневерхнеплейстоценовые отложения нижней Вычегды // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Европейского Северо-Востока СССР: Труды X Геологической конференции Коми АССР. – Сыктывкар, – 1987. – С. 150-155.
- [4] Андреичева Л.Н., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые морены севера и центра Русской равнины. – Екатеринбург: УрО РАН, – 1997. – 83 с.
- [5] Андреичева Л.Н., Коноваленко Л.А. Строение и условия формирования плейстоценовых отложений в Юго-Западном Притиманье // Биостратиграфия фанерозоя Тимано-Печорской провинции. – Сыктывкар, – 1989. – С. 75-83.
- [6] Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И. Развитие природной среды и климата в антропогене на северо-западе России. – Сыктывкар: Геопринт, – 2004. – 42 с.
- [7] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист Р-38, 39. – Спб: Изд-во ВСЕГЕИ, – 1999. – 265 с.
- [8] Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (северо-запад России). Материалы международного симпозиума, г. Кириллов, июнь 2000 г. – М.: ГЕОС, – 2000. – 99 с.

## О ДАТИРОВАНИИ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ СРЕДНЕГО ВАЛДАЯ

**В.И. Астахов**

Санкт-Петербургский государственный университет; ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия  
val-asta@yandex.ru; val@nb15514.spb.edu

## ON DATING OF THE MIDDLE VALDAI ENVIRONMENTS

**V.I. Astakhov**

St. Petersburg State University; VSEGEI, St. Petersburg, Russia

Средневалдайский интервал остается проблематичным отрезком новейшей геологической истории российских равнин из-за неоднозначных палеогеографических интерпретаций палинологических и геохронометрических данных. Эта неоднозначность видится следствием а) приблизительной реконструкции палеоландшафтов на основе статистической оценки распределения спор и пыльцы (при ее ненадежной сохранности в терригенной среде) и б) буквальной интерпретации геохронометрических данных, без особых оснований объявляемых оценкой несуществующего в природе «абсолютного возраста». Сомнительность такой методики проявляется при сравнении палеоландшафтных колонок различных природных регионов в сходных условиях равнин умеренного пояса.

В первую очередь бросаются в глаза малоуспешные попытки корреляции событий позднего неоплейстоцена российских равнин с детальной записью лучше изученной Западной Европы. При таком сравнении прерывистые колонки событий позднего неоплейстоцена России представляются аномальными по сравнению с западноевропейскими. Особенно загадочно выглядят эпизоды природной зональности современного типа в высоких широтах Русской и сибирских равнин по сравнению с устойчивой перигляциальной обстановкой средней вислы (МИС 4-3) на юго-западе, т.е. в Западной Европе. При этом европейская колонка, в отличие от российских, вполне согласуется с кислородно-изотопной записью климатических колебаний в океанических илах.

Характерный пример дает сравнение климатохронологической схемы позднего плейстоцена Западной Европы (А на рис. 1) с итоговой кривой климатических колебаний в Сибири (Б, рис.1) [4]. Европейские внеледниковые палеоландшафты обнаруживают неуклонное ухудшение послеемского климата параллельно с падением уровня Мирового океана. На протяжении всего пленигляциала (МИС 4–2) господствовали открытые, мерзлые ландшафты типа тундростепи, в лучшем случае лесотундры с мерзлотными явлениями. На сибирской же кривой видим необъяснимый возврат климата современного типа в середине МИС 3, когда глобальный уровень моря был все еще на 60 м ниже современного (Рис. 1). Переименование этого «каргинского межледниковья» в мегаинтерстадиал сути не меняет: все равно по пыльце в осадках с «древними» конечными радиоуглеродными датами реконструируются лесные ландшафты межледникового типа.

Аналогичная ситуация и на крайнем северо-востоке Европейской России, где предложено 4 крупных валдайских потепления с лесными спорово-пыльцевыми спектрами и радиоуглеродными датами в интервале 50–37 тыс. лет [1]. На северо-западе Русской равнины в современной подзоне южной тайги для «валдайского мегаинтерстадиала» тоже реконструированы в основном умеренные условия с густыми лесами и климатом лишь слегка прохладнее микулинского межледниковья. В радиоуглеродном интервале 46-40 тыс. лет обнаружено преобладание древесной пыльцы (60-80%), а около 33-34 тыс. лет даже с примесью широколиственных пород до 10%. Еще два потепления с господством ели предполагаются по палинологическим данным в интервале 31-25 тыс. л.н. [2].

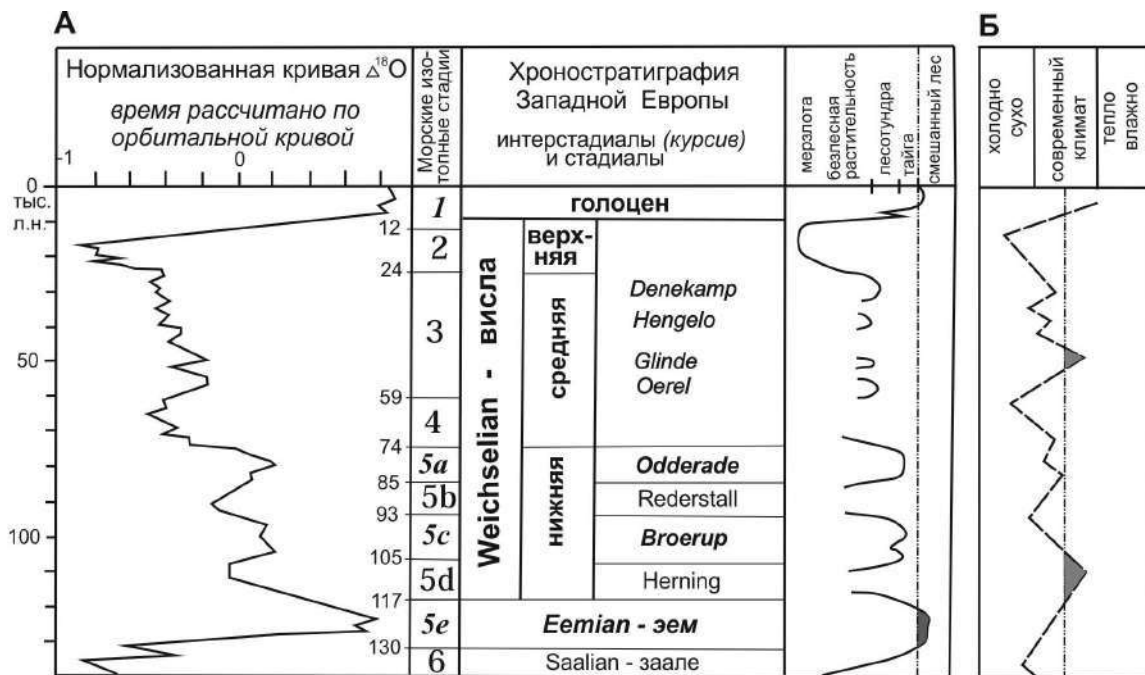


Рис. 1. Сравнение климатической хронологии позднего плейстоцена на севере Западной Европы по Я. Мангеруду (А) с качественным графиком климатических событий Сибири (Б, по С.А. Архипову и В.С. Волковой). Зачернены интервалы плейстоцена с климатом теплее современного [4].

Надежные свидетельства перигляциальной обстановки имеются лишь для последнего, брянского интервала среднего валдая (33-24 тыс. л.н.). По множеству палеопедологических, палеофаунистических и палеоботанических данных в то время на Русской равнине вместо сплошной лесной зоны господствовала перигляциальная тундро-степь с криогенными почвами и островками лесов [12]. Только этот этап, в отличие от других потеплений среднего валдая, по природным условиям может сопоставляться с западноевропейским интерстадиалом Denekamp.

Однако, подавляющее число ссылок на лесные ландшафты среднего валдая в русской литературе связано с радиоуглеродным интервалом 33-50 тыс. л. н., т.е. на уровне, близком к естественному пределу метода. А датированная редкими конвенциональными датами палеогеографическая колонка не согласуется с лучше изученной последовательностью климатических событий Западной Европы, где в средневислинское время (МИС 4-3), несмотря на их более южное положение, интерстадиальные ландшафты не выходили за пределы лесотундры с многолетней мерзлотой (рис. 1).

Поучительна палеогеографическая картина ближайшей к нам с юго-запада территории Польши (рис. 2), где теперь, в отличие от южной тайги нашего Северо-Запада, преобладают широколиственные леса. Здесь тоже, как и в Германии, судя по остаткам растений и многочисленным следам прежней мерзлоты, среднеиюльские температуры не поднимались выше 10°C ни в один из интерстадиалов средней вислы (пленивистулия, МИС 4-3) [11]. Этот контраст с реконструированными севернее лесными ландшафтами «валдайского мегаинтерстадиала» слишком велик чтобы принимать на веру близкие к пределу радиоуглеродные даты, полученные по устарелым технологиям 1960-70-х годов.

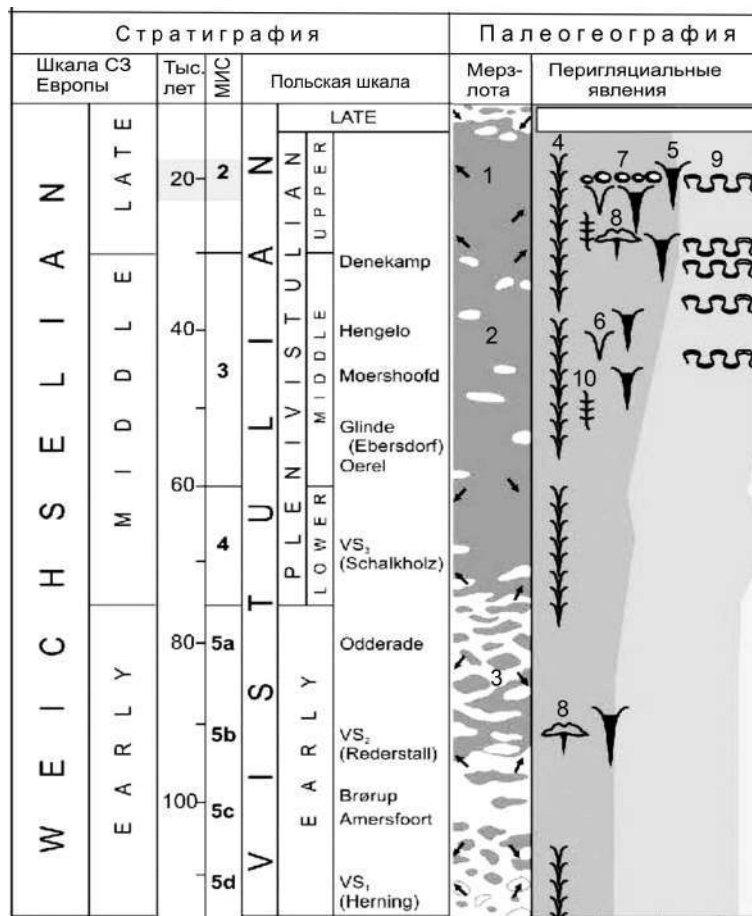


Рис. 2. Сводка палеогеографических данных по вислинскому времени (эпоха последнего оледенения) в Центральной Польше [11]. Номера в колонке Палеогеография: мерзлота 1 – сплошная, 2 – прерывистая, 3 – островная; псевдоморфозы по ледяным жилам 4 – сингенетическим, 5 – эпигенетическим, 6 – песчаные жилы, 7 – булыжные мостовые, 8 – следы гидроакколитов, 9 – инволюции, 10 – морозобойные трещины.



В связи с указанными парадоксами палеогеографической интерпретации полезно вспомнить как такая проблема решалась в северных районах, в последние четверть века подвергавшиеся исследованиям с участием западноевропейских геологов. Важной особенностью этого этапа изучения северного плейстоцена явилось массивное применение современных геохронометрических методов, включавших радиоуглеродное AMS датирование, оптико-стимулированную люминесценцию, электронно-парамагнитный резонанс, уран-ториевое датирование, космогенный бериллий [5–7, 10]. Новые методы почти нигде не подтвердили «древних» конечных дат, полученных традиционной радиоуглеродной технологией. Так, ключевой разрез мощного межморенного торфяника на р. Сейде южнее Воркуты Х.А. Арслановым и др. [3] отнесен к среднему валдаю ввиду даты  $^{14}\text{C}=43,8$  тыс. лет (ЛЮ-1766) по блоку торфа. Но и U/Th возраст торфа, и средний ОСЛ (оптико-люминесцентный) возраст по 10 пробам из вмещающих песков оказался около 200 тыс. лет [13].

В Печорском бассейне русско-норвежским проектом PECHORA в течение 20 лет конечные  $^{14}\text{C}$  даты получались только из отложений, залегающих выше морены последнего оледенения. Стебельки мха из подморенных отложений при датировании AMS методом обычно показывали запредельный возраст [7, 10]. Древние же конечные возрасты конвенционального  $^{14}\text{C}$  датирования в старых публикациях относились к подморенным образованиям [1].

Аналогично, новое датирование каргинских подморенных слоев на Нижнем Енисее вместо 35–44 тыс. лет у Н.В. Кинд [8] дало три  $^{14}\text{C}$  даты более 48 тыс. лет и шесть ОСЛ дат от 80 до 112 тыс. лет [5]. Важный элемент схемы Н.В. Кинд – криотурбированный слой «конощельского похолодания» с датой 32,5 тыс. лет позже дал четыре запредельных AMS возраста и 6 ОСЛ дат со средним значением 68 тыс. лет, т.е. на 35,5 тыс. лет древнее радиоуглеродного возраста (Рис. 3, справа).

Таким образом, «каргинское межледниковье», собранное из разных разрезов с единичными  $^{14}\text{C}$  датами и якобы синхронное среднему валдаю, по современной хронометрии оказывается артефактом. Участвующие в схеме Н.В. Кинд [8] осадки относятся не к МИС 3, а к межледниковью эемского типа и ранневислинским похолоданиям в интервале МИС 5-4.

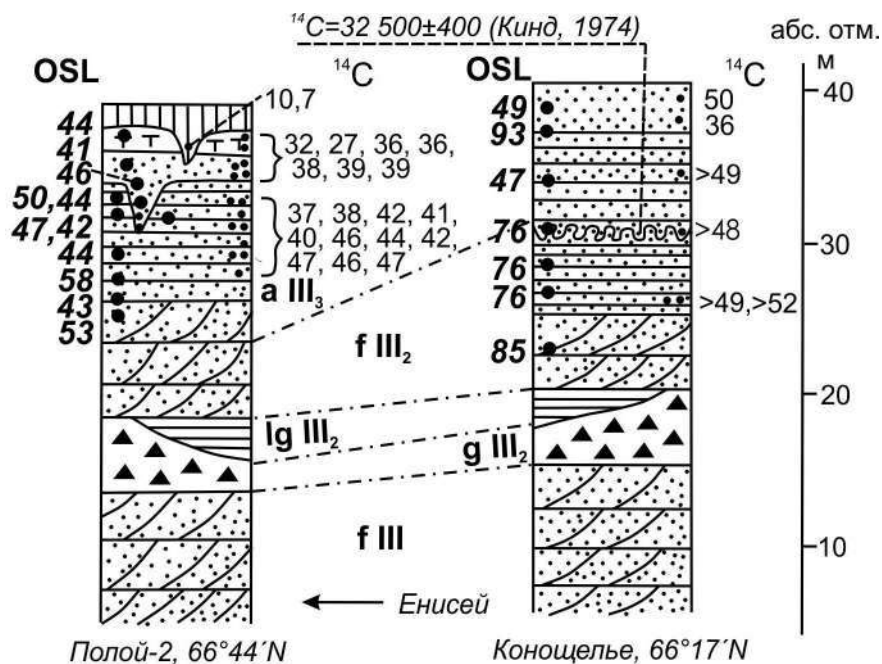


Рис. 3. Результаты датирования аллювиальных отложений приполярного Енисея современными методами: AMS  $^{14}\text{C}$  в Лаборатории Познани и ОСЛ (оптически-стимулированной люминесценции) в Лаборатории люминесцентного датирования Университета г. Орхус, Дания [6].

Большую корреляционную надежность современной технологии демонстрирует параллельное датирование аллювия II террасы двумя методами в полойском разрезе (Рис. 3, слева).  $^{14}\text{C}$  возрасты получены AMS датированием веточек местных кустарников в коре, а ОСЛ даты происходят из вмещающих аллювиальных песков [6]. Этот холодный аллювий лишен древесных остатков в отличие от современного аллювия с массой бревен. Важна параллельность двух разных серий: 10 ОСЛ дат (без учета «отскока» 58 тыс. лет) дает средний возраст верхов аллювия 45 тыс. лет. А радиоуглеродная серия из 17 дат с незначительными инверсиями показывает (без учета аномального значения 27 тыс. лет) несколько сниженный средний возраст 40,6 тыс. лет, чего и следует ожидать от некалиброванных значений  $^{14}\text{C}$ . Эта явно холодная часть енисейского верхнего неоплейстоцена не может сопоставляться с первым теплым интерстадиалом Русской равнины [1, 2], она ближе к холодному интерстадиалу Западной Европы типа Hengelo.

Важный урок дают многочисленные эксперименты с радиоуглеродным датированием детальной стратиграфии палеолита, особенно лучше всего изученной группы стоянок в Костенках Воронежской области. Согласно знатоку палеолита Костенок А.А. Синицыну, разброс значений возраста в каждом отдельном культурном слое, даже без учета старинных дат, достигает 5 тыс. лет, хотя ни одна стоянка не могла функционировать на протяжении тысячелетий. С учетом данных по палеолиту Западной Европы «внедрение новых методов очистки ... привело к пересмотру огромного массива датировок, накопленного за почти 50-летний период действия радиоуглеродного датирования. Заключение малоутешительные: для периода древнее 30 тыс. л.н. 70% радиоуглеродных дат должны быть признаны несоответствующими реальному возрасту стоянок» [9].

Приходится констатировать то же самое и для средневалдайских опорных разрезов. Решение о корреляционной валидности тех или иных дат может быть принято только на основе статистического анализа серий дат и сопоставления их с результатами независимых хронометрических методов. Исходя из высокой вероятности чересчур молодых возрастов, полученных традиционным  $^{14}\text{C}$  методом для валдайских интерстадиалов древнее брянского уровня, разумнее всего воздержаться от их корреляции с средневислинскими разрезами Западной Европы. Можно предполагать, что описанные в русской литературе лесные ландшафты среднего валдая относятся к теплым интерстадиалам ранней вислы типа Vgørup и Odderade, или даже к фрагментам эемского этапа, т.е. они вряд ли моложе МИС 5.

Список литературы:

- [1] Арсланов Х.А., Лавров А.С., Лядов В.В. и др. Радиоуглеродная хронология и палеогеография средневалдайского интервала и последнего ледникового покрова на северо-востоке Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. – М., Наука. – 1980. – С. 68–81.
- [2] Арсланов Х.А., Бреслав С.Л., Заррина Е.П. и др. Климатостратиграфия и хронология среднего валдая Северо-Запада и Центра Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины / Величко А.А., Фаустова М.А., (Ред). М., Наука – 1981. – С. 12–27.
- [3] Арсланов, Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. и др. Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и раннего голоцена на севере Печорской низменности // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. – М., Наука. – 1987. – С. 101–111.
- [4] Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2009. – № 69. – С. 8–24.
- [5] Астахов В.И., Мангеруд Я. О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее // ДАН. – 2005. – Т. 403(1). – С. 63–66.
- [6] Астахов В., Мангеруд Я. О геохронометрическом возрасте позднплейстоценовых террас на Нижнем Енисее // ДАН. – 2007. – Т. 416(4). – С. 509–513.
- [7] Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30–31. – С. 190–206.
- [8] Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – М.: Наука. – 1974. – 255 с.
- [9] Синицын А.А. Прерывистость и преемственность в палеолите Костенок // Верхнедонской археологический сборник. – 2014. – Вып. 6. – Липецк: ЛГПУ. – С. 66–76.

[10] Astakhov V.I. The Northern Pleistocene of Russia. – Newcastle upon Tyne, Cambridge Scholars Publishing. – 2020. – 609 p.

[11] Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., Roman M. Vistulian periglacial and glacial environments in central Poland: an overview // Geological Quarterly. – 2020.–Vol. 64(1). – С. 54–73.

[12] Markova, A.K., Simakova, A.N., Puzachenko, A. Yu., Environments of the Russian Plain during the Middle Valdai Briansk Interstade (33,000–24,000 BP) indicated by the fossil mammals and plants // Quaternary Research. – 2002. – Vol. 57. – С. 391–400.,

[13] Murray A., Buylaert J.-P., Henriksen M. et al.. Testing the reliability of quartz OSL ages beyond the Eemian // Radiation Measurements. – 2008. – Vol. 43. – P. 776 – 780.

**ПОКРОВНЫЕ СУПЕСИ ВЕРХНЕВОЛЖЬЯ:  
РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ВОЗРАСТ**  
**Д.В. Баранов, Н.В. Карпухина, Е.О. Мухаметшина, А.В. Панин**

Институт географии РАН, Москва, Россия, dm\_baranov@igras.ru

**COVER SANDY LOAMS OF THE UPPER VOLGA RIVER REGION:  
GEOGRAPHY, GENESIS, AGE**

**D.V. Baranov, N.V. Karpukhina, E.O. Mukhametshina, A.V. Panin**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Супесчаные отложения, плащеобразно перекрывающие значительные пространства Верхневолжья известны в научной литературе достаточно давно [6, 9, 10]. Тем не менее, до настоящего времени не имеется конкретных представлений о характере их распространения, строении толщ, а по вопросу происхождения и возраста приводятся лишь логические заключения, не подкреплённые прямыми доказательствами. В настоящей работе приводятся результаты исследования, проведённого в течение 2014 – 2020 гг. на территории Селижаровского округа Тверской области. Частично, результаты исследований были опубликованы ранее [3].

В ходе полевых работ с помощью ручного и механического бурения были вскрыты залегающие с поверхности отложения левобережья р. Волги в приледниковой зоне поздневалдайского оледенения (рис. 1). Вскрытые толщи представляют собой супеси, алевроиты, тонко- и мелкозернистые пески светло-бежевого, палевого, светло-палевого цветов. Нижняя граница супесей неровная и, как правило, имеется очень чёткий переход по гранулометрическому составу отложений к нижележащим слоям. В наиболее мощных разрезах покровных супесей (1,5 – 2,0 м) в придолинных частях междуречья значительная их часть имеет тонкую горизонтальную слоистость, и лишь верхние 0,5 м имеют массивную текстуру.

В ходе работ установлено, что, во-первых, супеси встречаются на высотах выше 15 – 17 м над урезом (210 – 212 м абс.): максимальная их мощность (порядка 2 м) характерна для высоты около 20 м над урезом (213 – 215 м), а при увеличении абсолютных высот мощность сокращается до 0.7 – 0.5 м (рис. 2). Во-вторых, в большинстве своём покровные супеси подстилаются плотными лёгкими суглинками с большим количеством обломочного материала – ледниковыми отложениями (мореной), и лишь в некоторых местах (например, в т.н. Кошинском расширении долины р. Волги) под супесями вскрыты крайне несортированные песчаные отложения с включением обломочного материала (флювиогляциальные отложения). В-третьих, на высотах ниже 15 – 17 м относительно уреза р. Волги с поверхности вскрываются песчаные отложения, рассматриваемые нами как аллювиальные отложения волжских террас. Таким образом, можно однозначно утверждать, что супеси покрывают лишь междуречные пространства левобережья р. Волги и не заходят в её долину, при этом их мощность максимальна в придолинной части междуречья и снижается при удалении от долины. Супеси имеют покровный характер залегания, по сути облекают созданный оледенением рельеф, а их распространение не зависит от литологического состава подстилающих отложений.

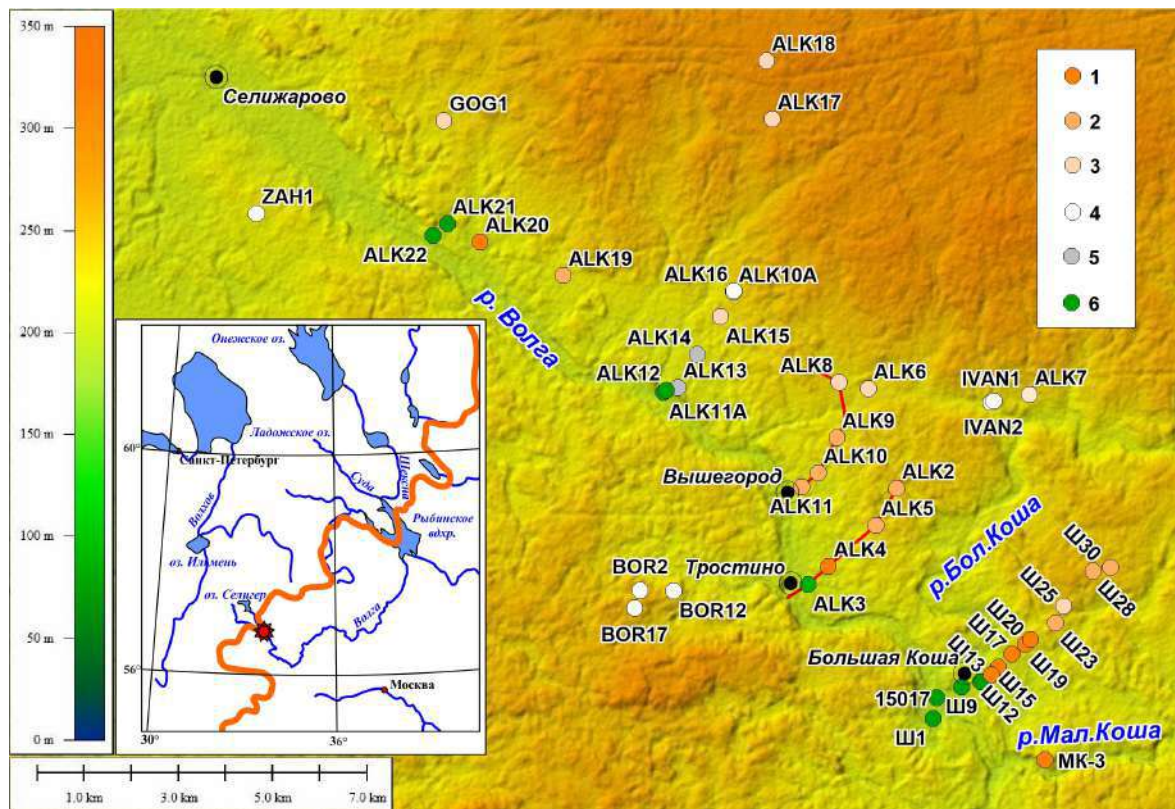


Рис. 1. Карта фактического материала. Цифровая модель местности SRTM. На врезке: положение района работ, жирная линия – граница поздневалдайского оледенения [11]. Условные обозначения: разрезы покровных супесей на междуречье мощностью: 1 – более 1 м, 2 – 0.5...1 м, 3 – 0.1...0.5 м, 4 – 0 м, 5 – мощность не устанавливалась; 6 – скважины в долине р. Волги, вскрывшие аллювий.

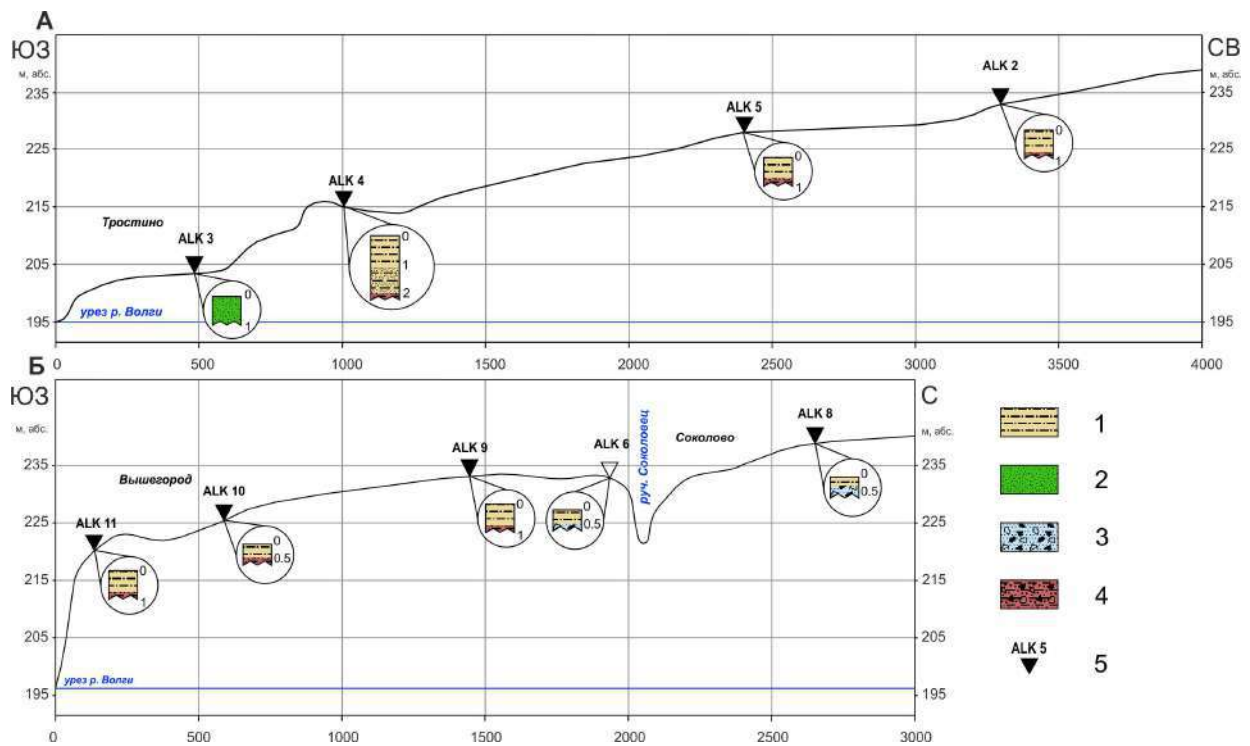


Рис. 2. Геолого-геоморфологические профили левобережья р. Волги в створе д. Тростино (А) и д. Вышегород (Б). Условные обозначения: 1 – покровные супеси, 2 – аллювий р. Волги, 3 – флювиогляциальные отложения, 4 – ледниковые отложения (морена), 5 – скважины и их номера.

Детальный гранулометрический анализ (по шкале В.П. Батурина), проведённый для ряда разрезов (Ш13 и Ш19, см. расположение на рис. 1) по профилю у д. Большой Коши [3] показал вещественную неоднородность разреза рассматриваемых отложений. Так, для разреза Ш13, где рассматриваемые супеси имеют мощность 2 м, в верхних 0.7 м около 30% приходится на мелкозернистый песок, 15 – 20% на песок тонкозернистый, и по 20 – 25% – на алеврит и глину соответственно. Ниже 0.7 м и до подошвы рассматриваемых отложений преобладают фракции тонкозернистого песка (20 – 30%) и крупного алеврита (40 – 50%), дающие в сумме более 60%. В разрезе Ш19 (более удалённого от долины р. Волги) для верхнего метра характерно преобладание тонкозернистого песка и крупного алеврита (суммарно около 60%), однако значительно содержание более крупных частиц песка (вплоть до крупнозернистого). В нижнем полуметре толщи резко сокращается доля «крупных» песчаных частиц, а фракции тонкозернистого песка и крупного алеврита суммарно достигают 80%.

Спорово-пыльцевой анализ, проведённый по аналогичным отложениям, вскрытых разрезом на правом берегу р. Малой Коши (разрез МК-3 на рис. 1) показал почти полное отсутствие пыльцы и спор, за исключением двух образцов из самой верхней части разреза (с глубины 0.3 м и 0.1 м). Пыльца деревьев и кустарников составляет 50% спектра в нижнем образце и более 90% в верхнем. Доля пыльцы сосны в этой группе снижается с 80% до 45% в верхнем образце за счёт повышения содержания пыльцы ольхи приблизительно до 50%. Пыльца ели составляет около 10%, в верхнем образце обнаружены единичные пыльцевые зерна вяза (*Ulmus*) и лиственницы (*Larix*). В группе травянистых растений преобладает пыльца злаков и осок (по 20 – 25%). В верхнем образце довольно велико содержание пыльцы *Chenopodiaceae* (около 20% от суммы пыльцы трав и кустарничков) и представителей двудольного разнотравья, в том числе *Asteraceae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae* и др. Обращает на себя внимание довольно высокая доля спор, главным образом папоротников в нижнем образце и плаунов – в верхнем.

Из рассматриваемой толщи в разрезах у д. Большой Коши были отобраны образцы для датирования методом оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ), которые показали следующий возраст отложений: 11,2±0.9 тыс. л.н. (GdTL-3024, глубина 1,9 м, Ш13), 9,4±0,6 тыс. л.н. (GdTL-3026, глубина 0,35 м, Ш15), 12,3±0,9 тыс. л.н. (GdTL-3027, глубина 1,9 м, Ш15), 12,5±0,7 тыс. л.н. (GdTL-3032, глубина 0,7 м, Ш19), 9,79±0,7 тыс. л.н. (GdTL-3034, глубина 0,5 м, Ш30). Оптико-люминесцентное датирование отложений проводилось в Институте физики Силезского политехнического университета (Гливице, Польша).

Таким образом, учитывая описанные особенности покровных супесей Верхневолжья, авторы предполагают, что их образование связано с раздувом отложений террас р. Волги и аккумуляцией вещества на поверхности междуречных пространств. В частности, об эоловом происхождении толщи можно судить по высокой степени сортировки отложений, особенно в нижней части разрезов. Утонение мощности супесей при отдалении от долины, а также уменьшение крупности частиц в таком же направлении наводит на мысль о речных террасах, как источнике вещества. Также возможным источником вещества можно считать обширные песчаные (зандровые) поля правобережья Волги в окрестностях Селижарово [8]. Отсутствие пыльцы в супесчаных отложениях косвенно подтверждают гипотезу об эоловом генезисе толщи: в субаэральных осадках, особенно в эоловых, как правило, пыльцевые зерна быстро разрушаются при окислении и биохимическом воздействии. Кроме того, высокое содержание пыльцы сосны и *Chenopodiaceae* закономерно для завершающей фазы аккумуляции эолового материала.

Согласно полученным ОСЛ-датировкам, накопление толщи покровных супесей происходило на рубеже позднего плейстоцена и голоцена. По последним данным, лестница Волжских террас к этому времени уже была сформирована [2, 3]. Вероятнее всего, поверхности террас ещё содержали незадернованные и незалесённые участки, откуда мог происходить выдув материала. Аккумуляция вещества по левобережью Волги может быть объяснена местной розой ветров – по данным метеостанции «Верхневолжский бейсшлот» в

окрестностях Селижарово преобладают ветры западных, юго-западных и южных румбов; с большой долей вероятности ветры аналогичных направлений были характерны и для рубежа позднего плейстоцена и голоцена. Косвенно время образования толщи подтверждается составом спорово-пыльцевых спектров, полученных для самого верхнего слоя отложений, характерных для пребореального и бореального времени в этом регионе. В частности, господство пыльцы сосны в спектрах, высокое содержание спор *Polypodiaceae* и появление единичной пыльцы широколиственных пород, и в первую очередь вяза, характерно для начала голоцена [7]. Тонкая горизонтальная слоистость осадков может быть объяснена их формированием способом, описанным В.И. Астаховом для niveйно-эоловых отложений в Западной Сибири [1]. Возможно, процесс раздува террас р. Волги был аналогичен тому, который в настоящее время происходит в речных долинах Якутии [4, 5].

*Исследование проведено в рамках проекта РНФ № 17-17-01289. Коллектив авторов сердечно благодарит коллег, участвовавших в полевых работах в Верхневолжье, и лично Е.А. Константинова, А.Л. Захарова, А.О. Уткину, Н.В. Сычёва, Н.Т. Ткача.*

Список литературы:

- [1] Астахов В.И. Четвертичная геология суши. – Санкт-Петербург, издательство СПбГУ. – 2020. – 400 стр.
- [2] Баранов Д.В., Панин А.В. Хронология послеледникового врезания верхней Волги по данным оптико-люминесцентного датирования лестницы террас // Геоморфология – наука XXI века. Материалы XXXVI Пленума геоморфологической комиссии РАН. Барнаул, 24–28 сентября 2018 г. – Барнаул: Алтайский университет. – 2018. – С. 295 – 299.
- [3] Баранов Д.В., Панин А.В., Антонов С.И., Беляев В.Р., Болысов С.И., Еременко Е.А., Зарецкая Н.Е. Влияние гляциоизостатических движений земной коры в приледниковой зоне на развитие верховий р. Волги // Вестник Московского университета, серия 5, география. – 2019. – №6. – С. 90 – 101.
- [4] Галанин А.А., Павлова М.Р. Позднечетвертичные дюнные образования (дьялукминская свита) в центральной Якутии (часть 2) // Криосфера Земли. – 2019. – Том XXIII, № 1. – С. 3 – 16.
- [5] Галанин А.А., Павлова М.Р., Климова И.В. Позднечетвертичные дюнные образования (дьялукминская свита) в центральной Якутии (часть 1) // Криосфера Земли. – 2018. – Том XXII, № 6. – С. 3 – 15.
- [6] Геологическая карта СССР масштаба 1: 200000. Серия Московская. Лист О-36-XXVIII. Сост. Т.И. Столярова. – Москва, Госгеолтехиздат. – 1961.
- [7] Константинов Е.А., Панин А.В., Карпухина Н.В., Бричёва С.С., Борисова О.К., Нарышкина Н.Н., Гуринов А.Л., Захаров А.Л. Речное прошлое озера Селигер // Водные ресурсы. – 2021. – Том 48, №5. – С. 481 – 491.
- [8] Марков К.К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги // Труды Верхневолжской экспедиции. – 1940. – Вып. 1. – С. 3 – 40.
- [9] Обедиентова Г.В. Основные особенности геоморфологии долины Волги в верховье // Вопросы палеогеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала. – Москва, издательство АН СССР. – 1962. – С. 5–40.
- [10] Чеботарёва Н.С., Недошивина М.А., Столярова Т.И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1961. – №26. – Стр. 35 – 49.
- [11] Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation // Quaternary International. – 2016. – №420. – P. 4 – 14.

**ДИНАМИКА И ПРИЧИНЫ ВРЕЗАНИЯ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ  
ПО ДАННЫМ ОСЛ ДАТИРОВАНИЯ ЛЕСТНИЦЫ  
ТЕРРАС Д.В. Баранов, А.В. Панин**

Институт географии РАН, Москва, Россия, dm\_baranov@igras.ru

**DYNAMICS AND CAUSES OF INCISION OF THE UPPER VOLGA RIVER  
ACCORDING TO OSL DATING OF TERRACE STAIRCASES  
D.V. Baranov, A.V. Panin**

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

**Введение.** В литературе не существует единого мнения о возрасте террас верхней Волги [1]. Время образования верхней террасы различается в представлении разных исследователей от позднемосковского (МИС-6), до поздневалдайского (МИС-2). Эти мнения опираются на разные палеогеографические модели истории развития долины, в одинаковой степени слабо обеспеченные данными количественного датирования отложений террас. Уверенно определён лишь голоценовый возраст низкой террасы и поймы благодаря возможности применения радиоуглеродного метода [3]. Отложения более высоких террас не содержат органических остатков, и до последнего времени датировать их не было технической возможности. В последние три десятилетия для датирования аллювиальных песков активно используется метод оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ). На Русской равнине есть положительный опыт его применения для речных террас бассейнов Дона и Днепра [4]. В данном сообщении излагаются результаты датирования методом ОСЛ террас верхней Волги.

**Материалы и методы исследования.** Для отбора образцов в 2017 – 2019 гг. проведены полевые изыскания в долине верхней Волги на ее верхнем 100-километровом участке. В ходе полевых работ были изучены лестницы террас около д. Большой Коши (Селижаровский округ) и у г. Ржева. Строение долины р. Волги на обоих участках сходно: аллювиальные уровни представлены поймой высотой до 4–4,5 м и четырьмя-пятью ступенями надпойменных террас, из которых наиболее широкой на обоих поперечниках является самая высокая терраса. В обоих случаях она имеет одинаковую высоту 15–17 м и отделяется от более низких уровней уступом высотой 5–7 м. На всех ступенях террас проводилось механическое бурение до подстилающих аллювий отложений (морены в Большой Коше и коренных каменноугольных пород во Ржеве), на датирование из аллювия отобрано 20 образцов. ОСЛ анализ выполнялся в геохронологическом центре GADAM в Институте физики Силезского технического университета (Польша). Террасовые ряды на двух изученных профилях очень сходны, поэтому обе серии дат обрабатывались совместно.

**Основные результаты.** Массив полученных ОСЛ-дат был статистически обработан в модуле gWason в программной среде R (рис. 1). Данный модуль предназначен для построения моделей возраст-глубина по сериям дат из одного разреза путем статистической оценки скорости осадконакопления по данным о возрасте и глубине образцов. В настоящем исследовании, вероятно, впервые, данный модуль используется для оценки возраста отдельных элементов лестницы террас. Основанием для этого служит аналогия между аллювиальными телами, слагающими отдельные террасы, и стратиграфическими единицами разреза рыхлых осадков, только в первом случае возраст сверху вниз не растёт, а уменьшается. Аналогом глубины образца в разрезе для лестницы террас служит высота над урезом реки. В результате получены модели не «возраст – глубина», а «возраст – высота» (рис. 1).

Аналогия высоты с глубиной в разрезе неполная, т.к. увеличение возраста отдельных террас идет снизу вверх, а возраст аллювия в каждом индивидуальном разрезе террасы – сверху вниз. Поэтому моделирование проведено в двух вариантах. В первом для всех образцов из аллювия одной террасы принята единая высота – высота площадки террасы (рис. 1А), во втором в качестве глубины в разрезе взята высота над рекой каждого индивидуального образца (рис. 1Б).

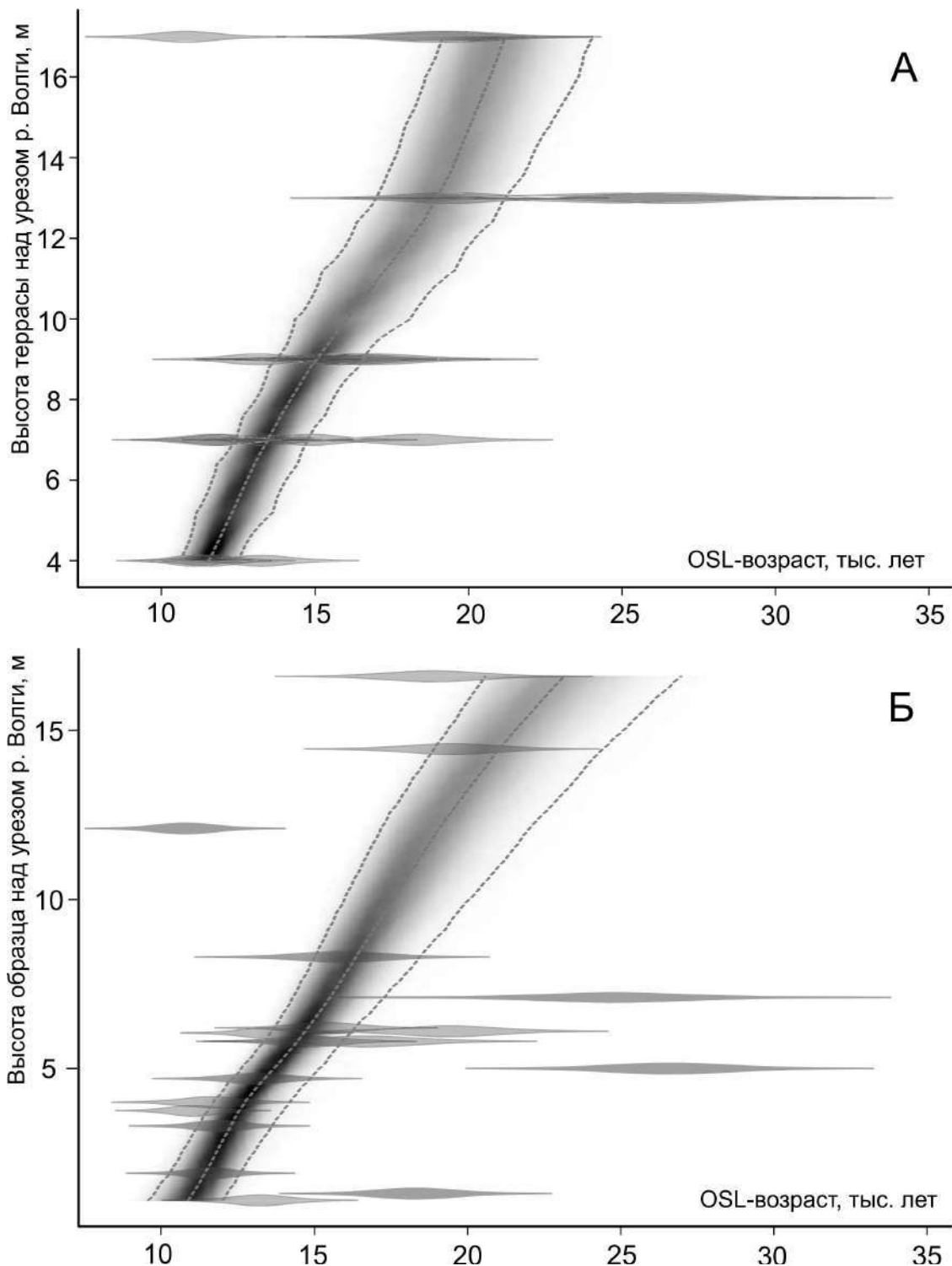


Рис. 1. Модели «возраст – высота», полученные после статистической обработки результатов OSL-датирования аллювия террас р. Волги в модуле *gVacon*. А – за глубину образца в разрезе принята относительная высота террасы, к которой относится образец, Б – за глубину образца в разрезе принята высота каждого образца над урезом воды.

Обе модели дали сходный результат. Модельный возраст 15 – 17-метровой террасы в первом случае составляет  $23 \pm 3$  тыс. лет, во втором –  $21 \pm 2,5$  тыс. лет. При этом даты непосредственно из аллювия террасы, помимо явно инверсионного образца около 11 тыс. лет имеют возраст около 19 – 19,5 тыс. лет. Из рис. 1 видно, что модель оценивает возраст террасы по верхнему пределу интервала погрешности, поскольку имеются даты от 19 до 15 – 26 тыс. л. по более низкой 13-метровой террасовой ступени. Для этой ступени модель принимает наиболее молодую часть интервала и таким образом уравнивает всю серию без



инверсий. Однако если предположить, что даты 25 – 26 тыс. л. удревнены, что нередко случается с русловыми отложениями вследствие их неполной засветки в транспорте, тогда обе террасы имеют возраст около 19 тыс. л. С точки зрения имеющихся представлений о динамике юго-восточного края Скандинавского ледникового щита [6] это более правдоподобно, поскольку край ледника вступил в верховья бассейна Волги не ранее 20 тыс. л.н., достиг максимальной фазы около 19 тыс. л.н. и затем не позднее 18 тыс. л.н. эту часть бассейна Волги покинул. Максимальная граница ледника проходила в двух десятках километрах северо-западнее д. Большой Коши [5] – верхнего из рассматриваемых участков.

Следовательно, есть основания связывать образование наиболее высокой и широкой 15 – 17-метровой террасы с оттоком талых вод поздневалдайского ледника, т.е. эта терраса представляет собой долинный зандр или, по крайней мере, аллювиально-флювиогляциальное образование. Близость возрастов 15 – 17-метровой и 11 – 13-метровой ступеней, последняя из которых также весьма широка, в отличие от более низких террас, позволяет и её увязывать со стоком талых вод. Тогда получается, что быстрое врезание реки началось ещё в период стока талых вод, а не после его окончания, как можно было бы заключить из наличия прослеживающегося на всем отрезке долины высокого уступа 15 – 17-метровой террасы.

**Обсуждение результатов.** Таким образом, получается, что наиболее высокие террасы верхней Волги образовались во время последнего ледникового максимума (ПЛМ). Река к началу голоцена врезалась на глубину порядка 12 м (если измерять по площадкам террас и поймы), т.е. средняя скорость врезания составила порядка 1.2-1.5 м за 1000 лет.

В качестве причины врезания, в первую очередь, логично, ввиду близкого расположения границы оледенения, рассматривать гляциоизостатическую компенсацию в приледниковой области. В этом случае следовало бы ожидать рост глубин вреза долины с приближением к краю ледника, где величина компенсационного поднятия должна быть больше. Однако этого не установлено: высота ПЛМ-террасы одинакова на обоих участках, как в 20 км (Большая Коша), так и в 100 км (Ржев) от бывшего фронта ледника.

В качестве альтернативного варианта причины врезания долины можно рассматривать гидрологический фактор. Во время ПЛМ врезание поддерживалось высокими расходами воды за счет стока талых вод, а когда они иссякли – климатически обусловленным высоким стоком, характерным для центра и юга Русской равнины в позднеледниковье [8, 9].

Более детальные исследования, проведенные в 2020 году в непосредственной близости границы последнего оледенения, около пгт Селижарово [2, 7] установили наличие долины прорыва – глубокого корытообразного понижения долины р. Волги, спрямленного и лишённого террас. Существование долины прорыва выше по течению д. Большой Коши и г. Ржева, по мнению авторов, объясняет резкое увеличение водности р. Волги во время ПЛМ и позднеледниковье – за счёт резкого увеличения площади водосбора [7].

Тем не менее, полученные результаты поднимают новый вопрос в исследовании истории формирования долины р. Волги. Как при столь детальных геологических и геоморфологических работах не найден более древний (довалдайский) аллювий р. Волги. Формальный подход, исходящий из ПЛМ-возраста наиболее высокой террасы, говорит о том, что долина р. Волги в верховье очень молода и была создана лишь стоком талых ледниковых вод в поздневалдайское время. Однако этому противоречит общая орографическая характеристика Верхневолжья – р. Волга обладает развитой сетью притоков, не имеющих связи с последним оледенением и заведомо существовавших до его наступления. Воды этих притоков должны были концентрироваться в основной долине.

Предполагается, что более древний (довалдайский) аллювий р. Волги был уничтожен в результате вероятно катастрофического события, сформировавшего долину прорыва у пгт Селижарово и увеличившего водность реки за счёт прироста площади бассейна. Вероятнее всего довалдайская Волга была в значительной степени менее многоводна, чем современная, и обладала скромной долиной. Истоком р. Волги могла быть р. Большая Коша, обладающая существенно меньшей площадью водосбора. Прорыв в окрестностях пгт Селижаровократно увеличил водосбор р. Волги, добавив к нему существенные водные

запасы Верхневолжских озёр и Селигера, в результате чего довалдайская долина р. Волги была уничтожена и сформировалась современная широкая долина.

*Исследования проводятся при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 17-17-01289).*

Список литературы:

[1] Баранов Д.В. К вопросу о возрасте террас Верхней Волги // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVIII Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 8-14 апреля 2019 г.). – Иркутск, ИЗК СО РАН. – 2019. – С. 27–28.

[2] Баранов Д.В., Карпухина Н.В., Панин А.В., Захаров А.Л. Селижаровский заандр и долина реки Волги // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. – 2020. Вып. 7. – С. 269–273.

[3] Кямря В.В., Мохов В.В., Семенова Л.Р. Стратиграфия: четвертичная система // ГГК РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист О-35 – Псков, (N-35), О-36 – Санкт-Петербург. Объяснительная записка. – СПб, ВСЕГЕИ – 2012. – С. 149–194.

[4] Панин А.В., Матлахова Е.Ю., Беляев Ю.Р., Бульярт Ж.-П., Дубис Л.Ф., Мюррей А., Пахомова О.М., Селезнева Е.В., Филиппов В.В. Осадконакопление и формирование террас в речных долинах центра Русской равнины во второй половине позднего плейстоцена // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2011. – №71. – С. 47–74.

[5] Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M., Glaciomorphological Map of the Russian Federation. // Quaternary International. – 2016. – Vol. 420. – P. 4–14.

[6] Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne, Ø.S, Mangerud, J., Svendsen, J.I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. – 2016. – Vol. 45. – P. 1–45.

[7] Panin A., Baranov D., Moska P., Utkina A. The Upper Volga river in MIS 2 – early Holocene: response to climate changes and ice sheet impact // FLAG Biennial Meeting 20-21 September 2021. Evolution of fluvial systems at different time scales. – Moscow, Institute of Geography RAS. – 2021. – P. 54–56.

[8] Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // Catena. – 2015. – Vol. 130. – P. 46–61.

[9] Sidorchuk, A., Panin, A., Borisova, O. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period // Geomorphology. – 2009. – Vol. 113. – P. 137–157.

## О СТРАТИФИКАЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ О. НОВАЯ СИБИРЬ

**А.В. Бартова**

ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Россия, arina\_bartova@mail.ru

## ON THE STRATIFICATION OF CEINOZOIC SEDIMENTS OF THE NEW SIBERIA ISLAND

**A.V. Bartova**

FGBU «VSEGEI», Saint-Petersburg, Russia

В настоящее время ведутся работы по созданию комплекта ГГК-1000/3 листов S-55,56, охватывающих акваторию Восточно-Сибирского моря, часть Яно-Индибирской низменности и островов Фаддеевский и Новая Сибирь. Полевые работы на сухопутной части территории предусмотрены не были. Однако большой объём проведенных ранее геолого-съёмочных и тематических работ, анализ рельефа по среднемасштабным топографическим картам и дешифрирование космических снимков высокого разрешения позволили разобраться с частью проблемных вопросов кайнозойской истории Новосибирских островов (возраст свит и толщ, причины складчатых деформаций). Было проведено сопоставление предполагаемых геологических событий с известными в регионе и прослежена геологическая история на кайнозойском этапе.

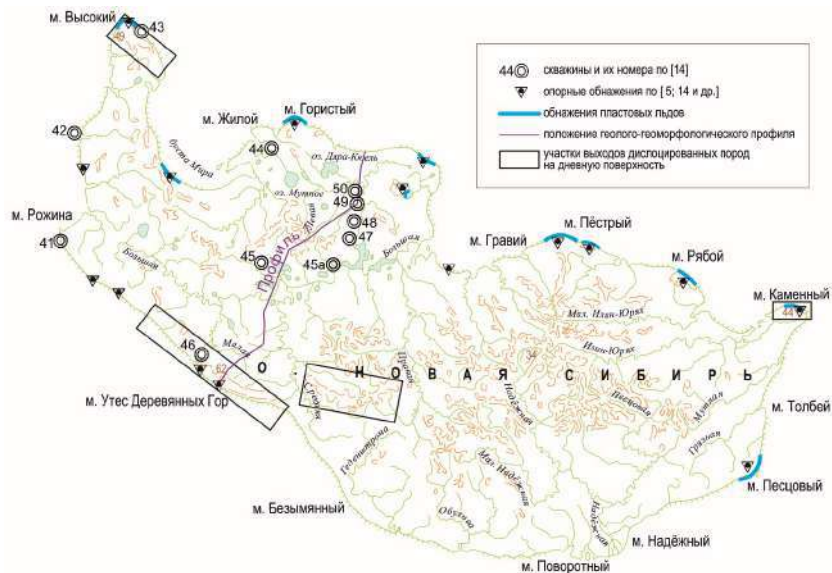


Рис. 1. Расположение скважин и разрезов на о. Новая Сибирь.

В 70-х годах XX века на Новосибирских островах были проведены геолого-съёмочные работы масштаба 1:200 000, сопровождавшиеся картировочным бурением [14] (рис. 1). В результате этих работ выделены анжуйская (эоцен), нерпичинская (олигоцен-миоцен) и канарчакская (по современной Общей стратиграфической шкале – гелазий-нижний неоплейстоцен) свиты, морские отложения среднего неоплейстоцена. Для них сделано подробное описание, получены биостратиграфическая, минералогическая и др. характеристики, описаны вмещающие ледяные жилы (ЛЖ) в озёрно-аллювиальных отложениях среднего-верхнего неоплейстоцена, пластовые льды.

В 1991 году по результатам аэрофотогеологического картирования масштаба 1:500 000 [2], включавшего полевое изучение, в районе мыса Утёс Деревянных Гор уточнён возраст дислоцированных неогеновых отложений (миоцен). Позднее они получили название гидробазовская толща. Озёрно-аллювиальные отложения, вмещающие ЛЖ, выделены в ледовый комплекс с возрастом 2-4 ступени позднего неоплейстоцена. Для юга острова определено современное быстрое воздымание. Авторы рассматривают и неотектоническую, и гляциотектоническую природу дислокаций, но склоняются к неотектонической.

В начале 2000-х годов на Новосибирских островах проводились геолого-геоморфологические исследования экспедицией «Высокоширотная Арктика: природа и человек» в рамках российско-американского проекта «Жохов-2000» [1; 4-7; 12; 13; 15 и др.]. Были изучены разрезы в береговых обрывах Новосибирских островов, проведены биостратиграфические исследования разрезов, радиоуглеродное датирование. Высказано мнение о существовании в конце среднего неоплейстоцена ледника мощностью до 700 м, покрывавшего почти полностью территорию современных островов Анжу и Де-Лонга, с центром в районе островов Де-Лонга. Пластовые льды большинство авторов считает реликтами ледника, время оледенения – конец среднего неоплейстоцена. Нерпичинскую и канарчакскую свиту предлагают омолодить до среднего неоплейстоцена, генезис слагающих их отложений признаётся морским. Для пород ЛК получены, в основном, позднекаргинские и сартанские радиоуглеродные датировки.

В 2016–17 гг. сотрудниками ГИН РАН совместно с ПАО НК «Роснефть» на о. Новая Сибирь были проведены научно-исследовательские работы [9] с целью выяснения генезиса и возраста деформаций меловых и кайнозойских пород. Работы включали литологические, структурные и биостратиграфические исследования. Как и в работах по проекту «Жохов-2000», возраста нерпичинской и канарчакской свит авторы признают средним неоплейстоценом, делают вывод о гляциотектонической природе складчато-надвиговых деформаций острова Новая Сибирь. К аналогичному выводу несколько ранее пришли М. К. Данукалова и А. Б. Кузьмичев [10].



палеогеновые и неогеновые породы, часть скважин достигла докайнозойских пород. Разрез кайнозоя начинается с кор выветривания датского яруса палеоцена. В пределах о. Новая Сибирь они не описаны, но известны западнее, в районе Земли Бунге и о. Котельный. На самом острове в скважине 44 на юрских породах показана толща мощностью около 1,5 м, которая, судя по обозначению литологии на стратиграфической колонке скважины, может быть корой выветривания. К западу от острова также существуют морские и континентальные образования палеоцена. На о. Новая Сибирь кайнозойские образования достоверно известны с анжуйской свиты эоцена. Наибольшее развитие в пределах острова имеют нерпичинская (олигоцен-миоцен) и перекрывающая её канарчакская свиты (гелазий-нижний неоплейстоцен), в районе Деревянных Гор известны выходы гидробазовской толщи (миоцен), в северной части острова развиты морские отложения среднего неоплейстоцена. Венчают разрез породы едомного ледового комплекса (верхний неоплейстоцен) и голоценовые образования разного генезиса. Во многих обнажениях северной части острова вскрыты пластовые льды.

Палеогеновые и неогеновые породы интенсивно дислоцированы, складки и дислоцированные разрезы этих отложений известны на северо-западе острова (мыс Высокий), в скважинах. На юго-западе острова (Деревянные Горы) в дислокации вовлечены верхнемеловые породы (деревяннгорская и бунгинская свиты), ядра синклиналиных складок слагает гидробазовская толща. Перекрывают эти отложения горизонтально залегающими алевритами канарчакской свиты.

По профилю видно, что основной объём раннекайнозойских пород находится ниже современного уровня моря, и при наземных работах тематических экспедиций 2000-х годов был изучен только самый верх кайнозойского разреза. Анализ расположения разрезов, аналитических данных, характера залегания толщ, с учётом отсутствия ярко выраженных отличительных особенностей в строении рыхлых осадочных толщ схожего генезиса, отсутствия выходов на дневную поверхность единого разреза, вскрывающего полностью и свиты, и перекрывающие и подстилающие их образования, позволяет предполагать, что при работах 2000-х годов были изучены морские отложения, отнесённые при ГС-200 к средненеоплейстоценовым, а не канарчакская и нерпичинская свиты, либо только самые верхи этих свит. В работах [2; 14] для нерпичинской, канарчакской свит и гидробазовской толщи приведены биостратиграфические характеристики, согласно которым низы нерпичинской и канарчакской свит уверенно коррелируются, соответственно, с олигоценом и миоценом и гелазским ярусом Яно-Индибирской и Колымской низменностей. Для верхних частей этих свит, описанных в береговых обрывах Восточно-Сибирского моря, в отчёте [14] обсуждается возможность более молодого возраста – ранне-средненеоплейстоценового.

При составлении ГК-1000/3 возраст нерпичинской и канарчакской свит оставлен исходный (по [14]), с учётом изменений в стратиграфической шкале, как имеющий убедительные палеонтологические характеристики для каждой свиты. При этом верхние их части выделены в морские образования среднего неоплейстоцена.

Выводы. В дислокации вовлечены верхнемеловые породы (деревяннгорская и бунгинская свиты), палеогеновые и неогеновые породы (анжуйская и нерпичинская свиты и гидробазовская толща). Перекрывают эти образования горизонтально залегающими алевритами канарчакской свиты (гелазский ярус–нижний неоплейстоцен). Следовательно, вероятное время возникновения дислокаций – до накопления пород канарчакской свиты, т. е. плиоцен. Такое предположение о возрасте дислокаций согласуется с событиями, прослеженными в соседнем, внеледниковом районе к юго-востоку от площади: в нижнем течении р. Колымы в конце миоцена или начале плиоцена происходит активизация тектонических движений, заложение новых и обновление древних разрывных нарушений, интенсивное врезание и накопление грубообломочной бегуновской свиты плиоцена [3; 8].

## Список литературы:

- [1] Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения. Материалы гляциологических исследований. Вып. 101, Москва, 2006. С. 143–145.
- [2] Аулов Б. Н. и др. Отчёт о космофотогеологическом картировании масштаба 1:500 000 на площади листов Т-54-В, Г (часть); Т-55-Г (часть); Т-56-В, Г (часть); S-53-А, Б (часть); S-56-А, Б (часть); R-56, 57, 1988-1990 гг. Москва, 1991 г.
- [3] Бартова А.В., История геологического развития низовьев Колымы в кайнозое. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы XI Всероссийской научно-практической конференции. Якутск 2021, с. 11–14
- [4] Базилян А.Э., Никольский П.А., Тумской В.Е., Анисимов М.А. Стратиграфия четвертичных отложений Новосибирских островов и севера Яно-Индибирской низменности. 2006
- [5] Базилян А.Э., Никольский П.А. Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (о-в Новая Сибирь) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 2007, № 67, с. 76–84
- [6] Базилян А.Э., Никольский П.А., Анисимов М.А. Плейстоценовое оледенение Новосибирских островов – сомнений больше нет // Новости МПГ 2007/08, №12, 2008 г.
- [7] Базилян А.Э., Никольский П.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Возраст следов покровного оледенения Новосибирских о-вов по данным  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования раковин моллюсков.
- [8] Болдырева А. И. и др. Создание комплекта государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (авторский вариант) листа R-57 – Черский. Санкт-Петербург, 2020 г.
- [9] Голионко Б.Г., Базилян А.Э. и др. Складчато-надвиговые деформации о. Новая Сибирь (Новосибирские острова, Россия): возраст, морфология и генезис структур // Геотектоника, 2019, № 6, с. 46–64
- [10] Данукалова М. К., Кузьмичев А. Б. Деревянные Горы (о. Новая Сибирь): складчато-надвиговой ороген неоплейстоценового возраста // Материалы XL VI Тектонического совещания. М. ГЕОС, 2014 г.
- [11] Ким Б. И., Рейнин И. В. Отчёт: Структурная геоморфология и новейшая тектоника западной части шельфа Восточно-Сибирского моря. Ленинград, 1978 г.
- [12] Никольский и др., 2017; Никольский П. А., Базилян А. Э., Зажигин В. С. Новые данные о возрасте оледенения Новосибирских островов (Восточная Арктика) // Доклады Академии Наук, 2017, том 475, № 2, с. 176–179
- [13] Павлова Е.Ю., Анисимов М.А., Дорожкина М.В., Питулько В.В. Следы древнего оледенения на о. Новая Сибирь (Новосибирские острова) и природные условия района в позднем неоплейстоцене. Лёд и Снег, 2010, № 2 (110), с. 85-92.
- [14] Труфанов Г. В. и др. Отчёт о комплексных геолого-геофизических исследованиях островов Фаддеевский, Новая Сибирь и восточной части Земли Бунге, выполненных в 1974-1977 годах по объектам №54 и № 55., 1978 г.
- [15] Тумской В. Е. Особенности криолитогеоза отложений северной Якутии в среднем неоплейстоцене-голоцене // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, №1, с. 12-21

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ НОВОСИБИРСКОГО ПРИОБЬЯ

Н.Е. Вольвах<sup>1</sup>, А.О. Вольвах<sup>1</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Институт Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,  
volvakh@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

## NEW RESULTS ON THE ABSOLUTE AGE OF LOESS-SOIL SEQUENCES OF THE NOVOSIBIRSK PRIOBIE

N.E. Volvakh<sup>1</sup>, A.O. Volvakh<sup>1</sup>, R.N. Kurbanov<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Детальные исследования изменений палеосреды требуют наличия отложений чувствительных к небольшим колебаниям климата и способных сохранять в себе эти характеристики. Лессово-почвенные последовательности (ЛПП) одни из немногих таких отложений, накапливающихся в течение длительного времени во внутриконтинентальных областях.

Лессово-почвенная последовательность плейстоцена Западной Сибири является важной палеоклиматической записью, в которой отражены глобальные и региональные изменения. Для первого детального датирования лессово-почвенной формации Западной Сибири выбран разрез Ложок, считающийся одним из наиболее стратиграфически полных ключевых разрезов ЛПП Приобского лессового плато. Он расположен на территории Новосибирского Приобья, на междуречье рр. Шипуниха и Койниха, являющимися притоками р. Бердь, впадающей в р. Обь. Разрез вскрыт в бывшем, ныне задернованном, карьере, в 1,5 км на запад от ж/д станции Ложок (54°34'02.5"N 83°18'31.9"E). Разрез выделен в качестве стратотипического для лёссово-почвенной формации верхнего плейстоцена Новосибирского Приобья [3]. Ранее для разреза Ложок проводились геоморфологические, стратиграфические и палеопедологические исследования [2], изучение его гранулометрических, геохимических, микроморфологических [5, 6, 8] характеристик и морфологии кварцевых зерен [8]. Были проведены первые попытки установления наличия в лессовой записи разреза короткопериодных климатических осцилляций [1, 8].

В стратиграфической схеме лёссово-почвенной последовательности юга Западной Сибири в позднем плейстоцене выделяются: баганский лёсс (МИС 2), суминская интерстадиальная палеопочва (МИС 2), ельцовский лёсс (МИС 2), представленный двумя палеопочвами каргинского времени искитимский педокомплекс (МИС 3), тулинский лёсс (МИС 4) и бердский педокомплекс, состоящий из верхней (МИС 5с) и нижней палеопочв (МИС 5е, казанцевское межледниковье) [3]. В соответствии с этим выделением в опорном разрезе Ложок на основе палеопедологических исследований были выделены и описаны следующие слои:

- слой 1 - профиль современной почвы (0 – 0,9 м). Состоит из гумусового А горизонта (0 – 0,25 м), В1 горизонта (0, 25 – 0,55 м) и горизонта В2са (0,55 – 0,9 м);
- слой 2 - баганский лёсс (bg; 0,9 – 1,9 м);
- слой 3 - ельцовский лёсс (el; 1,9 – 2,7 м);
- слой 4 - оглееный серый суглинок, опесчаненный, рассеченный мелкими мерзлотными клиньями, по верхней границе отмечен прослой из суглинка опесчаненного с включениями большого количества мелкой гальки, гравия и дресвы;
- слой 5 - нижняя палеопочва искитимского педокомплекса (is1; 2,85 – 3,4 м). Состоит из гумусового горизонта А (2,85 – 3,1 м) и горизонта ВС (3,1 – 3,4 м);
- слой 6 - тулинский лёсс (tl; 3,4 – 6,1 м);

- слой 7 - бердский педокомплекс, представлен в разрезе 2-мя погребенными почвами (br; 6,35 – 8,4 м). Верхняя бердская почва (br2; 6,35 – 6,75 м) состоит из гумусового А горизонта (6,35 – 6,5 м) и горизонта ВС (6,5 – 6,75 м). Данная почва коррелируется с подстадией МИС-5с. Нижняя палеопочва (br1; 6,9 – 8,4 м), представленная двумя горизонтами: А горизонтом (6,9 – 7,5 м) и В горизонтом (7,5 – 8,4 м), сформировалась во время казанцевского межледниковья (МИС 5е);

- слой 8 – сузунский лёсс (sz; с глубины 8,4 м). В стратиграфической схеме соотносится с МИС 6.

Для определения абсолютного возраста отложений лессово-почвенной последовательности разреза Ложок была отобрана серия, из которой продатировано 38 образцов, из которых к настоящему моменту получены результаты по 15. Датирование выполнено в Северной люминесцентной лаборатории Risø Орхусского Университета, Дания. Пробоподготовка проводилась в лаборатории геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата ИГМ СО РАН на базе ЦКП «Геохронология кайнозоя» по протоколу, утвержденному в Орхусском Университете, Дания. Определение эквивалентной дозы (De) выполнено по современной методике на основе принципа регенерации единичных аликвот (SAR) с получением хронологических данных по трем протоколам. Измерение люминесценции выполнено по стандартной методике [4].

В основании вскрытой расчистки из слоя 8 получена единственная дата  $266 \pm 23$  тысяч лет. Из слоя 7 имеется две даты. Значения эквивалентной дозы данных образцов значительно разнятся, так дата из слоя 7 имеет дозу  $800 \pm 55$  Грей и мощность дозы  $3,9 \pm 0,1$  Грей/тыс. лет. Столь высокие значения, скорее всего, могут быть связаны с процессами почвообразования и в конечном итоге дают возраст  $203 \pm 16$  тысяч лет, который на наш взгляд может быть омоложен. Вторая датировка составила  $182 \pm 12$  тысяч лет.

Таким образом, возраст лёссов из слоя 8 по данным люминесцентного датирования соотносится с холодной МИС 8, в то время как возраст педокомплекса слоя 7 составил 182-203 тыс. лет. В разрезе отмечается наличие двух погребённых почвенных уровней, которые по данным люминесцентного датирования могут быть соотнесены с этапами потепления МИС 7. Так, более развитый уровень почвообразования с фазой потепления МИС 7с, а менее развитый горизонт – с фазой МИС 7а.

Из слоя 6 было получено шесть датировок. Эквивалентные дозы образцов находятся в пределах 500-670 Грей, скоростью накопления дозы в среднем  $3,6 \pm 0,1$  Грей/тыс. лет. Возраст отложений закономерно увеличивается с глубиной, варьируясь от  $146 \pm 11$  тысяч лет до  $180 \pm 11$  тысяч, и не имеет значимых инверсий. В целом, данный горизонт мощностью 2,5 м сформировался за 40 тысяч лет, а все полученные из данного слоя возраста укладываются в морскую изотопную стадию 6, что соответствуют сузунскому лёссу (завершению тазовского оледенения).

Образец из слоя 5 был отобран из гумусового горизонта погребенной почвы и имеет возраст  $115 \pm 11$  тысяч лет (естественная доза  $441 \pm 10$  Грей, скорость накопления дозы  $3,8 \pm 0,1$  Грей/тыс. лет). Этот результат позволяет соотнести эту палеопочву с подстадией МИС 5е, то есть считать ее нижней бердской палеопочвой, сформировавшейся во время казанцевского межледниковья. Необходимо отметить наличие перерыва в осадконакоплении на интервале глубин 305-403 см, где происходит резкий переход возраста от 115 до 146 тыс. лет. Получение дополнительных датировок позволит более точно установить продолжительность этого перерыва, либо установить существование этапа с низкими скоростями осадконакопления и стабилизацией рельефа в этот период.

Из слоев 2 и 3 получены даты по четырем образцам. Для них выполнены измерения эквивалентной дозы по кварцу и полевым шпатам. Так как при датировании по двум протоколам принято отдавать приоритет возрасту, полученному по кварцу, то возраст образцов из слоев 2 и 3 располагается в пределах 15,3–29,5 тыс. лет. Данный диапазон позволяет говорить о сартанском (МИС 2) времени формирования этих слоев, продолжительность осадконакопления горизонтов баганского и ельцовского лёссов



составила примерно 15 тыс. лет. Дата из слоя 1 отобрана из гумусового горизонта современной почвы и имеет голоценовый возраст –  $7,6 \pm 0,8$  тыс. лет.

Анализ полученных оценок возраста указывают на то, что лессово-почвенные отложения разреза Ложок, ранее считающиеся верхнеплейстоценовыми, сформировались в верхнем и среднем плейстоцене, а возраст отдельных горизонтов лессово-почвенной последовательности разреза Ложок не соответствует принятым стратиграфическим подразделениям и морфологическим особенностям педокомплексов.

Результаты датирования позволили определить возраст всех выделенных в разрезе горизонтов (рис. 1):

1. Слой 8 –  $266 \pm 23$  тыс. лет назад, соотносится с МИС 8;
2. Слой 7 – 182-203 тыс. лет назад, соотносится с МИС 7, с двумя горизонтами почвообразования (МИС 7а и МИС 7с);
3. Слой 6 – 146-183 тыс. лет назад, соотносится с МИС 6;
4. Слой 5 – 115 тыс. лет назад, соотносится с МИС 5е;
5. Слои 2-3 – 16-29 тыс. лет назад, соотносится с МИС 2;
6. Слой 1 –  $7,6$  тыс. лет назад, соотносится с МИС 1.

Стратиграфические подразделения из слоев 5-8 по данным люминесцентного датирования имеют возраст отличный от ранее принятой стратиграфии данного разреза. Так, нижний педокомплекс, охарактеризованный возрастом накопления отложений, соответствующий МИС 5, имеет возраст, соотносящийся с МИС 7. Подстилающие и перекрывающие педокомплекс горизонты лессов соответственно относятся к 8 и 6 изотопным стадиям.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке проектов РФФИ № 20-05-00801 А, № 19-35-90040 Аспиранты и государственного задания ИГМ СО РАН при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.*

Список литературы:

- [1] Вольвах А.О., Вольвах Н.Е., Смолянинова Л.Г., Палеоклиматические изменения и короткопериодические события позднего плейстоцена в записи лессовых отложений разреза Ложок, юго-восток Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2019. №4. С. 17-27.
- [2] Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И., Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука, 1981. 204 с.
- [3] Зыкина В.С., Зыкин В.С., Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2012. 477 с.
- [4] Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей Э.С., Семиколенных Д.В., Свистунов М.И., Штыркова Е.И. Возраст карангатской трансгрессии Чёрного моря // Вестник Московского университета, Серия география. -2019. - №6. – С. 29-40.
- [5] Сизикова А.О., Зыкина В.С., Лёссы верхнего плейстоцена опорного разреза Ложок (юг Западной Сибири), динамика природной среды и климата. // «Известия АлтГУ», серия биологические науки, науки о земле, химия, 2013. № 3/2. С. 132-137.
- [6] Сизикова А.О., Зыкина В.С., Морфоскопия песчаных кварцевых зерен и микростроение верхнеплейстоценовых лессов юга Западной Сибири, разрез Ложок // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2014. № 1(170). С. 41–50.
- [7] Murray A.S., Wintle A.G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability // Radiation measurements, 2000. № 37 (4-5). P. 377-381.
- [8] Sizikova A.O., Zykina V.S. The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia // Quaternary International, 2015. №. 365. P. 4–14.

**МОДЕЛЬНЫЙ РАСЧЁТ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ  
В КАСПИЙСКО-АЗОВСКОМ РЕГИОНЕ****А.А. Гаврилова, В.С. Стативко**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
gavryusha.dipsi@mail.ru**CALCULATION OF MEAN SR ISOTOPE RATIO  
IN THE CASPIAN AND AZOV SEAS CATCHMENTS****A.A. Gavrilova, V.S. Stativko**The Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences, Saint  
Petersburg, Russia

На сегодняшний день, стронциевая изотопная хемотратиграфия (SIS – Strontium Isotope Stratigraphy) становится все более востребованной при датировании различных типов отложений [9, 12]. Согласно принципу метода SIS, изотопный состав Sr отражает среду седиментации [2, 3]. Это обусловлено тем, что в процессе осадконакопления, в структуре карбонатных минералов происходит частичное изоморфное замещение катиона стронцием. В результате эрозионной деятельности, физического и химического выветривания пород из-за высокой подвижности стронция, происходит его высвобождение из земной коры и перемещение водными потоками в различные водосборные бассейны (озера, реки, моря, океаны). Растворенный в воде стронций поглощается растениями, моллюсками и животными и входит в состав костей рыб и раковин моллюсков, путём замещения в них кальция. Следовательно, если измерить изотопное соотношение стронция в органическом карбонате, то полученное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  будет соответствовать значению водной среды, в которой развивались конкретные организмы.

Изучение изотопного отношения стронция в глобальном речном стоке позволяет оценивать не только вклад континентального стока в Мировой океан и конечные водоемы, но и определить изменчивость отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  под влиянием геологических факторов с течением геологического времени. Анализируя изотопный состав Sr в реках, можно восстанавливать характеристики среды осадконакопления для разновозрастных палеобассейнов, как открыто-морских, так и озерных, проводить корреляцию отложений, оценивать изменения водосборных бассейнов. Помимо этого, отношение изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  является ценным индикатором при реконструкции химической эволюции гидрологических систем.

Целью настоящей работы является применение модельного расчёта изотопного состава стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) в водах водосборного бассейна Каспийского и Азовского морей.

Для достижения поставленной цели проведена обработка картографического материала с выделением структурно-формационных комплексов (зон), выполнено аналитическое исследование раковин современных моллюсков [4, 6, 7, 11]. За основу выделения структурно-формационных зон приняты совокупности геологических формаций и нестратифицированных магматических, метаморфических и метасоматических (в том числе кор выветривания) комплексов, которые связаны с определенными структурными элементами земной коры. С помощью программ QGIS и ArcGis построена карта, отражающая основные комплексы пород, характерные для данного региона (Рисунок. 1).

Для лабораторного определения изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  были отобраны образцы современных пресноводных моллюсков рода *Unio* из рек Волга (20 обр.), Урал (3 обр.), Дон (3 обр.), Кубань (3 обр.). В качестве анализируемого вещества использовались раковины моллюсков, хитиновый покров которых счищался для того, чтобы оставить лишь карбонатную составляющую. Органический карбонат, истёртый в ступке (навеска 0,02-0,03 г), растворялся в 0.1N соляной кислоте при температуре 60°C. Полученные растворы пропускались через ионообменные хроматографические колонки, где в качестве неподвижной фазы выступала эпоксидная смола. Готовый продукт измерялся на твердофазном термо-ионизационном масс-спектрометре Triton TI в лаборатории ИГГД РАН

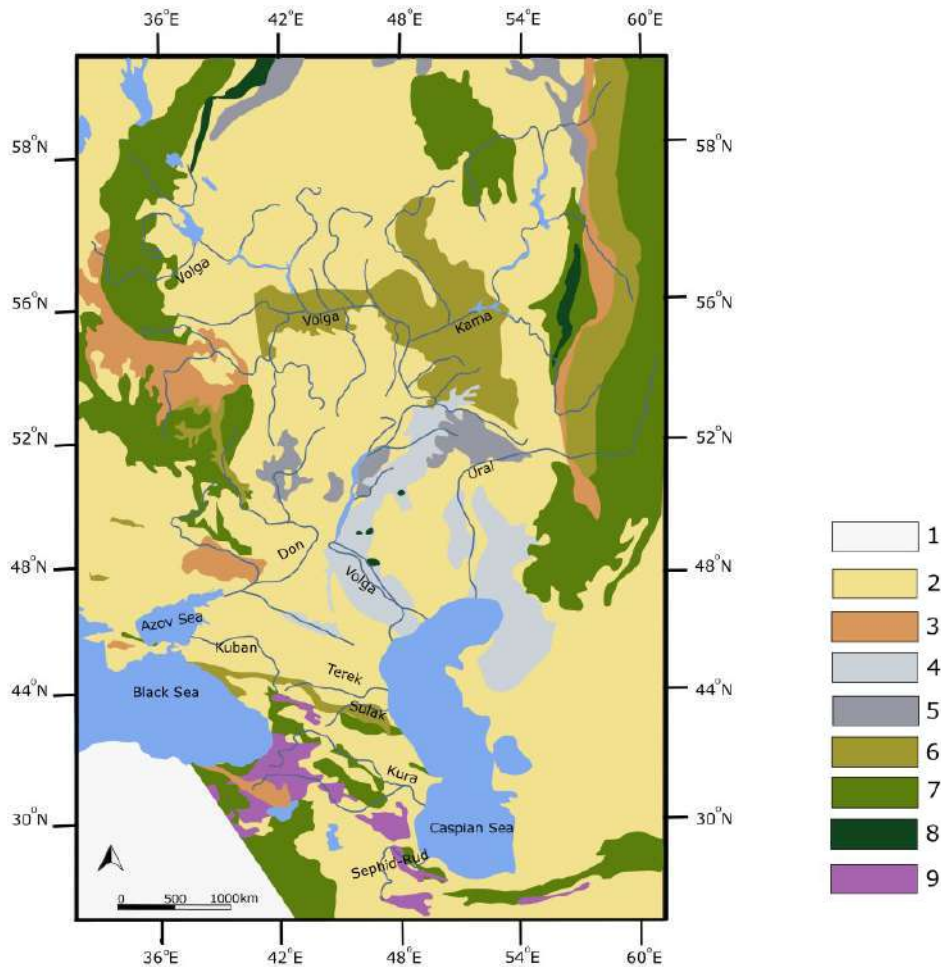


Рис. 1. Карта структурно-формационных комплексов Каспийско-Азовского региона. Условные обозначения: 1 – нет данных, терригенный комплекс: 2 – слаболитофицированные глинисто-песчаные породы, 3 – терригенные 4 – слаболитофицированные глинистые породы; карбонатный комплекс: 5 – глинисто-карбонатные породы 6 – смешанные карбонатные, 7 – карбонатные; 8 – эвапоритовый (галогенно-сульфатный) комплекс, 9 – вулканогенный комплекс.

На основе многочисленных исследований [2, 3] в лаборатории изотопной хемотратиграфии и геохронологии осадочных пород Института геологии и геохронологии докембрия РАН составлена усреднённая база данных (Табл. 1). Она отражает характеристики различных породных комплексов, которые необходимы для расчёта модельного возраста.

Основной тенденцией, сформированной в процессе накопления данных стала средняя величина изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , которая понижается в ряду терригенный → глинисто-карбонатный → карбонатный → галогенно-сульфатный → базальтовый комплекс, соответственно: 0,7300→0,7120→0,7085→0,7070→0,7050.

Таблица 1. Исходные параметры для расчёта изотопного состава Sr в каждом комплексе пород.

Породные комплексы	Средняя концентрация Sr (г/т)	Средний изотопный состав ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )	Средняя доля легкоподвижного Sr, %
Карбонатный	800	0,7085	4
Глинисто-карбонатный	150	0,7120	2
Глинисто-песчано-карбонатный	50	0,7180	1
Терригенный	20	0,7300	0,1
Эвапоритовый (галогенно-сульфатный)	1500	0,7070	10
Вулканогенный (базальтовый)	200	0,7050	2

При этом, наилучшим поставщиком Sr в конечные водоёмы являются растворимые породы галогенно-сульфатного комплекса (10 % относительно объёма породы), в которых интенсивно накапливается стронций. Породы карбонатного комплекса являются средними как по содержанию данного элемента в себе, так и по его привносу в водосборные бассейны (4 %). Терригенные породы практически не накапливают и не поставляют Sr в Мировой океан (0,1 %) вследствие своей плохой растворимости [1, 11].

Опираясь на средними значениями изотопного отношения и долями легкоподвижного (растворимого) стронция каждого типа пород, произведён модельный расчёт изотопного состава стронция для исследуемых пород со схожим генетическим типом. Полученные значения сопоставлены с данными лабораторной обработки 29 образцов современных пресноводных моллюсков (табл. 2).

Таблица 2. Сравнение модельных и измеренных значений отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в различных водных объектах.

Водный объект	Расчётное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Измеренное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<b>Каспийское море</b>	<b>0.7083</b>	<b>0.7082</b>
р. Волга	0.7083	0.7081
р. Сулак	0.7079	0.7080
р. Кура	0.7076	0.7075
р. Терек	0.7086	нет данных
р. Сефид-Руд	0.7078	нет данных
р. Урал	0.7085	0.7086
<b>Азовское море</b>	<b>0.7091</b>	<b>0.7091</b>
р. Дон	0.7088	0.7091
р. Кубань	0.7094	0.7090

В ходе модельного расчёта изотопного отношения стронция для вод Каспийского моря вычислено значение 0,7083, которое соответствует измеренному – 0,7082 [8]. В породах из устья реки Волга вычислено значение 0,7082, что сопоставимо с данными, полученными путём геохимического анализа воды в этой же географической точке – 0,7081-0,7080 [8]. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  из раковины двустворчатого моллюска, отобранного в низовье Волги (Астрахань) составляет 0,7082, что коррелирует с расчётным значением. При этом, в верховье реки,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  из раковины пресноводного моллюска равняется 0,7119, что обусловлено наличием пород с более высоким стронциевым изотопным отношением. Для устья рек Сулак и Кура были вычислены значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  соответственно 0,7079 и 0,7076, которые также совпадают с ранее полученными данными – 0,7078 и 0,7074 [5, 8]. Для рек Дон и Кубань Азовского региона наблюдается незначительное отклонения показателей по изотопному отношению стронция. Вероятно, это может быть связано с расположением точек отбора для измерения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  из раковин моллюсков – устье рек Дон и Кубань. Это говорит о том, что устьевые части рек испытывают нагонное воздействие с Азовского моря, изотопное отношение которого – 0,7091 [2]

Применён модельный расчёт изотопного состава стронция в водах водосборного бассейна Каспийского и Азовского морей. В результате сравнения данных из литературных источников с эмпирическими значениями установлено, что расчётные характеристики в большей степени совпадают со значениями, полученными в ходе лабораторных измерений. Однако на примере верховья реки Волга и устьевой части рек Дон и Кубань, следует отметить, что необходимо учитывать не только изотопное стронциевое отношение

размываемых пород, но и динамику водосборных бассейнов. Эти уточнения поспособствуют расширению первичной базы данных и уменьшению среднестатистических ошибок при модельных вычислениях. Следовательно, модельный расчёт изотопного отношения стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) может быть использован и для других регионов.

Список литературы:

- [1] Гаврилова А. А., Кузнецов А. Б. Оценка изотопного состава стронция в водосборном бассейне Каспийского моря // Труды Кольского научного центра РАН. – 2019. – Т. 10. – №. 6 (1).
- [2] Кузнецов, А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М. Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20 (6). С. 3–19.
- [3] Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М. Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2018. – Т. 26. – №. 4. – С. 3-23.
- [4] Свиточ А. А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: МГУ, 2014. С. 272.
- [5] Шишлина Н. И. и др. Вариации изотопного состава стронция в образцах современных улиток восточной части Кавказа // Аридные экосистемы. – 2016. – Т. 22. – №. 2 (67).
- [6] Карта структурно-формационных комплексов России / редактор А. А. Смыслов; составители: К. И. Дворцова, А. А. Смыслов, В. М. Терентьев // Геологический атлас России. Раздел II. Геологическое строение и геофизическая характеристика недр / отв. ред. А. А. Смыслов; Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр; Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). 1 : 10000000. 1995.
- [7] Choubert G., Faure-Muret A., Chanteux P. 1976. Atlas géologique du monde: 1:10000000. Unesco.
- [8] Clauer N., Pierret M.-C., Chaudhuri S. Role of subsurface brines in salt balance: the case study of the Caspian Sea and Kara Bogaz Bay / Aquatic Geochemistry. 2009. Vol. 15. P. 237–261.
- [9] Evans J. A. et al. 2010. Spatial variations in biosphere  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Britain. Journal of the Geological Society, 167 (1): 1-4.
- [10] Faure G. 1977. Principles of Isotope Geology. New York: Willey & Sons. 464 p.
- [11] Rad, A. J., Afzal, P. 2008. Iran Geological Maps 1:250 000. Geological Survey of Iran, Teheran
- [12] Willmes, M., Bataille, C.P., James, H.F., Moffat, I., McMorrow, L., Kinsley, L., Armstrong, R.A., Eggins, S., Grün, R. 2018. Mapping of bioavailable strontium isotope ratios in France for archaeological provenance studies. Applied Geochemistry, 90: 75-86.

## КРИПТОТЕФРА ИСЛАНДСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ В ЕВРОПЕЙСКОЙ АРКТИКЕ

Е.С. Гарова<sup>1</sup>, М. Каллиокоски<sup>2</sup>, Э. Гудмундсдоттир<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, garova.el@igras.ru

<sup>2</sup> Исландский университет, Рейкьявик, Исландия

## CRYPTOTEPHRA OF ICELANDIC ERUPTIONS IN THE EUROPEAN ARCTIC

E.S. Garova<sup>1</sup>, M. Kalliokoski<sup>2</sup>, E. Gudmundsdottir<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> University of Iceland, Reykjavik, Iceland

Тефрохронология использует горизонты вулканического пепла (тефры) для корреляции и датирования геологических и археологических архивов [1]. В последние 20-30 лет благодаря развитию лабораторных методов появилась возможность извлекать и анализировать невидимые человеческому глазу частицы пепла, криптотефру. Полученный высокоточными методиками EPMA и LA ICP-MS элементный состав позволяет связать криптотефру с вулканическим источником, а при наличии датировок – с конкретным извержением. Сегодня криптотефрохронология помогает решать проблемы стратиграфии и геохронологии за пределами вулканических областей [2].

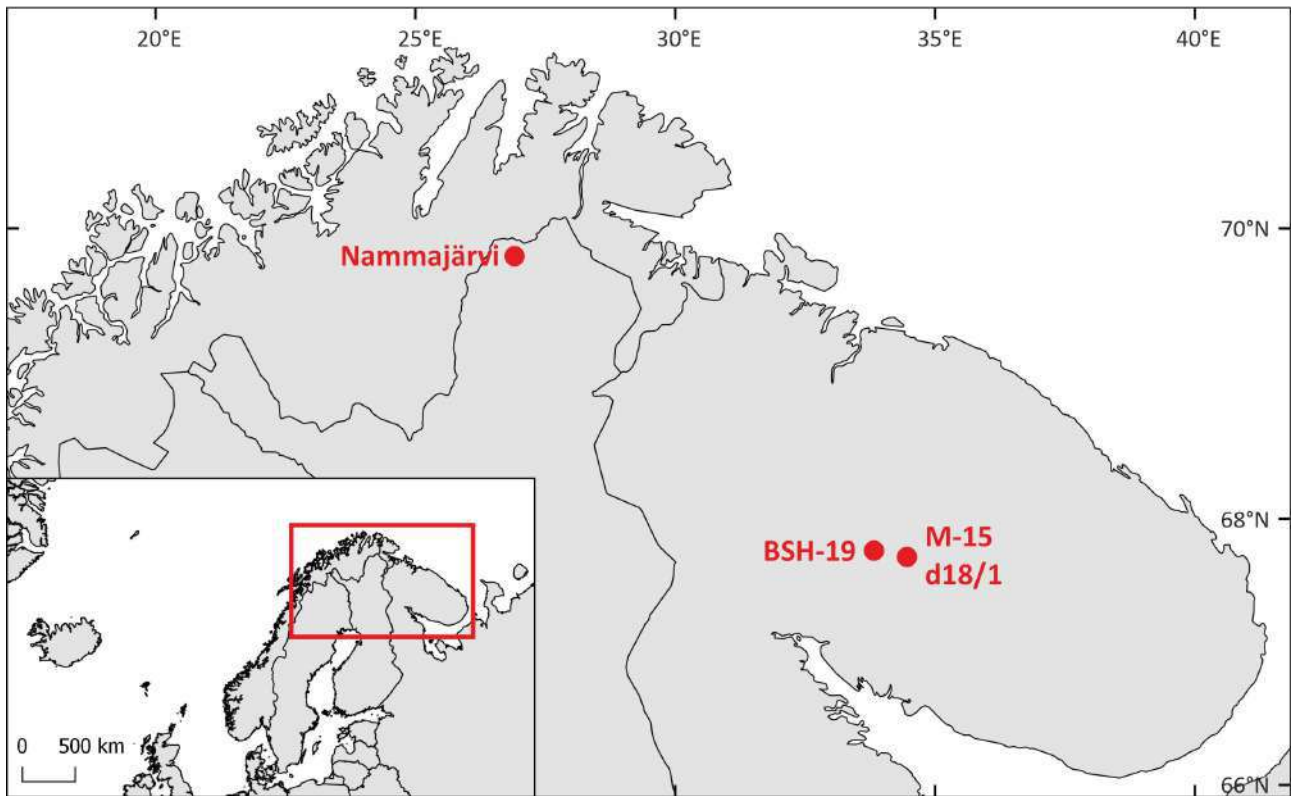


Рис. 1. Карта с положением исследуемых кернов.

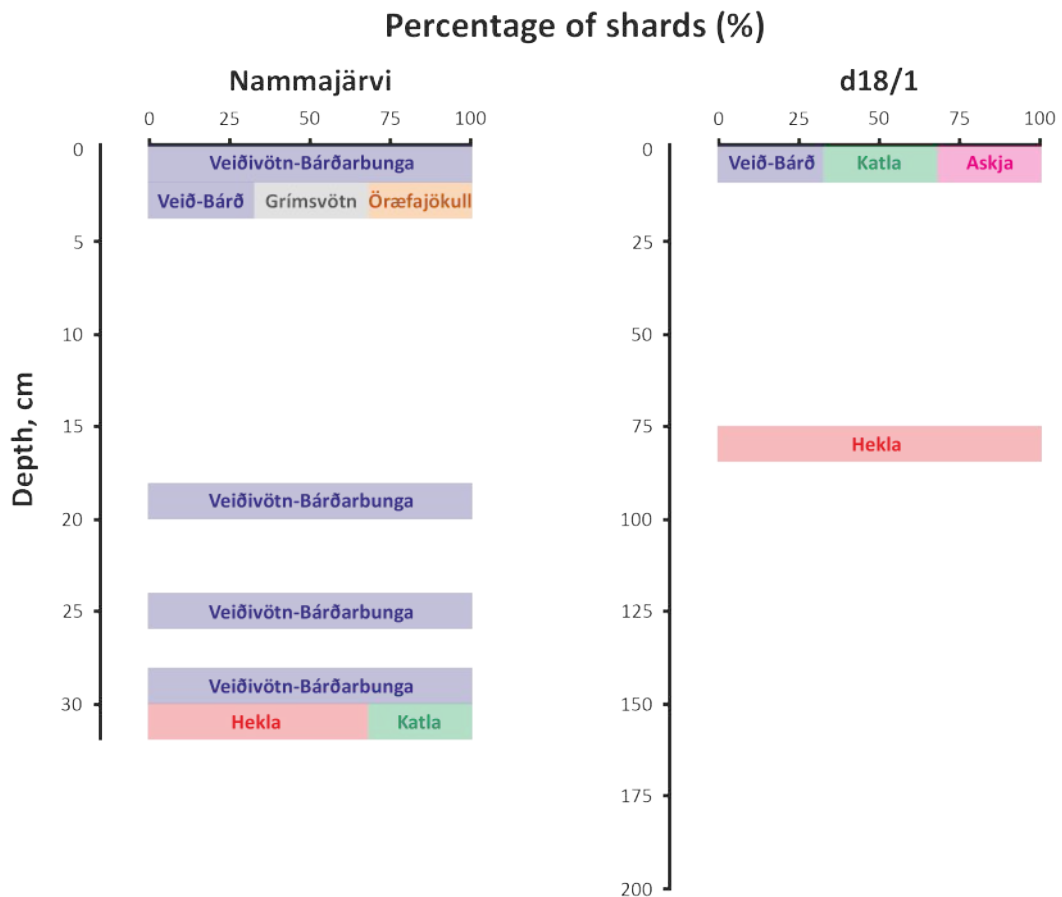


Рис. 2. Вулканические провинции пепла в кернах Наммаярви (Лапландия) и d18/1 (Кольский полуостров).

В североатлантическом регионе исландский пепел это распространенный инструмент определения возраста геологических архивов. Тефра исландских вулканов часто достигает континентальной Европы, как это наблюдалось во время извержений Эйяфьядлайёкюдля в 2010 году и Гримсвётн в 2011 году. Находки вулканического пепла на севере Европы позволяют предположить их наличие на севере Восточно-Европейской равнины. Уже были найдены и геохимически определены горизонты тефры исландских извержений в голоценовом торфянике на берегу Кандалакшского залива Белого моря [3], но регулярные исследования не проводились. У проекта стояли следующие задачи: (1) улучшить знания о географическом ареале выпадения тефры и (2) найти горизонты криптотефры, которые можно было бы использовать для корреляции отложений и датировки постледникового развития Арктики.

Метод криптотефрохронологии был применен для трех кернов с Кольского полуострова и одного керна из финской Лапландии. В 2018 и 2019 г на Кольском полуострове было проведено бурение и отбор торфа из трех скважин. Две скважины расположены в западной части Ловозерского горного массива (M-15 и d18/1), одна – в центральной части Хибин (BSH-19). Для выделения криптотефры были отобраны 1,5 метра бурого плохо разложившегося торфа из скважины M-15, 2 метра бурого разложившегося торфа из d18/1 и 2 метра из BSH-19. Четвертый керн из озера Наммаярви в финской Лапландии был получен в 2015 году. Керн длиной 2 метра состоит из однородной темно-коричневой гиттии. Верхние 32 сантиметра были отобраны для поиска криптотефры. Поиск вулканического пепла в торфяниках заключается в избавлении от органического вещества [4] и диагностике частиц под световым микроскопом. Элементный состав тефры был определен при помощи длинноволнового дисперсионного электронного зондового микроанализатора JEOL JXA-8230 SuperProbe в Исландском университете.

Горизонты тефры четырех вулканических систем Исландии (Гекла, Катла, Аскья и Вейдивётн-Баурдарбунга) были обнаружены в торфянике в подгорной равнине на восточном побережье Умбозера (d18/1) и пяти систем (Гекла, Катла, Гримсвётн, Орайвайёкюдль и Вейдивётн-Баурдарбунга) в керне из озера Наммаярви. В двух скважинах с Кольского полуострова, M-15 и BSH-19, вулканический пепел найден не был. На основе элементного состава и стратиграфической позиции были предложены предварительные корреляции находок пепла из d18/1 и Наммаярви с датированными горизонтами тефры Glen Garry/A-2000, CLA-L1, Öräfajökull 1362 и Katla SILK YN. Однако для подтверждения этих корреляций требуются дополнительные методы датирования, например, радиоуглеродный анализ. Определение по меньшей мере четырех горизонтов базальтовой тефры в дистальных районах указывает на широкое распространение тефры фреатомагматических извержений. Базальтовые осколки могут перемещаться дальше, чем считалось ранее, – в данном случае до 2000 км. Полученные результаты позволяют расширить существующие представления о географическом ареале распространения тефры и демонстрируют большой потенциал для тефрохронологии в Европейской Арктике.

Список литературы:

- [1] Lowe D. J. Tephrochronology and its application: a review // *Quaternary Geochronology*. – 2011 – №2. – P.107–153.
- [2] Davies S. M. Cryptotephra: the revolution in correlation and precision dating // *Journal of Quaternary Science*. – 2015. – Vol. 30. – №2. – P. 114–130.
- [3] Vakhrameeva P., Portnyagin M., Ponomareva V., Abbott P. M., Repkina T., Novikova A. Identification of Icelandic tephra from the last two millennia in the White Sea region (Vodoprovodnoe peat bog, northwestern Russia) // *Journal of Quaternary Science* – 2020. – Vol. 35. – №4. – P. 493–504.
- [4] Gehrels M. J., Newnham R. M., Lowe, D. J., Wynne S., Hazell Z. J., Caseldine C. Towards rapid assay of cryptotephra in peat cores: review and evaluation of various methods // *Quaternary International* – 2008. – Vol. 178. – №1. – P. 68–84.

**УРАН-ТОРИЕВЫЙ ВОЗРАСТ ФОССИЛИЗИРОВАННЫХ КОЛОНИЙ  
КОРАЛЛИНОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ ИЗ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ПОЛУОСТРОВА ТАЙМЫР**

**В.А. Григорьев<sup>1</sup>, Д.Н. Костин<sup>2</sup>, Ф.Е. Максимов<sup>1</sup>, С.Б. Левченко<sup>1</sup>,  
А.В. Крылов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия,  
vasily.grigoriev@gmail.com

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского,  
Санкт-Петербург, Россия, dmitriy\_kostin\_spb@mail.ru

**URANIUM-THORIUM AGE OF FOSSILIZED COLONIES OF CORALLINE ALGAE  
FROM THE NEOPLEISTOCENE DEPOSITS OF THE TAIMYR PENINSULA**

**V.A. Grigoriev<sup>1</sup>, D.N. Kostin<sup>2</sup>, F.E. Maksimov<sup>1</sup>, S.B. Levchenko<sup>1</sup>, A.V. Krylov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

<sup>2</sup> A.P. Karpinsky Russian Research Geological Institute, Saint-Petersburg, Russia

Находки погребенных раковин морских моллюсков, приуроченные к древним террасовым уровням, успешно применяются для расчленения и корреляции четвертичных отложений в различных регионах. Менее распространено использование рифообразующих ископаемых кораллов — обитателей исключительно тропической зоны, которые также позволяют делать заключение о палеоуровнях океана и тектонических поднятиях в исследуемом районе благодаря особенностям обитания, ограничивающих рост рифа ~50 метрами глубины прибрежной зоны. Определение количественного возраста для этих двух типов объектов проводится чаще всего с помощью радиоуглеродного и уран-ториевого методов датирования. Особенно интересные результаты могут быть получены уран-ториевым (<sup>230</sup>Th/U) методом, который позволяет установить возраст образца до ~350 тыс. лет и таким образом делать выводы об изменениях уровня океана в межледниковые эпохи. Так, определение <sup>230</sup>Th/U возраста фоссилезированных кораллов из разноуровневых морских террас о. Барбадос и о. Самба показало, что уровень океана достигал максимума 195 тыс., 125 тыс., 105 тыс. и 85 тыс. лет назад [2]. Результаты датирования кораллов в подобных случаях являются достаточно надежными. Это обусловлено почти полным соблюдением основных предпосылок <sup>230</sup>Th/U метода: прижизненное поступление в скелет коралла гидрогенного урана без сорбции тория и высокая сохранность основного строительного материала — арагонита — после захоронения [4]. По раковинам моллюсков выполнено огромное количество датировок, в том числе и в зоне арктических морей, но полной уверенности в их достоверности для значительной части образцов нет из-за нарушений предпосылок уран-ториевого метода. Проявляется это во вторичном урановом обогащении карбонатного материала раковин, а также поступлением в него нерадиогенного тория (<sup>230</sup>Th) при захоронении и возможной перекристаллизации арагонита раковин в кальцит [2, 4].

Фоссилезированные колонии кораллиновых водорослей также встречаются в четвертичных морских толщах, но не столь часто как раковины, зато столь же повсеместно, в отличие от кораллов. Отмечается достаточно большая глубина (до 40 м и более) обитания этих организмов в прибрежной зоне, которые, как правило, формируют нижний ярус растительности, и особенности их строения — слоевища водорослей пропитаны известью [3]. На сегодняшний день существуют работы, в которых отдельно встречающиеся скелеты погребенных кораллиновых водорослей из голоценовых отложений были датированы радиоуглеродным методом [7,8]. Но вышеуказанные особенности их обитания и строения дают теоретическую возможность датировать ископаемые колонии кораллинов <sup>230</sup>Th/U методом по аналогии с ископаемыми кораллами для определения возраста плейстоценовых морских террас. Оценка возможностей использования <sup>230</sup>Th/U метода датирования для погребенных кораллиновых водорослей и является целью данной работы.





Рис. 1. Фоссилизированные колонии водорослей *Lithothamnion* sp. Полуостров Таймыр, Ленивенская площадь, образец 108012/7, а.о. 166.2 м, 2018 г.

В ходе полевых работ Ленивенской партии ВСЕГЕИ 2018 года на западном побережье полуострова Таймыр (географические координаты N 74.79655°, E 88.34820°) в обнажении морской террасы (абс. высота - 165-170 м, высота ~ 3-4 метра), вскрытой 1,4-метровой расчисткой, в слое средне-крупно-грубозернистого песка (абс. высота ~166 м) были отобраны образцы ископаемых кораллиновых водорослей вида *Lithothamnion* sp. Образцы представлены двумя хрупкими обломками колоний водорослей, средних размеров, легких, обеленных, неокатанных, без следов первичной окраски и слабо ожелезненных (Рис. 1).

Для эксперимента по  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датированию фоссилизированных кораллинов один из образцов после очистки от поверхностных включений песка был подвергнут радиохимическому анализу с целью альфа-спектрометрического определения содержаний изотопов урана и тория согласно радиохимической методике [5]. Важнейшим аспектом для получения достоверного возраста при проведении  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирования морских карбонатных отложений является хотя бы частичное соблюдение теоретических предпосылок лежащих в основе данного метода датирования, а именно:

- 1) в процессе формирования и/или захоронения датируемые отложения содержат только изотопы урана, изотопы тория отсутствуют;
- 2) после захоронения система остается закрытой по отношению к изотопам урана и тория;
- 3) отношение  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  в среде формирования - морской воде - остается постоянным в возрастном интервале метода датирования (до ~350 тыс. лет).

Если обоснованность третьей предпосылки для океанических вод в целом доказана, а локальные вариации уран-уранового отношения принимаются несущественными, то первая и/или вторая предпосылки в некоторых случаях частично или полностью не выполняются. Например, это подтверждается наличием в исследуемом объекте  $^{232}\text{Th}$  — изотопа, который не является дочерним по отношению к  $^{234}\text{U}$ , и поступает только в результате сорбции из внешней среды при формировании или раскрытии радиометрической уран-ториевой системы [4].

В случае раковин моллюсков для максимального уменьшения влияния изотопного загрязнения на  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -возраст было предложено разделять внешние и внутренние слои образца посредством их последовательного растворения в азотной кислоте и дальнейшего радиохимического анализа, соответственно, внешней и внутренней фракции [1]. При этом для расчета уран-ториевого возраста используются данные о содержании радиоизотопов только во внутренней фракции (внутренних слоях), а сопоставление концентраций радиоизотопов во внутренней и внешней фракциях позволяет оценить степень достоверности получаемой датировки [6].

Аналогичный подход был применен и в случае образцов погребенных кораллиновых водорослей *Lithothamnion* sp. с п-ва Таймыр. Образец массой 6,275 грамма был разделен на 2

части — внешнюю (а) ( $m = 3,150$  г) и внутреннюю (b) ( $m = 3,125$  г) фракции — последовательной обработкой эквивалентным количеством азотной кислоты, после чего был подвергнут радиохимическому анализу с целью определения содержания урана и тория согласно методике [5]. Результаты альфа-спектрометрического определения содержания радиоизотопов  $^{238}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$ ,  $^{230}\text{Th}$  и  $^{232}\text{Th}$  представлены в Таблице 1.

Таблица 1. Результаты определения содержаний изотопов U и Th и во внешних (b) и внутренних (a) фракциях образца № 108012/7 (содержание отдельных радиоизотопов приведено в величинах удельной активности (расп./мин\*грамм)).

№ обр.	Лаб. № обр.	$^{238}\text{U}$	$^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}$	$^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$
108012/ 7	ЛУУ-558a	1,559 ± 0,042	2,028 ± 0,049	0,672 ± 0,025	0,032 ± 0,006	0,331 ± 0,015	1,301 ± 0,042
	ЛУУ-558b	3,071 ± 0,053	3,806 ± 0,061	1,795 ± 0,042	0,03 ± 0,005	0,472 ± 0,013	1,239 ± 0,025

Далее согласно уравнению Кауфмана и Брокера [5] из значений отношений концентраций  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  и  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  и их ошибок производился расчет  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  возраста и его доверительного интервала, который для а-фракции составил – 43 +/- 2 тыс. лет, для b-фракции – 68 +/- 3 тыс. лет. Исходя из аналитических данных образца № 558, можно отметить, что для него характерно крайне низкое содержание  $^{232}\text{Th}$ , что в свою очередь указывает на частичное соблюдение второй предпосылки метода — почти полной закрытости системы относительно изотопов тория. Кроме того, меньшее отношение  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  в b-фракции по сравнению с а-фракцией свидетельствует в пользу большей закрытости внутренних слоев образца относительно постседиментационного привноса изотопов урана. Принимая во внимание то, что возраст для b-фракции больше чем для а-фракции (как и предполагается в случае меньшего изотопного загрязнения внутренних слоев) можно сделать вывод, что  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  возраст образца фоссилезированных колоний водорослей *Lithothamnion* sp. № 108012/7 (лаб. № ЛУУ-558) составляет 68 +/- 3 тыс. лет и является вполне надежной датировкой. Косвенно это подтверждается его хорошим согласием с OSL-датой вмещающих отложений (67 +/- 7 тыс. лет, обр. № 108012/6, лаб. № RGI-0199).

Список литературы:

- [1] Арсланов Х. А., Тертычный Н. И., Герасимова С. А., Локшин Н. В. К вопросу о датировании морских раковин моллюсков по отношению  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  // Геохимия. – 1976. – № 10. – С. 1724–1734.
- [2] Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. – М.: «Техносфера». – 2006. – 576 с.
- [3] Жирков И.А. Жизнь на дне. Биоэкология и биогеография бентоса. – М.:КМК. – 2010. – 453 с.
- [4] Купцов В.М. Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. – М.: Наука. – 1986. – 271с.
- [5] Максимов Ф. Е., Кузнецов В. Ю. Новая версия  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирования верхне- и среднелепистоценовых отложений // Вестн. С.-Петербур. ун-та. Сер. 7. Геология. География. – 2010. – Вып. 4. – С. 94–107.
- [6] Максимов Ф.Е., Шарин В.В., Кузнецов В.Ю., Окунев А.С., Григорьев В.А., Петров А.Ю. Уран-ториевое датирование высоких морских террас архипелага Шпицберген // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология. – 2016. – Вып. 2. – С. 54-62.
- [7] Bracchi, V.A., Nalin, R., Basso, D. Paleocology and dynamics of coralline dominated facies during a Pleistocene transgressive-regressive cycle (Capo Colonna marine terrace, Southern Italy) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2014. – Vol. 414. – P. 296-309.
- [8] Sartoretto, S., Verlaque, M., & Laborel, J. Age of settlement and accumulation rate of submarine “coralligène” (–10 to –60 m) of the northwestern Mediterranean Sea; relation to Holocene rise in sea level // Marine Geology. – 1996. – Vol. 130 (3). – P. 317–331.

**БЕЗЛЁДНЫЙ РАННИЙ ВАЛДАЙ НА СЕВЕРЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ****Н.Е. Зарецкая<sup>1,2</sup>, Д.В. Баранов<sup>1</sup>, Н.В. Карпухина<sup>1</sup>, О.П. Корсакова<sup>3</sup>**<sup>1</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, n\_zaretskaya@inbox.ru<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия<sup>3</sup> Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, korsak@geoksc.apatity.ru**ICE-FREE EARLY VALDAI IN THE NORTH OF THE EUROPEAN RUSSIA****N.E. Zaretskaya<sup>1,2</sup>, D.V. Baranov<sup>1</sup>, N.V. Karpukhina<sup>1</sup>, O.P. Korsakova<sup>3</sup>**<sup>1</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia<sup>2</sup> Geological Institute RAS, Moscow, Russia<sup>3</sup> Geological Institute, Kola Science Center RAS, Apatity, Russia

Ранний валдай рассматривается как отрезок позднего неоплейстоцена от окончания последнего (микулинского) межледниковья (115 т.л.н.) до начала средневалдайского интерстадиала (57 т.л.н.), что в целом соответствует морским изотопным стадиям (МИС) 5d-а и 4. В международной стратиграфической шкале [20] ему соответствуют черменинский и калининский горизонты, а в региональных схемах севера и северо-востока европейской территории России ЕТР – часть микулинского (сулинского) и подпорожский (лайский) горизонты [1, 24]. Палеогеография этого времени, включая историю развития оледенений и их масштаб, на севере Европейской России остается дискуссионной на протяжении последних десятков лет, начиная с середины прошлого века.

Существовали две основных точки зрения на развитие оледенения в раннем валдае. Первая – в это время развивалось самостоятельное оледенение, названное калининским, с максимальной границей по линии Смоленск – Ржев – Тверь (Калинин) (рис. 1) [2, 10, 18, 13, 14, 15]. Так, в работе [10] всё калининское время первую (верхневолжский интерстадиал), основную и вышневолоцкую фазы оледенения. В разрезах на реках Большой и Малой Коше, в овраге Гремячка у Плёса им прослежена более холодолюбивая флора в верхней части органогенных толщ, отделенная от бесспорно микулинских слоёв прослоями «тундровых супесей или суглинков, связанных с ухудшением климата и развитием солифлюкционных процессов». По наиболее представительному разрезу – «у погоста Илии Пророка» на р. Большой Коше – эти толщи были выделены в верхневолжский интерстадиал, а залегающие под ними прослои отнесены к первой фазе. Для конечных морен основной и вышневолоцкой фаз отмечено формирование морен напора с отторженцами (Вышневолоцко-Новоторжский вал и др.) [10].

Вторая точка зрения, предполагает отсутствие ранневалдайского оледенения и тоже касается центра Русской равнины [9, 16, 17, 4, 7]. Идея безледного раннего валдая в этом регионе также была поддержана и в обобщающей работе А.А. Величко с соавторами [31].

Попробуем взглянуть на проблему ранневалдайского оледенения шире, обратившись к данным о возможных центрах оледенения в первой половине плейстоцена.

С точки зрения палеоклимата, ранний Валдай включает в себя 4 подстадии МИС 5 - две более тёплые МИС 5с и 5а, две холодные – МИС 5d и 5b, и продолжительную более холодную стадию МИС 4. В начале текущего столетия детальные исследования позднеледниковых отложений и форм рельефа проводились на севере Европейской России. По результатам исследований по проекту QUEEN реконструированы два ранневалдайских оледенения, имевших место 90 и 60 т.л.н. (рис. 1) [30]. Первое из них, соответствующее по численному возрасту МИС 5b, с центром в Баренцевоморско-Карском регионе, перекрывало западную Фенноскандию и почти не распространялось по восточной, т.е. Кольский полуостров и акватория Белого моря оставались свободными ото льда. Для западной Фенноскандии это подтверждено в работе [21]. Оледенение 60 т.л.н., сопоставимое с МИС 4, охватывало и восточную Фенноскандию. Ледник блокировал Горло Белого моря и на восток его граница проведена по приустьевым частям рек Кулоя и Мезени и далее (рис. 1). Однако, на гляциоморфологической карте России [19] граница ранневалдайского оледенения проведена по Печорской низменности, где она соответствует так называемой харбейской

стадии и имеет возраст 90-80 т.л. Далее граница продолжена на Беломорско-Кулойском плато, проведена на северо-запад по долине р. Майды и далее на запад или юг она не прослеживается (рис. 1). На севере России следы оледенения, имевшего место 60 т.л.н. и соотнесенного со стадией мархида, представлены только в низовьях Печоры [19]. Кроме того, реконструировано [25] и почти сразу опровергнуто [22] ранневалдайское оледенение с центром на Тиманском кряже и с возрастом 75-70 т.л. (рис. 1). В Карско-Баренцевоморском регионе предполагалось оледенение с близким возрастом в 70-65 т.л.н. (рис. 1), за которым 60 т.л.н. последовала мезенская трансгрессия [23]. Как видно из изложенного выше, палеогеографические реконструкции часто противоречат друг другу, но уверенно сходятся в одном: ни одно из ранневалдайских оледенений на севере Европейской России не распространялось южнее 64 параллели.

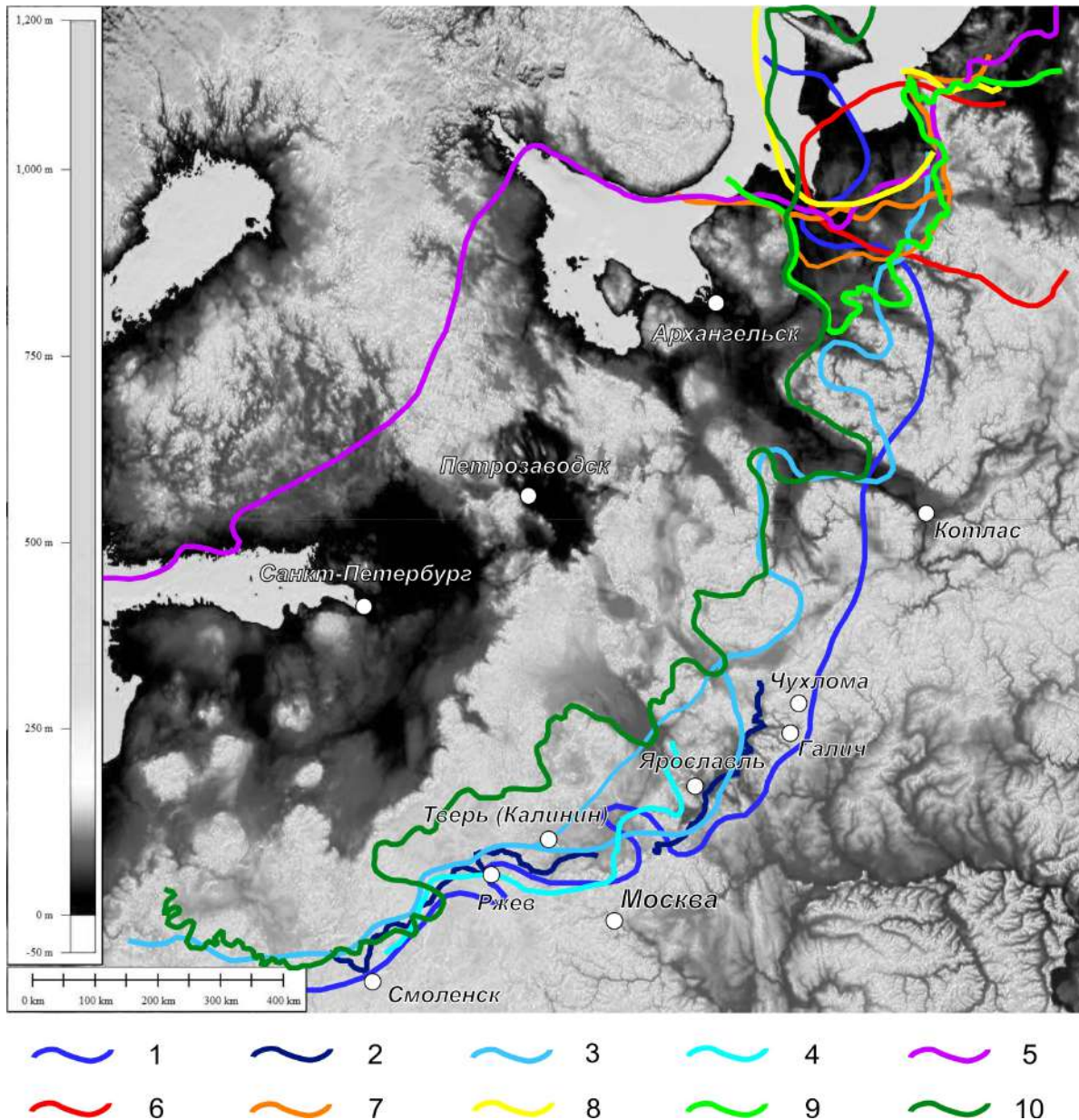


Рис. 1. Границы ранневалдайских оледенений, по данным разных авторов: 1 – по Москвитину, 1950; 2 – Бреслав, 1971; 3 — Заррина, 1991; 5 — Svendsen et al., 2004; 6 — 75-70 т.л., Larsen et al., 2006; 7 — 70-65 т.л., Larsen et al., 2006; 8 — 55-45 т.л., Larsen et al., 2006; 9 — Astakhov et al., 2016, ранний валдай; 10 — Astakhov et al., 2016, поздний валдай.

Исследования последних лет на севере Европейской России позволили по-другому представить событийность раннего валдая. Для МИС 5d-а в работе [24] в бассейне Белого моря реконструируется беломорская трансгрессия, осадки которой, так называемые стрельнинские слои, формируют верхнюю часть микулинского горизонта, охватывающего в данном случае всю стадию МИС 5 [6]. Это подтверждается и новыми геохронометрическими данными: ОСЛ- и ИК-ОСЛ даты, полученные по морским пескам в подошвах разрезов Терского берега Белого моря, находятся в диапазоне 96-88 т.л. [32, 27], а полученные ранее ЭПР-даты раковинам в подстилающих пески морских глинах демонстрируют значения 99 т.л. [24]. В нижних частях разрезов Зимнего берега Белого моря предположительно на этом же хронологическом уровне прослеживается толща, состоящая из тёмно-серых (до чёрного) алевритистых глин без примеси песка, насыщенных обломками раковин, иногда с редкими окатанными обломками пород. Подошва толщи в известных обнажениях не вскрывается. Судя по строению толщи и наличию раковин, она имеет морской или ледниково-морской генезис. По-видимому, она накапливалась в обстановке ледовитого моря в условиях покровного оледенения, когда граница ледника, наступавшего со стороны Баренцева моря, могла находиться в Мезенском заливе или Воронке Белого моря. Возможный возраст этой толщи соответствует МИС 5d или 5b.

Еще одна толща на побережье Белого моря, которую можно отнести к раннему валдаю, представлена изученными на Абрамовском берегу алевритистыми глинами, перекрытыми слоистыми разнозернистыми песками с ракушечным детритом и целыми раковинами. В разрезах Терского берега по похожим пескам были получены ОСЛ- и ИК-ОСЛ даты в диапазоне 72-53 т.л.н. [32, 27], в разрезах Беломорско-Кулойского плато ЭПР- и ОСЛ-даты показали возраст в диапазоне 77-62 т.л.н. [32, 34]. Эта толща соответствует отложениям мезенской трансгрессии, реконструированной для Чёшской губы и Мезенского залива, возраст которой оценивается в 60 тыс. л.н. [23], однако мы предполагаем, что длительность мезенской трансгрессии охватывала более значительный возрастной диапазон.

Морские геологические и геофизические исследования [11] выявили в разрезе в отдельных точках дна Белого моря двухслойную морену. Однако наиболее вероятно, что нижний горизонт имеет московский возраст, так как бурением в проливе Горло установлена только одна морена, которая подстилается непосредственно микулинскими (МИС 5e) песками [12]. Из этого следует, что в раннем валдае в Горле Белого моря ледника не было.

Отсутствие ранневалдайских ледниковых отложений отмечалось и для бассейна р. Северной Двины. Здесь были установлены озёрные и аллювиальные осадки, лежащие стратиграфически выше микулинских, для которых по спорово-пыльцевым данным выделены два похолодания, разделённые потеплением [4]. Исследованиями в рамках проекта QUEEN установлено, что в этом регионе в ранневалдайское время преобладали обстановки, связанные с флювиальными процессами [29]. Ранневалдайские аллювиальные отложения были идентифицированы в нижних частях разрезов Толоконка на Северной Двине, и в разрезе Смотракровка на р. Ваге, где по косослоистым пескам были получены ОСЛ-даты 78-68 т.л. и 120-95 т.л., соответственно [29]. К ранневалдайской можно отнести и третью террасу р. Вычегды, единичные фрагменты которой сохранились в её верхнем и нижнем течении [33]. По аллювиальным отложениям в цоколе этой террасы в разрезах Гам и Курьядор были получены ОСЛ-даты 101-92 т.л. [29] и 67-60 т.л. [28] соответственно. При этом в отложениях присутствуют псевдоморфозы по морозобойным клиньям, а анализ текстур слоистости указывает на северо-западное и западное направления стока [29], что было бы невозможно при наличии покровного оледенения. Эти данные также свидетельствуют о безледных обстановках в ранневалдайское время.

Естественно, что в ранневалдайское время безледные обстановки были и южнее, в центральной России, о чем свидетельствуют новые данные по основным разрезам, приуроченным к центральной части Валдайской возвышенности. Так в разрезе «Илья Пророк» в долине р. Большая Коша (Тверская область) была выделена толща озерно-флювиальных отложений, которая перекрыта песчано-гравийно-галечным материалом

аллювиального и флювиогляциального генезиса. На основании уран-ториевого датирования время образования верхней части органогенных отложений, их подстилающих - не ранее 347–310 тыс. лет, что по численному возрасту соответствует МИС 9 [3]. Следовательно, флювиогляциальные отложения в верхней части разреза следует ассоциировать со временем деградации московского оледенения, а не позднеплейстоценовых оледенений. Кроме того, в разрезе у д. Килешино (на р. Сижина, Тверская область) можно выделить пять органосодержащих горизонтов, включая современную почву. Нижний органосодержащий горизонт — это озерно-болотные отложения микулинского возраста [5, 8]. Вышележащие органосодержащие горизонты представляют собой фрагменты палеопочв в составе слоистой суглинисто-супесчаной толщи отложений пойменной фации аллювия. Исследованные палиноспектры указывают на относительно теплые условия формирования суглинисто-супесчаных отложений, характерные для одного или даже двух интерстадиалов раннего валдая (MIS 5d-a). Ввиду наличия эрозионных контактов внутри данной толщи, затруднительно выполнить ее более детальное разделение. Серия ОСЛ датировок по этой же части разреза (~70 тыс.л.н), полученная ранее [26], также свидетельствует об отсутствии оледенения в раннем валдае в центральной России.

Таким образом, можно утверждать, что в восточной Фенноскандии (практически в центре Скандинавских оледенений) и регионе Белого моря обстановки в раннем валдае были по большей части безледными (в первом случае) и морскими (во втором). Южнее и юго-восточнее также не установлены геологические свидетельства ранневалдайского оледенения, что подтверждается и новыми, в том числе – геохронометрическими данными по основным разрезам в Тверской (бывшей Калининской) области.

*Исследование выполнено при поддержке РНФ, грант № 17-17-01289, и РФФИ, грант № 20-05-00613.*

Список литературы:

- [1] Андричева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В. Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском северо-востоке России. М.- ГЕОС, – 2015, - 224 с.
- [2] Бреслав С.Л. Стратиграфия. Четвертичная система // Геология СССР. – Москва, «Недра». – 1971. С. 489 – 636.
- [3] Григорьев В.А., Петров А.Ю., Старикова А.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Левченко С.Б., Константинов Е.А., Карпухина Н.В. Перспективы определения количественного возраста среднеплейстоценовых отложений в разрезе «Илья Пророк» на р. Большая коша (Тверская область) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. – 2019. – Вып. 6. – С. 208 – 2011.
- [4] Девятова Э. И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и Карелии. Петрозаводск, - 1982, - 156 с.
- [5] Карпухина Н. В., Писарева В. В., Зюганова И. С., Константинов Е. А., Захаров А. Л., Баранов Д. В., Уткина, А. О., Панин, А. В. Новые данные по стратиграфии разреза у д. Килешино (Тверская область) – ключ к пониманию границ оледенений на Валдайской возвышенности в верхнем неоплейстоцене // Известия Российской академии наук. – 2020. – Серия географическая, 84(6). С. 874–887.
- [6] Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации. Пояснительная записка. 2013. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология»).
- [7] Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Северо-востока Русской равнины. М. «Аэрогеология», - 2005, - 348 с.
- [8] Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Левченко С.Б., Григорьев В.А., Петров А.Ю., Фоменко А.П., Хребтневский В.В., Кузнецов В.Ю. К вопросу о хронологии микулинского межледниковья на северо-западе Русской равнины // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и северо-запада России, - 2020, - в. 7, - С. 322-326.
- [9] Марков К.К. (ред.). Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. – Москва, издательство АН СССР. – 1961. – 252 с.
- [10] Москвитин А.И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. – Москва, издательство АН СССР. – 1950, - 240 с.

- [11] Рыбалко А.Е., Журавлёв В.А., Семёнова Л.Р., Токарев М.Ю. Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене – голоцене. // Система Белого моря, - 2017, - т. IV, - М., - «Научный мир», - С. 84-127.
- [12] Соболев В.М. Состав, стратиграфия четвертичных отложений Горла Белого моря и основные черты его палеогеографии // Региональные палеогеографические реконструкции, - 2008, - С. 144-156.
- [13] Судакова Н.Г., Гунова В.С., Немцова Г.М. К стратиграфии и палеогеографии среднего и позднего плейстоцена Рыбинско-Ярославского Поволжья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1996. – Том 4, № 2. С. 46 – 55.
- [14] Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Карпухин С.С., Алтынов А.Е. Реконструкция радиально-маргинальной инфраструктуры краевых ледниковых зон в бассейне Верхней волги и Оки // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2018. – № 76. – С. 59 – 70.
- [15] Судакова Н.Г., Антонов С.И. Региональные особенности геоморфологического строения древнеледниковой области в центре Русской равнины // Геоморфология. – 2021. – Том 52, №1. – С. 100 – 108.
- [16] Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М., - Наука, - 1974, - 254 с.
- [17] Шик С.М. О границах распространения ледников в центральной части Европейской России. // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, - 2010, - № 70, - С. 100-107.
- [18] Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия) // Труды ВСЕГЕИ. – 1956. – Новая серия, том 17. – 316 с.
- [19] Astakhov, V., Shkatova, V., Zastrozhnov, A., Chuyko, M., 2016. Glaciomorphological map of the Russian Federation // Quaternary International, - 420, - P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- [20] Cohen, K.M., Gibbard, P.. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary stratigraphy (International Commission on stratigraphy), 2011 - Cambridge, England. <http://quaternary.stratigraphy.org/charts/>
- [21] Helmens, K.F.. The last Interglacial-Glacial cycle (MIS 5-2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe // Quaternary Science Reviews, 2014, - 86, - P.115–143. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.012>
- [22] Henriksen, M., Mangerud, J., Mатиouchkov, A., Murray, A.S., Paus, A., Svendsen, J.I. Intriguing climatic shifts in a 90 kyr old lake record from northern Russia // Boreas 2008, 37 (1), 20–37. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00007.x>
- [23] Jensen, M., Larsen, E., Demidov, I.N., Funder, S., Kjær, K.H.. Depositional environments and sea-level changes deduced from Middle Weichselian tidally influenced sediments, Arkhangelsk region, northwestern Russia // Boreas, 2006, 35 (3), 521–538. <https://doi.org/10.1080/03009480600781941>
- [24] Korsakova, O.P. Formal stratigraphy of the Neopleistocene (Middle and Upper/Late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia // Quaternary International, 2019, 534, 42–49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.007>
- [25] Larsen, E., Kjær, K.H., Demidov, I.N., Funder, S., Grøsfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., Jensen, M., Linge, H., Lysa, A. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // Boreas, - 2006, - 35 (3), 394–424. <https://doi.org/10.1080/03009480600781958>
- [26] Lasberg K., Kalm V., Kihno K. Ice-free interval corresponding to Marine Isotope Stages 4 and 3 at the Last Glacial Maximum position at Kileshino, Valdaj Upland, Russia // Estonian Journal of Earth Sciences. – 2014. – 63 (2). – P. 88-96.
- [27] Lunkka, J. P., Kaparulina, E., Putkinen, N., Saarnisto, M. Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia // Arktos, 2018, - 4, 2-18, <https://doi.org/10.1007/s41063-018-0053-z>
- [28] Lyså, A., Jensen, M. A., Larsen, E., Fredin, O. & Demidov, I.N. Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large pro-glacial lakes, northwest Russia // Boreas, - 2011, - 40, 481–497.
- [29] Lyså, A., Larsen, E., Buylaert, J.-P., Fredin, O., Jensen, M., Kuznetsov, D., Murray, A. S., Subetto, D. A. & van Welden, A. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vycheгда region in northwestern Russia // Boreas, - 2014, - 43, 1–12, <https://doi.org/10.1111/bor.12080>.
- [30] Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H.W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson,

M., Kjær, K.H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J.P., Lyså, A., Mangerud J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M.J., Spielhagen, R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*, - 2004, - 23, 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>

[31] Velichko A. A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Gribchenko Yu. N., Sudakova N.C., Lavrentiev N.V. Glaciations of the East European Plain: Distribution and Chronology. In: *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. A Closer Look*, - 2011, - p. 337–361.

[32] Zaretskaya N., Korsakova O., Molodkov A., Ruchkin M., Rybalko A., Baranov D., Lugovoy N., Merkuliev A. MIS 4 in the White Sea and its surroundings: glacial or marine? // *Quaternary International*, in press.

[33] Zaretskaya, N. E., Panin, A. V., Molod'kov, A. N., Simakova, A. N., Trofimova, S. S. & Baranov, D. V.: Pleistocene stratigraphy of the Vychehda River basin, European North-East. *Quaternary International*, 2020, 546, 185–195, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.09.020>.

[34] Zaretskaya, N.E., Rybalko, A.E., Repkina, T.Yu., Shilova, O.S., Krylov, A.V. Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): stratigraphy and palaeoenvironments // *Quaternary International*, 2021, v. 605-606, p. 126-141, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.057>

### **САРСКОЕ БОЛОТО – ПАЛЕОАРХИВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА КРАЕВОЙ ЗОНЫ МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ**

**А.Л. Захаров<sup>1</sup>, Е.В. Гаранкина<sup>2</sup>, Н.Е. Зарецкая<sup>1</sup>, Н.В. Карпухина<sup>1</sup>, Е.А. Константинов<sup>1</sup>,  
Н.Н. Луговой<sup>2</sup>, А.И. Рудинская<sup>1</sup>, И.Г. Шоркунов<sup>1</sup>, В.Ю. Украинцев<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт Географии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

### **SARSKOE BOG - LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE PALEOARCHIVE OF THE MOSCOW GLACIATION TERMINAL ZONE**

**A.L. Zakharov<sup>1</sup>, E.V. Garankina<sup>2</sup>, N.E. Zaretskaya<sup>1</sup>, N.V. Karpukhina<sup>1</sup>, E.A. Konstantinov<sup>1</sup>,  
N.N. Lugovoi<sup>2</sup>, A.I. Rudinskaya<sup>1</sup>, I.G. Shorkunov<sup>1</sup>, V.Yu. Ukraintsev<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Moscow State University M.V. Lomonosov, Moscow, Russia

В центре ВЕР наиболее подробными седиментационными палеоархивами позднего плейстоцена и голоцена являются озерно-болотные отложения. Однако далеко не все колонки озерных осадков могут служить основой для надежных региональных палеоклиматических и палеоландшафтных реконструкций. Комбинация локальных факторов осадконакопления, таких как морфология озерной депрессии, площадь и форма водосборного бассейна, состав и свойства подстилающих пород, число притоков и их водность, тип растительности и др., - часто вносит основной вклад в изменчивость состава и темпов озерных осадков. Для минимизации влияния локальных факторов требуется уделять особое внимание выбору геоморфологической позиции озерной котловины. Для получения наиболее чистого регионального палеоклиматического сигнала озерная котловина должна быть не очень большой, чтобы снизить вклад переотложения материала, но и не слишком маленькой, чтобы минимизировать вероятность размыва части осадка при падении уровня озера. Геоморфологическая позиция должна тяготеть к вершинной поверхности междуречья, где водосбор ограничен, отсутствуют крупные реки, состав подстилающих пород и растительность представлены характерными зональными ассоциациями. Чтобы архив отличался своей длительностью и захватывал не только валдайскую позднеледниковую историю, на территории не должно быть следов последнего оледенения, способного уничтожить или деформировать архив. Таким требованиям удовлетворяет объект настоящего исследования. Сарское болото расположено в овальной котловине размером 1,8 км на 2,5 км и глубиной от бровок до днища 35 – 40 м на Борисоглебской возвышенности, находившейся в краевой зоне московского оледенения и не затронутое последним,



валдайским оледенением. В южной части болота берет начало река Сара – главный приток озера Неро. Поверхность непроходимого сфагнового верхового болота слабовыпуклая, покрытая редкими соснами, исчезающими к периферии, где расположена топкая трясына. Опорная скважина, GAT-6A заложена в центральной части болота. Достичь центра болота представляется возможным только в зимнее время, и в условиях глубокого промерзания под снегом, что сопутствовало работам в феврале 2021 года.

Бурение осуществлялось ручным озерным поршневым буром Ливингстона, с возможностью проходки закрытым проботборником до требуемых глубин. Отобран сплошной керн до глубины 19,35 м. Пробы изучены аналитическими методами в лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН и получены результаты: гранулометрический состав, весовая влажность, потери при прокаливании (ППП 550°C и 950°C), магнитная восприимчивость. Растительные макроостатки переданы на датирование <sup>14</sup>C AMS в лабораторию радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГ РАН.

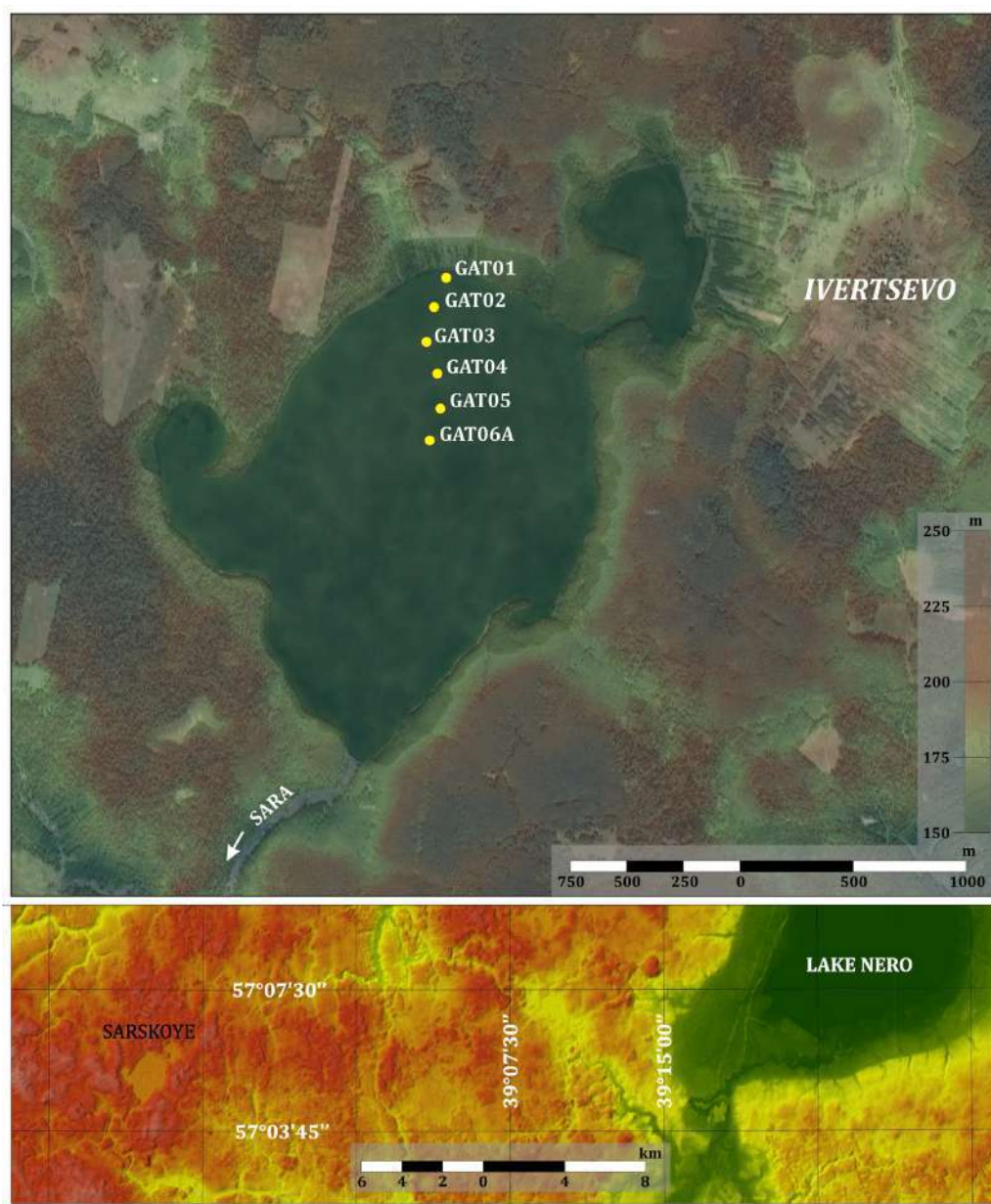


Рис. 1. Сарское болото на цифровой модели местности (SRTM) и расположение скважин, пробуренных в феврале 2021 года. Обращают внимание на себя крутые борта котловины и сложная конфигурация береговой линии болота, вероятно проявление в рельефе наследия озерного прошлого Сарского болота.

Полученную колонку можно разделить на 3 части: верхняя (0 – 5,4 м) – торф, средняя (5,4 – 6,4 м) – органо-минеральный карбонатный ил, нижняя (6,4 – 19,35 м) – минеральный ил с двумя пиками органики. На графике ППП 550°C, который характеризует долю органики в осадке, выделяется, помимо торфа с почти 100% потерями, два пика на глубинах 5,9 – 6,3 м (пик 1) и 7,1 – 7,6 м (пик 2) с ППП 550°C до 36% (7,35 м). При этом фоновые значения ППП 550°C в минеральном озерном иле составляют 2 – 20%. Органика в озерном осадке соответствует эпизоду потепления, а переход к торфу, через плавный переход от «холодного» минерального ила к «теплому» органо-минеральному, карбонатному (пик ППП на графике 950°C) – начало голоцена (11700 л.н.).

Если проводить корреляцию с колонкой из озера Селигер [2], то по характеру кривых ППП 550°C и 950°C они имеют сходство в поведении органики и карбонатов и на них можно вычленил сигнал, который в скважине ГАТ-6А соответствует второму пику - потеплению аллерёд. Подобная корреляция кривых ППП наблюдается и в продатированной колонке озера Белая Струга [1]. Пики органики так же присутствуют [4] в подробнейших колонках из палеоозер и мааров нагорья Айфель (Германия). Это является подтверждением регионально-глобального сигнала в архивах выбранных озерно-болотных колонок.

Имея озерно-болотный архив с регионально-глобальными сигналами представляется возможным выполнить предварительную корреляцию с изотопно-кислородной гренландской кривой NGRIP. При сравнении кривых, можно соотнести пик органики на 7,35 м с потеплением бёллинг (начало 14700 л.н.), а возврат к холодным условиям (меньше органики, меньше ППП) непосредственно перед началом голоцена коррелирует с поздним дриасом (начало 12900 л.н.). Второй пик органики можно соотнести с потеплением аллерёд (начало 13900 л.н.).

Используя корреляцию с кривой, для которой известна геохронология, можно экстраполировать полученные темпы аккумуляции для грубой оценки возраста основания колонки. Отрезок на кривой ППП 550°C ГАТ-6А с большей долей вероятности соответствующий на кривой NGRIP отрезку между началом потепления бёллинг и концом позднего дриаса имеет мощность 2,2 м и продолжительность 3 тыс. лет. Мы можем грубо рассчитать скорости осадконакопления за этот период (0,73 мм/год) и экстраполировать их на всю колонку ниже (7,6 – 19,35 м). Таким образом, возраст основания колонки, может в первом приближении составлять не менее 30700 лет. Таким образом, есть основания полагать, что в керне представлена непрерывная запись с конца МИС 3.

Чтобы проверить правильность расчета скоростей осадконакопления мы сравним возраст событий на кривых ГАТ-6А и синтетической кривой возраста высокоактивных и низкоактивных флювиальных эпох [3]. Как известно, при повышении динамики среды осадконакопления повышается диаметр перемещаемых и осаждающихся частиц, растер размер соответствующих форм рельефа и т.д. На нашей кривой гранулометрического состава наблюдается два аномальных пика песка на глубинах 5,5 – 6,4 м (11700 – 13064 лет) и 8 – 9,1 м (15245 – 16745 лет). Соответствующие пики активности флювиальных процессов на кривой с датами [3] соответствуют возрастам 11800 – 13700 лет и 15450 – 18100 лет соответственно.

Корреляции позволяют в кратчайшие сроки, до получения датировок выделить маркирующие глобально-региональные события и отсесть локальный сигнал. Архив Сарского болота показал себя с наилучшей стороны для корреляции с колонками глобальных климатических событий плейстоцена и голоцена. Так как возраст котловины не моложе MIS 6, мы имеем возможность получить один из подробнейших архивов климатических событий на Русской равнине с московского позднеледникового, микулинского межледникового и всего позднего плейстоцена. Оптимум микулинского межледникового мы ожидаем найти на глубине более 100 м, что, несомненно, задача для крупной научной консолидации.

*Работа выполнена в рамках Мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021) «Палеоэкологические реконструкции как ключ к пониманию прошлых, текущих и будущих изменений климата и окружающей среды в России»*

Список литературы:

- [1] Карпухина, Н. В., Константинов, Е. А., Курбанов, Р. Н., Деркач, А. А., and Матлахова, Е. Ю. Механизм образования, возраст и эволюция озерных котловин центральной части Псковской низменности. Геоморфология, 2 (2018), 32–47. <https://doi.org/10.7868/S0435428118020037>
- [2] Konstantinov, E.A., Panin, A.V., Karpukhina, N.V. et al. The Riverine Past of Lake Seliger. Water Resour 48, 635–645 (2021). <https://doi.org/10.1134/S0097807821050110>
- [3] Andrei Panin, Ekaterina Matlakhova, Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20ka and its palaeohydrological implications, CATENA, Volume 130, 2015, Pages 46-61, <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>
- [4] F. Sirocko, H. Knapp, F. Dreher, M.W. Förster, J. Albert, H. Brunck, D. Veres, S. Dietrich, M. Zech, U. Hambach, M. Röhner, S. Rudert, K. Schwibus, C. Adams, P. Sigl, The ELSA-Vegetation-Stack: Reconstruction of Landscape Evolution Zones (LEZ) from laminated Eifel maar sediments of the last 60,000 years, Global and Planetary Change, Volume 142, 2016, Pages 108-135, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.005>

**БИЙСКАЯ ТЕРРАСА – АНАЛОГ СУПЕРПАВОДКОВОЙ САЛЬДЖАРСКОЙ ТОЛЩИ ГОРНОГО АЛТАЯ НА ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЕ**

**И.Д. Зольников<sup>1</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>2,3</sup>, Е.В. Деев<sup>4</sup>, А.А. Картозия<sup>1,4</sup>, Е.А. Филатов<sup>5</sup>,  
А.В. Васильев<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия, [zol@igm.nsc.ru](mailto:zol@igm.nsc.ru)

<sup>2</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup> Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>4</sup> Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>5</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

**BIYA TERRACE AS AN ANALOGUE OF THE SUPERFLOOD SALDZHAR STRATA OF ALTAI MOUNTAINS**

**I.D. Zolnikov<sup>1</sup>, R.N. Kurbanov<sup>2,3</sup>, E.V. Deev<sup>4</sup>, A.A. Kartoziya<sup>1,4</sup>, E.A. Filatov<sup>5</sup>, A.V. Vasil'ev<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>4</sup> Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>5</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Бийская терраса возвышается над урезом воды на 60-80 м, имеет ширину 15-20 км и прослеживается в северо-западном направлении от Бийска до Барнаула и далее на северо-запад в виде полого-волнистой, слабо расчлененной равнины, которая примыкает к холмистой, резко расчлененной долинами и балками поверхности Обь-Чумышского плато. Поверхность террасы имеет абсолютные отметки в районе Бийска от 220-240 до 260-280 м и вниз по течению Оби понижается, характеризуясь в районе г. Барнаула и пос. Тальменка абсолютными отметками 180-210 м. В 2021 году был изучен геологический разрез на правом берегу Бии у восточной окраины г. Бийска в двух оврагах, ориентированных перпендикулярно руслу р. Бия.

Первый овраг находится непосредственно у восточной окраины центрального кладбища г. Бийск. Здесь в прибрежном обрыве высотой до 60 м сверху вниз вскрыты две толщи. Субаэральная толща преимущественно наваянного генезиса общей мощностью 26 м представлена палевыми и светло коричневыми алевритами, основная часть которых неслоистая. Выделяются участки с нечетко выраженной мелкой субгоризонтально параллельной слоистостью, по всей видимости, связанная со слабыми проявлениями делювиальных процессов. На глубине 11,7-12,7 м от бровки обрыва отмечается слой с вертикальной полосчатостью, похожей на серию коротких клиньев. Ниже 26 м вскрыта флювиальная толща, представленная субгоризонтально субпараллельно мелко-средне слоистыми средне-крупнозернистыми хорошо промытыми иногда гравийными песками видимой мощностью 3 м.

Во втором овраге, который находится в 1,2 км выше по течению р. Бия от первого оврага, в подошве субаэральная толща непосредственно под нижней палеопочвой вскрыт более представительный разрез флювиальной толщи, слагающей нижний ярус Бийской террасы. Флювиальная толща видимой мощностью 22 м начинается в верхней части светло-серым с желтым оттенком неслоистым алевритовым песком мощностью до 1,5 м. Далее вниз вскрыты светло-серые с рыжеватым оттенком субгоризонтально параллельно мелко- и среднеслоистые крупно-среднезернистые хорошо промытые пески (2,8 м). Ниже залегают светло-серые средне-крупнозернистые пески (7,3 м). Еще ниже прослеживаются серые крупнозернистые пески субгоризонтально параллельно слоистые, в нижней части - с гравием и галькой. Сверху вниз параллельная слоистость переходит в косую флювиального типа. Нижняя часть разреза скрыта осыпью. По данным исследований предыдущих лет [2, 5, 6] ниже изученных песков почти до бровки бечевника залегают косослоистые гравийные пески с галькой и валунами. В основании разреза Бийской террасы неоднократно описан слой хорошо окатанных валунников и глыб размерами до 1,5 м в поперечнике.

Ранее [2, 5, 6] данный разрез Бийской террасы интерпретировался как аллювиальный. При этом даже верхняя толща алевритов рассматривалась первоначально как пойменные образования, хотя мощность пойменного аллювия более 25 м для выделений речных долин не характерна. Не находили своего объяснения также особенности строения нижней – флювиальной толщи. Прежде всего, это: базальный слой, представленный прекрасно окатанными крупными валунами и глыбами, параллельная слоистость хорошо промытых гравийных песков, которая в сочетании с их аномальной мощностью также не укладывается в представления о русловом аллювии равнинной реки. О.М. Адаменко, считавший отложения Бийской террасы, входящими в состав большереченской свиты, отмечал: "...мощность большереченской свиты в направлении от Бии на север в сторону тылового шва Бийской террасы постепенно увеличивается от 60 до 100-120 м, превышая нормальную мощность аллювия такой реки как Бия, в несколько раз" [1, с. 101].

Адекватное объяснение особенности геологического строения флювиального яруса Бийской террасы нашли в представлениях о гигантских гляциальных паводках, которые сходили с гор Алтая на Предалтайскую равнину при опорожнении Чуйско-Курайской гляциолимносистемы общим объемом около 1000 кубокилометров [3]. В рамках концепции гляциальных суперпаводков базальный слой валунноглыбовников Бийской террасы представляет собой собственно селевую фацию, косослоистые гравийные пески с валунами и галькой – основную пачку влекомых отложений, параллельно слоистые пески с гравием – пачку взвешенных наносов, неслоистые алевропески внутри параллельно слоистой пачки – суспензиты (отложения зернистых скоростных потоков), а неслоистые алевропески с кляксообразными текстурами – оплывневую фацию, завершающую формирование суперпаводкового цикла.

Задача определения возраста флювиальной толщи Бийской террасы имеет важнейшее стратиграфическое значение, т.к. суперпаводковые отложения представляют собой региональный маркер, который позволяет проследить единый хроносрез через верхне-неоплейстоценовые отложения Алтайский гор и отложения Западно-Сибирской равнины вплоть до побережья Северного Ледовитого океана. Если до недавнего времени региональными маркерами считались «казанцевский» и «тобольский» горизонты, с которых начинались соответственно верхний и средний отделы неоплейстоцена, то теперь очевидно, что такими маркерами могут служить отложения суперпаводков, формировавшиеся при спуске верхне- и средне-неоплейстоценовых ледниково-подпрудных озер.

Четыре термолюминесцентные даты МГУ первого поколения [6] со значениями возраста от 15 тыс.л.н. на уровне 2,5 м от бровки обрыва до 213 тыс.л.н. на уровне 63,5 м от бровки обрыва принимать в расчет нецелесообразно ввиду ненадежности примененной методики. В нижней части субаэральная толща Бийской террасы обнаружены остатки *Bison priscus* Woj, *Cervus elaphus* L., *Equus equus*, имеющие по И. Г. Пидопличко рисский или рисс-вюрмский возраст [2], а в верхней части монастырских глин, подстилающих валунно-

глыбовник Бийской террасы Е. Н. Щукиной собраны остатки млекопитающих (*Elephas trogontherii* Pohl., *Equus* (*Equus*) sp., *Bison priscus longicornis* W. Grom., *Rhinoceros* sp.), которые были отнесены В.И. Громовым к хазарскому комплексу. Новое поколение  $^{14}\text{C}$  и ОСЛ дат по отложениям, перекрывающим сальджарскую суперпаводковую толщу Чуи и Катуня, позволило установить время проявления последних гляциальных суперпаводков Горного Алтая на рубеже около 90 тыс. л.н. [4].

В мае 2021 года в отложениях Бийской террасы было отобрано 50 образцов на ОСЛ датирование. Возвращение к геохронометрическому изучению отложений Бийской террасы имеет значение в двух аспектах. Во-первых, возраст основания субаэральной толщи Бийской террасы «прижимает сверху» возраст проявления последних суперпаводков с Горного Алтая на юге Западно-Сибирской равнины. Во-вторых, окончательно решается вопрос по датированию времени прохождения последних суперпаводков непосредственно по долинам Чуи и Катуня на Горном Алтае. Субаэральная толща, перекрывающая суперпаводковые отложения в бийском разрезе, по мощности превышающая 25 м с пятью погребенными палеопочвами, вряд ли могла сформироваться в голоцене. Всё это позволяет сделать вывод о малореальности проявления последнего катафлювиального события на Алтае во время LGM. Об этом же свидетельствуют палеонтологические данные. Таким образом, массовое люминесцентное датирование опорного разреза Бийской террасы позволяет сделать важный шаг к надежному прослеживанию геологического маркера последнего регионального максимального оледенения верхнего неоплейстоцена с гор Алтая на юг Западно-Сибирской равнины.

*Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 19-17-00179).*

Список литературы:

- [1] Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974. 167 с.
- [2] Адаменко О.М., Канопа В.В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Горно-Алтайская. Лист N-44-XXXII. Объяснительная записка. М.: Недра. 1966. 79 с.
- [3] Зольников И.Д. Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 69. М.: ГЕОС, 2009 С. 59-70.
- [4] Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катуня (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016., т.57, № 6, с. 1184-1197.
- [5] Паньчев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. 103 с.
- [6] Разрез новейших отложений Алтая. (Опорные разрезы новейших отложений) // Свиточ А. А. и др. М.: Изд-во МГУ, 1978. 206 с.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА «КИРЬЯС»****С.Е. Коркин<sup>1,2</sup>, Е.А. Коркина<sup>1</sup>, Русаков А.В.<sup>3</sup>**<sup>1</sup>Нижевартовский государственный университет, Нижневартовск, Россия, [egf\\_nv@mail.ru](mailto:egf_nv@mail.ru)<sup>2</sup>Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия, [korkinse.sk@gmail.com](mailto:korkinse.sk@gmail.com)<sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия**NEW DATA ON THE AGE OF DEPOSITS OF THE KIRYAS SECTION****S.E. Korkin<sup>1,2</sup>, E.A. Korkina<sup>1</sup>, A.V. Rusakov<sup>3</sup>**<sup>1</sup>Nizhnevartovsk State University, Nizhnevartovsk, Russia<sup>2</sup>Institut of Plant and Animal Ecology of Ural Branch of Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia<sup>3</sup>Sankt-Peterburg State University, Sankt-Peterburg, Russia

Разрез «Кирьяс» вскрывает возвышенную Юганско-Ларъёганскую террасу долины реки Обь в пределах таёжной зоны Западно-Сибирской равнины. Разрез «Кирьяс» считается стратотипом кирьяского подгоризонта каргинского горизонта на основании радиоуглеродных дат 70-х гг. [1, 2, 3, 4]. Описание обнажения «Кирьяс» неоднократно опубликовано [1, 2, 5, 6, 7]. В нем выделяется два уровня погребенных торфяников, возраст которых, согласно радиоуглеродным датам 70-х гг., относится к каргинскому времени: 27,5–36,3 тыс. лет из торфяников верхнего уровня и 38,7–44,7 тыс. лет из торфяников нижнего уровня [2]. Современное радиоуглеродное-датирование подтвердило каргинский возраст верхнего уровня торфяников, в пределах 27,8–46,4 тыс. лет, и показало докаргинский возраст нижнего уровня торфяников, в кровле которых получена дата  $^{14}\text{C} \geq 60,7$  тыс. лет [7]. В средней части торфяника нижнего уровня получена U/Th-дата:  $105,5 \pm 3,6/3,3$  (L/L) и  $104,4 \pm 4,4/3,9$  (TSD) тыс. лет [7]. Таким образом, торфяник может быть отнесен к подстадии MIS-5с и сопоставлен с палеоклиматическим событием брёруп в гренландском ледовом керне и прослеженным в Западной Европе [8].

Ниже представлено описание разреза «Кирьяс», составленное авторами по результатам работы с 2016 по 2019 годы.

Верхняя осадочная толща представлена лёссовидными суглинками, с различными формами железистых новообразований. С глубины 4 м эти породы приобретают сизую окраску. Горизонт [Gh,cf1] на глубине 3,95(4,00)–4,80 м имеет окраску неравномерную, интенсивность окраски постепенно меняется: в верхней части горизонта сизо-охристого цвета (Gley1 6/10Y), в средней части горизонта до глубины 4,30 м цвет меняется на сизовато-оливково-серый (5Y3/2), нижняя часть горизонта прокрашена до темно-серого цвета с коричневым оттенком (2,5Y3/2). Плотный, тяжелый суглинок, хорошо оструктурен. Структура имеет тонкоплитчатую горизонтальную делимость. Новообразования сформированы по вертикальным отдельностям агрегатов в виде железистых пленок красновато-бурого цвета (7,5R 3/2). Железистые пятна сконцентрированы в средней части слоя, в нижней части слоя они отсутствуют. Граница ровная, переход по интенсивности цвета и наличию горизонтальных полос.

Ниже вскрывается верхняя погребенная перегнойно-глеевая палеопочва, с водно-аккумулятивными признаками [Ah, aq] на глубине 4,80–6,12 м, возраст которой составляет 43871 cal. BP. Морфологические признаки почвы следующие: окраска полосчатая в виде чередования субгоризонтальных полос палево-белесового цвета (5YR4/1 и 5Y 3/1). Основной фон внутриведной массы имеет серый цвет (2,5Y 3/2), единичны оливковые пятна. Полосы мощностью от 1 до 8 см располагаются через 3–5–8 см. Плотный, тяжелый суглинок. Структура плитчатая горизонтальной ориентации. В вертикальных трещинах, по стенкам агрегатов, сформированы железисто-марганцевые кутаны.

В основании разреза явно выражено криогенное образование в виде клина. Клин имеет пикообразную треугольную форму, высотой 14 см, в основании 45 см. Он выполнен переотложенным темно-серым и белесым материалом, есть прогумусированные зоны с Z–

образными угловатыми переходами, представленные хорошо разложившимся торфом, где просматриваются растительные остатки. Граница ровная, переход резкий по цвету. Органогенный горизонт сформирован на глеевом горизонте [Gcf], на глубине 6,12–7,85 м. Его окраска неоднородная – пятнистая, основной фон внутриведной массы сизовато-оливковый (Gley1 5/10Y), по граням педов бурый. В верхней части слоя до 7,5 м светло-охристые и рыжие пятна (10YR 5/6), глубже 7,5 м пятна окрашены в бурово-охристый цвет (10YR 4/6), нижняя граница мощностью 15 см с глубины 7,70 м имеет ярко бурю окраску (2,5Y 4/2). Плотный, тяжелый суглинок пылеватый, структура тонкоплитчатая, хорошо выраженная; вертикальная плитчатость, в верхней части слоя структура имеет диагональную направленность. Кутанный комплекс в виде железисто-марганцевых пленок по слою имеет разную интенсивность оттенков. Форма границы пыльчатая, переход заметный по характеру окраски.

Нижняя погребенная палеопочва серо-гумусово-глеевая палеопочва с криогенными признаками в виде клиньев представлена органогенным горизонтом: [AYcg] на глубине 7,85 – 8,80 (9,10) м с возрастом 46647 cal. BP. Окраска неравномерная – пятнистая, полосчатая. Цвет до 8,65 м буровато-темно-серый (2,5YR 3/1) с более темно-серыми пятнами, в нижней части границы горизонта клин более темный (2,5YR 2,5/1) в окружении охристо-оливковых пятен. Тяжелый суглинок, структура плитчатая с вертикальной диагональной ориентировкой. Горизонт [AYcg] представлен сложным образованием с клиньями, гнездообразными формами 40x30 см, чередованием охристых, палевых и темно-серых полос перемятой толщи. Клин пикообразной формы приурочен к верхней части горизонта. С правой стороны расчистки до 8 м материал палево-серо-коричневого цвета без клиньев. Клин в нижней части границы имеет треугольную форму: в основании 15 см, в глубину 30 см. В целом, граница слоя фестончатая, переход ясный по цвету. D` 8,80 (9,10) – 9,50 м белесая (2,5Y 7/1) тонко-пылеватая супесь, плотная, с криометаморфозами в нижней части слоя, граница волнистая переход по составу и цвету.

[T] 9,65–10,05 м – торф хорошей степени разложения (5Y 3/2), констатируются ходы корней. Форма границы ровная, переход по наличию охристых полос. Торфяной горизонт, который был соотнесен со слоями разреза С.А. Лаухина (2008). Данный слой подтвержден тремя AMS датами на : 1) 8,20–8,40 м – калиброванная <sup>14</sup>C дата 46647 (IGANAMS 5327, UGAMS 27629; 2) 9,07–9,12 м – 45545±360 (IGANAMS 7340); 3) 9,60–9,70 м – 46805±420 (IGANAMS 7341) (рис. 4). Результаты радиоуглеродного датирования для разреза «Кирьяс», проведены в ЦКП «Лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН и центра изотопных исследований Университета Джорджии (США). Radiocarbon calibration program CALIB REV7.1.0. Copyright 1986–2016 M Stuiver and PJ Reimer References for calibration datasets: Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Buck CE, Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hafliðason H, Hajdas I, HattГ© C, Heaton TJ, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, Manning SW, Niu M, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Turney CSM, van der Plicht J. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years cal BP Radiocarbon 55(4).

[Gh, cf2] 10,05–10,75 м. цвет оливково-серый (5Y 4/2), окраска пятнистая, к низу более сизый (5Y 5/3), тяжелый суглинок пылеватый, структура плитчатая, чешуйчатая, по верхним граням агрегатов светлые силтаны. В нижней части чешуйчатая структура укрупняется и имеет диагонально-горизонтальную направленность и более плотное сложение. Новообразования по всему слою единичны в виде железисто-марганцевых конкреций.

[Gh] 10,75–12,00 м. Окраска неоднородная – полосчатая. Цвет ВПМ оливково-серый (5Y 4/2), полосы охристого цвета (2,5Y 6/6). Средний суглинок пылеватый, структура плитчатая с вертикальной делимостью. Новообразования образованы по вертикальной делимости агрегатов (растрескивание), железистые кутаны сконцентрированы по стенкам агрегатов. Граница ровная, переход резкий по составу.

Слой D1<sup>-</sup> 12,00–12,70 м. Цвет палевый с горизонтальными и диагональными темно-серыми полосами. Среднезернистый песок, рыхлый, фиксируются слюдистые минералы. Темно-серые полосы (2,5Y 5/1) мощностью 1–2 мм представлены суглинком. Граница ровная, переход по составу. [G<sup>-</sup>]1270–1360 м. Окраска неравномерная – полосчатая. Глина переслаивается песком. Общий слой делится на полосы: мощностью 5–6 см очень темная, серовато-коричневая (10YR 3/2), алевритистая – плотная, с раковистым изломом и глянцевым блеском; мощностью 3 см слой мелкозернистого песка, светло-серого цвета (10YR 7/1); мощностью 8–10 см глина, темно-зеленовато-серого цвета (gleyl 4/1), на границе имеет охристую окраску; мощность 10 см темно-красновато-коричневый (2,5YR3/4) песок. Граница ровная, переход по отсутствию глинистых полос.

Слой D2<sup>-</sup> 13,60–14,10 м. Песок мелкозернистый с тонкой горизонтальной слоистостью. Слойки 1–2 мм, темно-желтовато-коричневого цвета (10YR 4/6) с прослойками темно-оливково-серого цвета (5Y 5/2). Слой D<sub>0x</sub>, аq 14,10–15,55 м до 15 м песок переслаивается с легким суглинком. Граница ровная, переход по характеру слоистости. С глубин 14,65–14,70 м и 14,72–14,77 м получены результаты датирования образцов методом оптически стимулированной люминесценции в Федеральном государственном бюджетном учреждении «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского» (ФГБУ «ВСЕГЕИ») возраст составил: 90±15 тыс. лет (RGI-0372), 78±10 тыс. лет (RGI-0373) соответственно.

Слой Dq<sup>-</sup> 15,55–18,53 м. Песок, палево-коричневый (2,5 Y 7/4), среднезернистый, горизонтально-слоистый. В верхней границе слой легкосуглинистый, мощностью 2–3 см оливковато-коричневого цвета (2,5Y 4/4). Внутри слоя слоистость диагональная.

Слой Daq<sup>-</sup> 18,53 м и до уреза. Песок, светло-оливковато-коричневый с темными прослойками (2,5Y 5/4). Горизонтально-диагональные прослойки мощностью 1–2 см очень темно-коричневого цвета (7,5YR 2,5/2). В верхней части слоя полоса мощностью 5 см красновато-коричневого цвета (7,5YR 5/8).

В целом исследуемый разрез Кирьяс представлен горизонтами позднеплейстоценового времени [G<sub>0x-redt</sub>]-[G<sub>th</sub>, cf]-[G<sub>0x</sub>]-[G<sub>0x</sub>, aq]-[G<sub>h</sub>, cf1] – это комплекс глеевых горизонтов, с явными признаками восстановленного железа, такие условия возможны при периодическом переувлажнении и развитии болотных условий; и серией палеопочв: перегнойно-глеевая палеопочва [Ah, aq]-[Gcf], с водно-аккумулятивными признаками и серо-гумусово-глеевая палеопочва [AYcr]-[Gh,cf2]-[Gh] с криогенными признаками в виде клиньев, возраст составил 46647 cal. BP. Юганско-Ларьёганская возвышенная терраса долины реки Обь показывает непрерывное осадконакопление с формированием палеопочв в период Кирьяской стадии (МИС 3) и мощные переотложенные песчаные отложения Казанцевской стадии (МИС 5).

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Ханты-Мансийского автономного округа-Югры в рамках научного проекта № 18-45-860001 p\_a., а также при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-29-05259\20.*

Список литературы:

- [1] Архипов С.А., Довгаль Л.А., Левина Т.П. и др. Литологическая, палинологическая характеристика, диатомовая флора и остракоды из разреза третьей надпойменной террасы реки Оби (Сургутское Приобье) // Этюды по палеофитологии Сибири. М.: Наука, – 1976. – С. 83–101.
- [2] Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.А., Панычев В.А. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, – 1980. – 110 с.
- [3] Архипов С.А. Геохронология геологических событий позднего плейстоцена Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. – 1997. – № 12. – С. 1863–1884.
- [4] Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. Кайнозой Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: ГЕО, – 2003. – 247 с.
- [5] Левина Т.П. Палинологическая характеристика отложений позднечетвертичной ледниковой эпохи в долине Средней Оби // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, – 1979. – С. 74–98.
- [6] Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е. и др. Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // Докл. АН. – 2006. – Т. 411, – №4. – С. 540–544.



[7] Лаухин С.А., Шилова Г.Н., Величкевич Ф.Ю. Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени на Западно-Сибирской равнине // ВИАЭ. – 2007. – №7. – С. 203-225.

[8] Dansgaard W., Johnse, S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjornsdottir A.E., Jouzel J., & Bond G. 1993 Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, – 1993. – P. 218–220.

**ГЕОИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА (ГИС)  
«ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ТЕРРАСЫ Р. ДНЕСТР»**

**Е.Н. Кравченко<sup>1</sup>, Т.Ф. Обадэ<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Приднестровский государственный университет, Тирасполь, Приднестровская Молдавская республика, orbignella@gmail.com

<sup>2</sup>Институт зоологии, Кишинев, Республика Молдова, theodorobada@gmail.com

**«THE QUATERNARY TERRACES OF THE DNIESTER RIVER»  
GEOINFORMATION SYSTEM (GIS)**

**Ye. N. Kravchenko<sup>1</sup>, Th. Obada<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Pridnestrovian State University, Tiraspol, Pridnestrovian Moldavian Republic

<sup>2</sup>Institute of Zoology, Chisinau, Republic of Moldova

В рамках выполнения госбюджетной научно-исследовательской темы «Разработка, создание и ведение геоинформационной системы Геология Приднестровья» проведен сбор информации по опубликованным и фондовым палеонтологическим данным по территории Приднестровья. Большое внимание было уделено систематизации палеонтологической коллекции музея Приднестровского государственного университета. Основная часть фондов музея представлена моллюсками и позвоночными неогена, а также млекопитающими квартера. Наименования фаунистических единиц, их систематическое положение, вместе с изображением и информацией о местонахождении, геологическом возрасте, месте хранения явились основой для создания компьютерной Базы «Палеонтология Приднестровья». В результате этой работы появилась возможность по-новому оценить пространственное и стратиграфическое положение ископаемых, провести корреляцию отдельных разрезов. Местонахождения ископаемой фауны вместе с описаниями разрезов и скважин были представлены в форме ГИС по венду, силуру, мелу, палеогену, неогену, квартеру – системам, принимающим участие в геологическом строении осадочного чехла, и были связаны с Базой палеонтологических данных. По четвертичной системе в Базу данных вошли такие группы ископаемых как: моллюски, остракоды, крупные млекопитающие, мелкие млекопитающие – всего около пятисот записей.

Палеонтологический материал происходит из разрезов, исследованиями которых как отложений террас Днестра занимались такие известные ученые, как: И.Ф. Синцов [17], М.В. Павлова [15], И.П. Хоменко [18], Р.Р. Выржиковский [6], Г.Ф. Лунгерсгаузен [10,11], А.И. Давид [7] и другие. Первую схему надпойменных террас р. Днестр предложил Р.Р. Выржиковский [6]. Г.Ф. Лунгерсгаузен выделил пять надпойменных террас р. Днестр: I – парканская, II – слободзейская, III – григориопольская, IV – тираспольская, V – колкотовская (в Региональной схеме – 1986 г. колкотовская VI терраса) [10,11]. В дальнейшем изучением аллювиальных отложений террас занимались А.Л. Чепалыга [21], А.Н. Хубка [19, 20] и многие другие. В настоящее время млекопитающие четвертичного возраста являются предметом исследований Теодора Обадэ, научного сотрудника Института зоологии Республики Молдова [12, 13, 14, 23, 24].

Цель данной работы – провести сравнительный обзор данных, используя возможности компьютерной обработки фактического материала, по четвертичным разрезам аллювия долины Днестра: Гыска, Новые Танатары, Нов. Кобуска, Белочи, Катериновка, Подойма, Хаджимус, Степановка, и др., которые вошли в ГИС «Четвертичные террасы р. Днестр» (Рис. 1). У большинства разрезов плейстоцена фаунистически охарактеризована аллювиальная часть, содержащая остатки малакофауны и позвоночных; встречаются также остатки остракод.

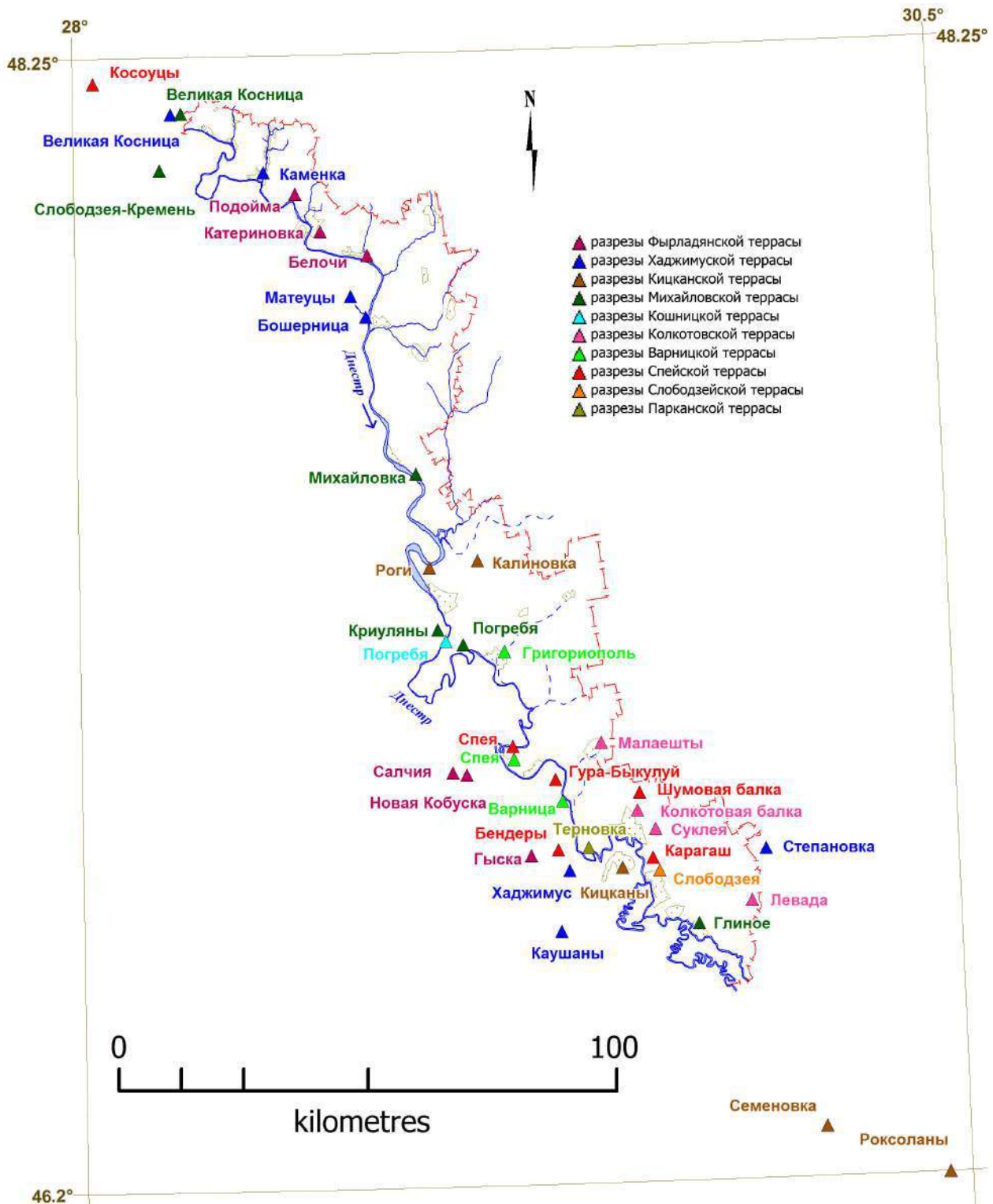


Рис. 1. Интерактивная карта местонахождений фауны четвертичного возраста Приднестровья (по материалам НИЛ «Геологические ресурсы» ПГУ им. Шевченко).

Описание террас даны от более древних к молодым.

Фырладянская терраса

Представлена разрезами у сс. Фырладяны (опорный разрез не сохранился), Сальчия, Нов. Кобуска, Гыска, Белочи, Катериновка, Подойма. В песках нижнефырладянской подсветы обнаружены *Archidiskodon cf. gromovi* Alex, et Gar., *Dinotherium* sp., *Rhinocerotidae* gen., *Equus cf. stenonis* Cocchi, *Eucladocerus* sp., *Procapreolus* sp., *Cervidae* gen., принадлежащие хавровскому комплексу (Алексеева, 1977). Здесь же обнаружена богатая

фауна моллюсков: *Margaritifera triangulata* Tschep., *Bogatschevia tamanensis* (Eber.), *B. rashkevi* Tschep., *Ebersininaia elongata* Tschep., *E. tirasica* Tschep., *E. crassata* Tschep., *Crassiana robusta* Tschep., принадлежащая поливадинскому комплексу.

В песках верхнефырлядской подсвиты (там же) обнаружены остатки *Archidiskodon meridionalis* (Nesti), *Elasmotherium caucasicum* Boriss., *Euctenoceros* cf. *tetraceros* (Davk.) (опр. А.И. Давида) [16]. Абсолютные отметки подошвы фырлядской свиты по северу территории Приднестровья составляют 142-149 м, относительные – 121-129 м; в южной части, соответственно, 130-125 м и 128-108 м.

Хаджимусская терраса.

Опорный разрез у с. Хаджимус в основании стенки срыва крупного оползня вскрываются две пачки: нижняя - песчано-валунно-галечниковые породы русловой фации и верхняя - песчано-алевритовые отложения прирусловой фации. В нижней пачке обнаружены раковины моллюсков *Corbicula apscheronica* Andr., *Viviparus pseudoachatinoidea* Pavl., *Valvata antiqua* Sow. и грызунов *Prolagurus praepannonicus* Top. По данным В.П. Покатилова в отложениях разреза Хаджимус найдены остатки млекопитающих: *Villanyia pelenyii* (Нeh.), *V. exilis* Kretz., *Allophaiomys pliocenicus* Kormos, *Prolagurus praepannonicus* Top.; *Cervus elephus* L.; *Mammuthus meridionalis* (Nesti) [16]. Отложения хаджимусской террасы описаны по разрезам: Степановка, Каушаны, Бошерница, Матеуцы, Каменка, Великая Косница.

Кицканская терраса

В опорном разрезе, к западу от с. Кицканы, А.Л. Чепальгой выделено две пачки аллювия: верхняя – пески белые кварцевые с редкими раковинами *Coretus corneus* L., *Helix* sp. и нижняя - гравий с валунами кремней размером 20-30 см с остатками *Archidiskodon meridionalis tamanensis* Dub., *Cervus* sp. и раковинами моллюсков *Potomida* cf. *scutum* (Bog.), *P. aff. sublitoralis* n.sp., *Viviparus achatinoidea* Desh., *Valvata antiqua* Sow., *Corbicula aff. fluminalis* Mull., *Sphaerium rivicola* Leach, *Lithoglyphus* sp. Высота поверхности стратотипа около 100 метров, высота цоколя – 70 м [9]. По данным Д.С. Захарова однообразные отложения аллювия разреза Калиновка вмещают остатки *Archidiskodon meridionalis tamanensis* Dub., в разрезе Роксоланы (Украина) – *Archidiskodon meridionalis tamanensis* Dub., *Dicerorhinus etruscus* Falc. [9]. Отложения кицканской террасы известны и в разрезе у с. Роги Дубоссарского района ПМР.

Михайловская терраса

Опорный разрез – у с. Михайловка (Рыбницкий район ПМР). В верхней части разреза пески кварцевые с прослоями гравия и гальки, светло-желтые, косослоистые, которые содержат многочисленную фауну *Viviparus achatinoidea* Desh., *V. tiraspolitani* Tschep., *Lithoglyphus neumayri* Brus., *Fagotia acicularis* Fer., *F. esperoides* Sabba, *Pisidium amnicum* Muell., *Valvata antiqua* Sow., *Crassiana crassoides* Tschep., *Unio pseudochasaricus* Tschep., *Pseudosturia caudata* Bog., и др. Нижняя часть – гравий и галечники слоистые с прослоями песка с раковинами *Unio (Crassunio) crassoides* n. sp., *U. (Pseudosturia) caudata* (Bog.). Внутри аллювия михайловской террасы установлена инверсия магнитного поля Матуяма/Брюнес. Это позволяет определить возраст середины аллювиальной толщи в 780 тыс. лет. В разрезе у с. Великая Косница (Украина) в лессовидных суглинках, соответствующих по возрасту верхней пачке аллювия, обнаружен комплекс наземных моллюсков, среди которых присутствуют ксерофилы степной зоны: *Chondrulla tridens* (Muell.), *Pupilla sterri* (Veith.), *P. triplicata* (Stud.), *P. cf. bigranata* (Rs.), а также бореально-альпийские формы: *Columella columella* Mart., *Vallonia tenuilabris* (Ab., Br.), *Vertago parcedentata* Sandb. Разрезы вскрывающие отложения михайловской террасы: Погребя, Криуляны, Слобозия-Кремень.

Кошницкая терраса

В разрез террасы у с. Погребя обнаружены раковины моллюсков: *Crassiana steveniana* Kryn., *C. crassoides* Tschep., *C. batava* (Nils.), *C. consentanca* Ziegl., *Unio pseudochasaricus* Tschep., *U. timidus* Retz., *U. emigrans* Bog., *U. (Eulymnium)* sp., *Lithoglyphus neumayri* Sabba, *Viviparus pseudoachatinoidea* Pavl., *V. aff. tiraspolitani* Pavl., *Theodoxus* sp.

## Колкотовская терраса

Представлена разрезами Колкотова Балка (опорный), Просяная Балка (Суклея), Малаешты, Левада. Аллювиальные отложения близ г. Тирасполя были впервые выделены Н.И. Барбот де Марни под названием "тираспольский гравий" (1869), в котором изучено более 50 видов млекопитающих, свыше 40 видов пресноводных и наземных моллюсков, 24 вида остракод, около 50 форм древесной и травянистой растительности. В опорном разрезе абсолютная отметка поверхности террасы – 53,6 м, относительная – 50,6 м; абсолютная отметка цоколя – 33 м. относительная – 30 м. Возраст нижней подсвиты по данным термолюминесцентного анализа: верхней части –  $735 \pm 160$ , нижней –  $800 \pm 160$  тыс. лет назад. Отложения колкотовской свиты вскрываются в бортах разрабатываемых песчано-гравийных карьеров на территории ПМР: Суклейского и Малаештского, из отложений которых происходит большинство ископаемого палеонтологического материала геолого-палеонтологического музея Приднестровского государственного университета.

## Варницкая терраса

Опорный разрез варницкой террасы расположен на северной окраине пос. Варница; карьер вскрывающий террасу рекультивирован, абсолютная отметка поверхности – 64,6 м, абс. отметка цоколя (подошвы) – 36,1 м. Сохранилась в виде останцов, разрезы которых вскрыты в карьерах Рыбницы, Григориополя, Спеи. Характерен грубообломочный состав нижней пачки (подсвиты) с крупными валунами и глыбами плохо окатанных среднесарматских известняков. Остатки фауны здесь не обнаружены. В алевролитах верхней подсвиты варницкой свиты – остракоды среднеплейстоценового возраста: *Leptocythere* cf. *volgensis* Neg., *L. lucentis* Neg., *L. hicta* Neg., *Limnocythere* aff. *brevis* Step., *Cyprideis torosa* (Jones), *Ilyocypris gibba* (Ramd.), *J. gradyi* Sars.. В отложениях варницкой террасы выявлена пыльца древесных (*Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Alnus*) и травянистых (вереск, лебедовые, полыни, сложноцветные, осоки, васильки и зонтичные) растений с примесью спор папоротников, плауновых и мхов, которые свидетельствуют о похолодании во время формирования верхней подсвиты в варницкое время, соответствующего, возможно, днепровскому оледенению [1].

## Спейская (григориопольская) терраса

В опорном разрезе террасы у с. Спея обнаружены раковины теплолюбивых моллюсков: *Pseudunio robusta speensis* Tschep., *Corbicula fluminalis* Muell., *Sphaerium rivicola* Leach., *Unio speensis* Tschep., *Viviparus fasciatus* Muell., *Fagotia esperi* Fer., *Crassiana crassa* Phill.. Верхняя подсвита содержит холоднолюбивую фауну: *Crassiana roseni* Kob., *C. pseudolittoralis* Class., *Unio kungurensis* Rossm., а также *Mammuthus chosaricus* Dub.), *Mammuthus primigenius* Slum., *Equus caballus* L., *Cervus* ex gr. *elaphus* L., *Bison* aff. *priscus* Vog. и др. Абсолютная отметка подошвы спейской свиты – 30 м, относительная – 23-25 м. Разрезы спейской свиты: Григориополь, Оланешты, Суклея, Спея, Косоуцы, Шумовая Балка и карьер кирпичного завода Тирасполя.

## Слободзейская терраса

Свита представлена опорным разрезом отработанного карьера у восточной окраины с. Карагаш Слободзейского района ПМР [16]. Относительная отметка подошвы постепенно понижается с северо-запада на юго-восток от 15 м (с. Косоуцы) до 3 м (г. Слободзея), а ниже с. Глиное уходит под уровень реки. В отложениях нижней подсвиты обнаружена богатая фауна термофильных моллюсков: *Crassiana crassa* Retz., *C. steveniana* Rryn., *Unio (Eolymnium) tiberiadensis* Let., *Corbicula fluminalis* Muell., *Sphaeridium rivicola* Leach., *Pisidium amnicum* Muell., *Dreissena polymorpha* Pall., *Viviparus fasciatus* Mull., *V. zickendrathi* Pavl., *Lithoglyphus naticoides* C. Pff., *Fagotia esperi* Fer., *F. acicularis* Fer., *Theodoxus fluviatilis* L., *Valvata piscinalis* Muell. Встречаются также раковины солоноватоводных моллюсков *Dreissena polymorpha* Pall. Из остатков млекопитающих обнаружены *Bos primigenius* (опр. А.Н. Лунгу), зубы *Mammuthus primigenius* Neum. (опр. И.А. Дуброво). В отложениях верхней подсвиты обнаружены остатки *Rangifer tarandus* L. (опр. И.А. Дуброво). Возраст аллювия верхней подсвиты определен термолюминесцентным методом в пределах 142–140 тыс. лет назад [3]. Возраст аллювия из отложений Ближнего Хутора (окраина Тирасполя) – около 100 тыс. лет.

### Парканская терраса

Отложения парканской террасы описаны в разрезах: с. Терновка (лектостратотип на юго-западной окраине), сс. Устье, Делакэу (парастратотип), Косоуцы, Григориополь. Подошва террасы снижается с относительной отметки 1 м в районе с. Наславча до -3 м в районе с. Терновка. В районе Дубоссарского водохранилища подошва находится ниже уровня воды. Разрезы парканской террасы вскрываются карьерами и обнажаются в районе сел Егоровка, Сенатовка, Делакэу, Терновка, Глиное и др. В разрезе у с. Косоуцы К. Брэтеску обнаружил остатки *Mammuthus primigenius* Neum., *Equus caballus* L.,. Среди фауны моллюсков присутствуют бореально-альпийские формы: *Columella columella* Mart., *Vallonia tenuilabris* (Al.Br.). Коррелируется с бугским региогоризонтом.

### Терновская пойменная терраса

Представлен разрезом Терновка, который является стратотипом терновской свиты в старом карьере в 1 км к западу от с. Терновка (между Парканами и Терновкой); фауны здесь не обнаружено. Абсолютные отметки подошвы у с. Карагаш – 15,3 м [5]. Радиоуглеродные датировки пойменных отложений в разрезе конуса выноса балки Томашлык (Григориопольский район) – 4870 лет до настоящего времени [5].

Для аллювиальных и покровных отложений террас Днестра разработана детальная стратиграфия, основанная на цикличности осадконакопления, фауне млекопитающих и моллюсков, и абсолютного возраста отложений, определяемого термолюминисцентным и палеомагнитными методами [3; 21 22]. Все изученные разрезы аллювиального террасового комплекса Днестра вошли в интерактивную карту ГИС «Четвертичные террасы Днестра» и охарактеризованы фауной крупных и мелких млекопитающих, моллюсков, остракод, виды которых составили Базу данных «Палеонтология Приднестровья». Запросы по Базе данных «Отбор по фаунистической единице» позволяет ввести палеонтологическую единицу, и система выдаст информацию об его местоположении, слою (толще), в котором он находился. Пример – запрос по роду *Stephanorhinus* (табл. 1). Запрос по местонахождению дает список фаунистических единиц, которые найдены в этом разрезе.

Таблица 1.

Отбор по фаунистической единице				
Код	Фаунистическая единица	Интервал	Наименование	Свита (толща)
1016	<i>Stephanorhinus etruscus</i> (Falc.)		Кицканы, разрез	Кицканская аллювиальная
1549	<i>Stephanorhinus megarhinus</i> (De Christol)		Приозерное, карьер	Кучурганская аллювиальная
1571	<i>Stephanorhinus etruscus</i> (Falc.)		Сукляя, карьер	Колкотовская аллювиальная
1651	<i>Stephanorhinus etruscus</i> (Falc.)		Тирасполь, Колкотовая балка, разрез	Колкотовская аллювиальная
1652	<i>Stephanorhinus kirchbergensis</i> (Johnson)		Тирасполь, Колкотовая балка, разрез	Колкотовская аллювиальная
1712	<i>Stephanorhinus megarhinus</i> (de Christol)		Шипка, карьер	Балцацкая аллювиальная

Разработка песчано-гравийных слоев аллювия в карьерах Приднестровской Молдавской республики дает возможность каждый год пополнять списки палеонтологической коллекции ископаемых позвоночных и моллюсков в геолого-палеонтологическом музее Тирасполя. Компьютерные технологии позволяют систематизировать и проводить анализ палеонтологических данных, накопленных за многие годы по местонахождениям ископаемых территории Приднестровья, развивая геоинформационную систему, включающую карту изученных разрезов аллювиальных и континентальных отложений и связанную с ней Базу данных палеонтологических остатков. Использование Базы данных дает возможность быстро получать информацию об ископаемых

отдельных разрезов или стратиграфических подразделений как регионального, так и местного ранга.

Количество четвертичных террас в долине Днестра являлось предметом дискуссий: разные ученые и полевые геологи конца 20 – начала 21 века выделяли от 10 до 20 разновозрастных уровней. Этот вопрос должен стать предметом дальнейших исследований приднестровских геологов.

Список литературы:

[1] Адаменко О.М., Гольберт А.В., Осюк В.А., Матвишина Ж.Н., Медяник С.И., Моток В.Е., Сиренко Н.А., Чернюк А.В. “Четвертичная палеогеография экосистемы Нижнего и Среднего Днестра“, Киев, «Феникс», 1996, 200 с.

[2] Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, Наука, 1977 а, вып. 300, 214 с.

[3] Антропоген и палеолит Молдавского Приднестровья. Путеводитель экскурсий VI Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Кишинев, 1986. 152 с.

[4] Барбот де Марни Н.И. Геологический очерк Херсонской губернии. СПб, 1869, 165 с.

[5] Билинкис Г. М. Геодинамика крайнего юго-запада Восточно-Европейской платформы в эпоху морфогенеза. Кишинёв, «Бизнес-элита», «LEXtoria», 2004. 184 с.

[6] Выржиковский Р.Р. Краткий геологический очерк Могилёвского Приднестровья. Вестник Украинского геолого-разведочного управления, вып. 14, 1929, 52 с.

[7] Давид А.И. Териофауна плейстоцена Молдавии. Кишинев, 1980. 186 с.

[8] Давид А.И., Обадэ Т.Ф. Остатки слонов из отложений нижнего плейстоцена у с. Салчия. Buletinul Academiei de Ştiinţe a Republicii Moldova, seria biologie şi chimie, Nr. 3, 1993, с. 29-33.

[9] Захаров Д.С. Палеогеографические и палеоэкологические реконструкции времени формирования кицканской террасы Днестра//Акад.Е.К.Федорову – 100 лет: Сб.науч.ст. Бендеры: ЭкоТИРАС, 2010. С. 32-36.

[10] Лунгерсгаузен Г.Ф. Террасы Днестра. Доклады АН СССР, 19, Nr. 4, 1938 а.

[11] Лунгерсгаузен Г.Ф. Фауна Днестровских террас, Доклады АН СССР, 19, Nr. 4, 1938 б.

[12] Обадэ Т.Ф., Давид А.И. Слоны тираспольского фаунистического комплекса. Геоэкологические и биоэкологические проблемы Северного Причерноморья, II-я Международная научно-практическая конференция, Тирасполь, 15-16 сентября 2005 посвящённая 75-летию ПГУ, 2005, с.141-143.

[13] Обадэ Т. Ф. Заметки о систематической принадлежности древнейших Elephantinae Gray, 1821 (Mammalia, Proboscidea) Европы / *Obadă T. The remarks on the systematic attribution of the most ancient Elephantinae Gray, 1821 (Mammalia, Proboscidea) of Europe.* Материалы IV Международной мамонтовой конференции, Якутск, Россия = Proceeding of the IV International mammoth conference (г. Якутск, 18-22 июня 2007 года / ред. д.б.н. П.А. Лазарев, д.б.н. Г.Г. Боескоров, к.б.н. Е.Н. Мащенко), Якутск / Yakutsk 2010, p. 80-106.

[14] Обадэ Т.Ф. Присутствие слонов рода *Loxodonta* Anonymus, 1827 в отложениях с фауной тираспольского фаунистического комплекса Республики Молдова. VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» (Сборник статей, Ростов-на-Дону, 10-15 июня 2013 г.), Ростов-на-Дону, Изд-во ЮНЦ РАН, 2013, с. 484-486.

[15] Павлова М.В. Ископаемые млекопитающие из тираспольского гравия Херсонской губернии. Мемуары геологического отделения Общества любителей естествознания, антропологии и этнографии, вып. 5, 1925, 76 с. (Табл. IV).

[16] Покатилов В. П., Букатчук Г. А. и др. Изучение стратиграфии и литологии аллювиальных и покровных плиоцен-четвертичных отложений Молдавской ССР. МГТЭ, Кишинев, 1990. 1452 с.

[17] Синцов И.Ф. Геологическое исследование Бессарабии и прилегающей к ней части Херсонской губернии (съ геологической картой, таблица I и II). Материалы по геологии России, Санкт-Петербург, 1883, 142 с.

[18] Хоменко И.П. К вопросу о возрасте песчано-галечных отложений окрестностей г. Тирасполя. Записки Новороссийского Общества Естествоиспытателей, т. 32, 1908

[19] Хубка А.Н. Особенности строения и фациального состава террас нижнего Приднестровья. Позвоночные неогена и плейстоцена Молдавии, Кишинёв: Штиинца, 1972, с. 70-77.

[20] Хубка А.Н., Шушпанов К.И. Об условиях формирования и возрасте фырладанского аллювия. Известия Академии наук Молдавской ССР, серия биологических и химических наук, Nr 5, 1973, с. 67-71.

[21] Чепалыга А. Л. Антропогенные пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. АН СССР. Геологический институт. Труды, выпуск 166. Москва, «Наука», 1967.

[22] Чепалыга А.Л. Уникальная система речных террас в долине Днестра. Геоэкологические и биоэкологические проблемы Северного Причерноморья. Материалы международной научной конференции приднестровского университета (15.16 сентября, 2005 года), Изд.во ПГУ, Тирасполь, 2005, с. 166-168.

[23] David A., Şuşpanov K., Obadă T., Croitor R. Evoluția teriofaunei Republicii Moldova în Pliocenul superior- Pleistocenul mediu. – “Diversitatea și ecologia lumii animale în ecosisteme naturale și antropizate”, Chişinău, 1997, p. 205-217.

[24] Demay, L., Obada, Th., Covalenco, S., Noiret, P. 2018. The woolly mammoth in Upper Palaeolithic occupations in the Dniester valley: Zooarchaeological analyzes of the faunal remains of the upper level of Climauti II (Republic of Moldova). XVIIIth UISPP World Congress, Paris, June 2018.

## ИВАНЦЕВСКИЙ РАЗРЕЗ ПОГРЕБЕННЫХ ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ОКРАИНЕ Г. ДМИТРОВ МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

С.А. Кузьмина<sup>1</sup>, Е.К. Ершова<sup>2</sup>, А.Л. Захаров<sup>3</sup>, И.С. Зюганова<sup>3</sup>, С.Ф. Колесников<sup>4</sup>,  
П.Г. Панин<sup>3</sup>, С.А. Сычева<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Палеонтологический институт РАН им. А.А. Борисяка, Москва, Россия, svkuz@yandex.ru

<sup>2</sup>Биологический факультет Московского государственного университета  
им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,

<sup>3</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, zaanleo@gmail.com, iszyuganova@igras.ru,  
pgpanin@igras.ru, sychevasa@mail.ru

<sup>4</sup>Московский Государственный университет геодезии и картографии, Москва, Россия,  
sfkol@yandex.ru

## IVANTSEVO SECTION OF THE BURIED LAKE-BOG DEPOSITS NEAR THE TOWN DMITROV, MOSCOW REGION

S.A. Kuzmina<sup>1</sup>, E.K. Ershova<sup>2</sup>, A.L. Zakharov<sup>3</sup>, I.S. Zyuganova<sup>3</sup>, S.F. Kolesnikov<sup>4</sup>,  
P.G. Panin<sup>3</sup>, S.A. Sycheva<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Boryssyak Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Biology department, Moscow, Russia,

<sup>3</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Moscow State University of Geodesy and Cartography, Moscow, Russia

Летом 2020 года нами был изучен разрез озерно-болотных отложений, вскрытых в свежей выработке гравийного карьера, расположенного около станции Иванцево на окраине г. Дмитров Московской обл. Его координаты 56°19'06.6"N 37°33'16.2"E. Высота над уровнем моря 173 м.

**Методы.** Мы опробовали разрез на литологический, физико-химический, микроморфологический, спорово-пыльцевой и карпологический анализы, собрали образцы с насекомыми, семенами и пресноводными беспозвоночными [10] и отобрали образцы на ОСЛ-датирование из двух слоев, обработка в лаборатории ОСЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ».

**Материалы и результаты.** Описание разреза на состояние 2020 снизу вверх от уступа карьера. Подстилающие отложения – флювиогляциальные пески и валуны.

*Сл. 1.* 0-110 см. Аллювиальный песок с гравием и косой слоистостью. На высоте 1 м. отобран образец на ОСЛ. Дата 70±6 тыс. л.н. *Сл. 2.* 110-160 см. Сапрпель. Суглинок темно-серый, плотный, переходящий по простираию в плотный осоковый торф, его подошва опускается до 0 в 20 м к югу. *Сл. 3.* 160-215 см. Суглинок темно-буровато-серый с растительными остатками. *Сл. 4.* 215-295 см. Торф темно-серый до черного с включением легкого суглинка. *Сл. 5.* 295-324 см. Торф темно-серый с включением тяжелого массивного, оструктуренного суглинка. *Сл. 6.* 324-364 см. Торф светло-бурый, слабо разложившийся,

слоистый, легкий, рыхлый, неоднородный. Верхняя часть 20 см – более темный торф, с включениями веток. Нижняя часть влажнее и светлее. Сл. 7. 364-378 см. Торф темно-серый, плотный, разложившийся с редкими растительными остатками и с зернами кварца. Сл. 8. 378-399 см. Торф бурый, слабо разложившийся, плотный, с включением веток. Сл. 9. 399-444 см. Суглинок средний, светло-серый с потеками гумуса. С высоты 410 см был отобран образец на ОСЛ и получена дата –  $53 \pm 4$  тыс. л.н. К нижней границе слоя приурочены крупные клиновидные деформации – псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (ПЖЛ) шириной 5 м, глубиной 3 м, чередующиеся через 17-20 м (размер межблочного полигона). Они разбивают все слои торфа. Сл. 10. 444-454 см. Покровный суглинок сизый от бурого до синего, тяжелый, плотный. Верхние 20 см разреза современная почва.

В 2020 году, таким образом, мы наблюдали мощную (до 3 м), линзу торфа. Торф подстилался черными озерными глинами (сапропелем) и перекрывался светло-серыми суглинками, которые заполняли систему ярко выраженных мерзлотных клиньев, разбивающих тело торфяника. На северном борту торфяной линзы черные глины замещались аллювиальными песками и подстилалась флювигляциальными песчано-гравелистыми отложениями.

Гранулометрический состав достаточно однороден, несмотря на различия в органоминеральной составляющей. Материал пылевато-глинистый (медианный размер частиц ( $D_{x50}$ ) 5-9  $\mu\text{m}$ , за исключением последнего (10) слоя, соответствующего аллювию –  $D_{x50}$  достигает 192  $\mu\text{m}$ . По результатам ППП можно отметить олиготрофность торфа в 5 слое, где доля органики достигает 80-90%. В остальном торф и сапропель в разрезе сильноминерализованные (доля органики 10-50%). В аллювии доля органики и карбонатов минимальна (<5%). Результаты ЧЗК не показывают четкой картины, (образцы отбирались недостаточно детально), однако, можно отметить относительно высокие значения разницы МВ в слое 7 и высокие значения МВ в слое 6. В первом случае это могло получиться в результате измерения самого торфа. Он имеет очень низкие, почти нулевые значения МВ из-за малой доли минерального вещества в принципе. В целом, показания МВ коррелируют с ППП 950°C.

**Насекомые.** Остатки насекомых в Подмоскowie крайне редки и практически не описаны. Здесь они были встречены по всему разрезу, больше всего насекомых (жуков) собрано из нижнего плотного торфа, вскрытого в основании разреза в южной расчистке. Комплекс указывает на существование заболоченного стоячего водоема в лесной зоне. Теплолюбивые виды, не живущие сейчас на севере Подмоскowie, здесь пока не найдены.

В образце, взятом из слоя 2, обнаружены жуки плавунцы, обитатели прибрежных биотопов и коконы дождевых червей. Дождевые черви указывают на существование палеопочвы, очевидно, имел место эпизод осушения водоема. В слое 4 из суглинка найдены единичные фрагменты наземных жуков и многочисленные остатки мелких пресноводных беспозвоночных, включая эфиппии дафний и статобласты пресноводных мшанок, что указывает на достаточно богатую жизнь водоема.

В верхней части торфяника (слой 8) отмечен комплекс как водных, так и наземных видов насекомых, найдены пресноводные мелкие беспозвоночные и коконы дождевых червей. Снова мы видим скрытые перерывы в накоплении торфа и образование палеопочв.

В образце из слоя 9 насекомых нет, но обнаружены яйца планарий, что указывает на озерное происхождение верхних серых суглинков. Однако присутствие мощных псевдоморфоз по ПЖЛ, показывает на периоды обсыхания и промерзания верхней толщи.

**Макроостатки растений.** В разрезе были выделены локальные карпологические комплексы (ЛКК), отличающиеся по составу и количественным соотношениям макроостатков растений. В ЛКК образцов из озерных отложений под основным горизонтом торфа преобладают водные и прибрежные виды: наяда, рдесты, полушник озерный и др. Древесные породы представлены древовидной и, возможно, карликовой берёзкой. Остатки каких-либо ярко выраженных теплолюбивых видов отсутствуют.



Образец DM-B5 из торфа, лежащего на уровне сапропеля в южном профиле, помимо семян типично болотных растений, содержит макроостатки широколиственных деревьев – дуба и клёна, лещины и реликтового водного растения *Aldrovanda vesiculosa*. Перечисленные виды характерны для флоры микулинского межледниковья [11].

Содержание карпологических остатков в образцах из основного горизонта погребенного торфа в основном профиле невелико. Отмечены плоды и семена умеренно-термофильных водных растений. Стоит отметить находку вымершего рдеста *Potamogeton sukaczewii*, характерного для флоры как микулинского межледниковья, так и первого ранневалдайского интерстадиала [11]. Определены семена болотного мирта и подбела, типичных для верховых торфяников. Древесные породы представлены берёзой и сосной. Из образца верхнего суглинка (слой 9) выделены многочисленные макроостатки водных растений (водяной лютики, рдесты, оогонии харовых водорослей), что подтверждает вывод об озёрных условиях его формирования.

Последовательность выделенных ЛКК отражает смену водных растительных сообществ болотными по мере обмеления, зарастания и заболачивания озера, в результате чего образовалась толща погребенного торфа. Затем уровень воды, вероятно, ненадолго повысился, что вновь привело к накоплению суглинка.

**Спорово-пыльцевой анализ** выявил несколько контрастных пыльцевых зон, границы которых в большинстве случаев очень резкие и совпадают с границами визуально выделенных слоев (рис. 1).

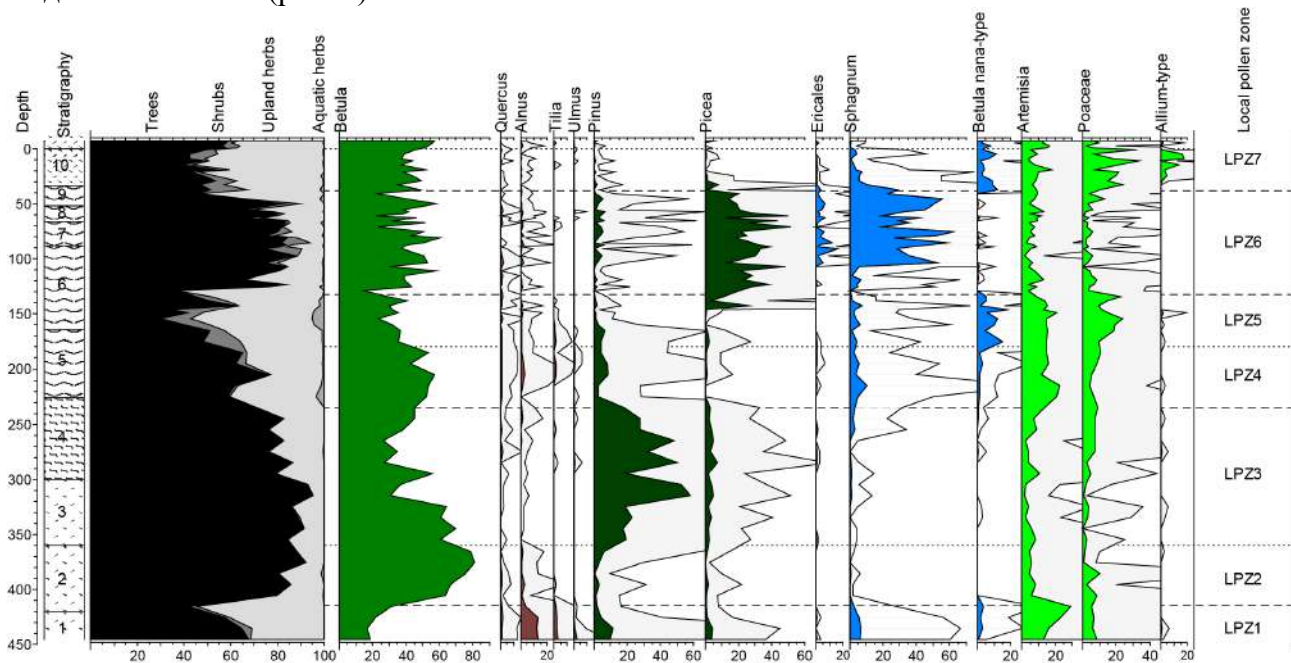


Рис. 1. Сокращенная спорово-пыльцевая диаграмма Иванцевского разреза. Участие пыльцевых таксонов представлено в процентах от суммы пыльцы, споровых – в процентах от суммы пыльцы и спор. Описание стратиграфии см. текст.

LPZ1, слой 1 (110-140 см.) Древесные составляют 50-70%, доминируют береза и сосна, встречена пыльца термофильных деревьев – липы, дуба, бука, вяза, граба. Зона отражает полуоткрытый ландшафт, сочетающий участки смешанных березовых и сосновых лесов с элементами широколиственных и открытых степных или тундрово-степных сообществ. Присутствие пыльцы ольхи, осок, ежеголовника и спор сфагнума отражает, по-видимому, начало заболачивания.

На границе слоев 1 и 2 отмечено большое количество микроуглей, а в пыльцевой диаграмме наблюдается резкое падение участия древесных – до 42%, исчезновение сосны, ольхи и всех широколиственных деревьев, пик полыней и появление тундровых таксонов.

Этот уровень, по-видимому, соответствует непродолжительному климатическому событию, связанному с пожарами, деградацией лесной растительности и пересыханию водоема.

LPZ2, слой 2 (140-160 см). Сумма древесных возрастает до 80-90%, но исключительно за счет березы, и, частично, орешника (до 10%), все остальные древесные составляют менее 1%, отсутствуют тундровые кустарнички. Участие трав составляет 10-20%, снова появляются водные и болотные таксоны. Зона отражает возвращение березовых лесов или лесотундры и возобновление застойного увлажнения.

LPZ3, слои 3 и 4. Сумма древесных продолжает составлять 80-90%, но помимо березы содоминантом становится сосна (30-60%), постоянно присутствует ель (до 6%). Ольха и широколиственные (дуб, липа, вяз, граб), представлены единичными пыльцевыми зернами. Травы составляют 10-20%, среди них нет ярко выраженных доминантов. Пыльцы водных растений практически нет, участие споровых минимально (менее 5%). Зона отражает преобладание в ландшафте лесных сообществ с доминированием сосны и березы с примесью ели и единичным участием широколиственных пород.

LPZ4, слой 5. Сумма древесных сокращается до 60%, за счет резкого падения доли сосны (менее 10%) и ели (менее 2%). Доминантом остается только береза (50%). По-прежнему единично встречается пыльца широколиственных деревьев. Участие трав возрастает до 30%, прежде всего, за счет полыней (20%). Состав и участие остальных травянистых таксонов остается прежним, однако, добавляется группа водных и болотных видов. Снова появляются споры сфагнома, (до 10%). Зона отражает общее сокращение площади хвойных лесов и господство в ландшафте открытых тундрово-степных сообществ и разреженных березняков.

LPZ5, слои 6-7. Сумма древесных падает до 40%, доминантом является береза (20-35%), остальные древесные, включая сосну и ель, единичны. Возрастает роль кустарников и кустарничков включая карликовую березку. Доля трав достигает 60%, по-прежнему много полыней (до 20%), злаков (до 20%), увеличивается таксономическое разнообразие. Участие водно-болотных таксонов в этой зоне достигает в сумме 6%. Зона отражает максимальное сокращение площади древесных сообществ и господство тундровых и тундрово-степных сообществ в условиях сильного похолодания. Торф накапливался в мелководном водоеме с водной и околоводной растительностью.

LPZ6, слой 8. Сумма древесных возрастает до 80-85% за счет резкого увеличения доли ели (20-50%). Все остальные древесные, кроме березы (40-50%), составляют менее нескольких процентов. Исчезает кустарниковая березка, возрастает участие вересковых кустарничков (до 15%). Доля трав падает до 10-15%, сокращается доля злаков (менее 5%), полыней (5-10%) и общее таксономическое разнообразие. Сохраняется, но заметно сокращается участие водно-болотных. Участие спор сфагновых мхов достигает в этой зоне максимума – до 60%. Во всех образцах присутствует микроскопический уголь. Зона отражает формирование сфагнового болота, окруженного еловыми лесами в условиях достаточно теплого и влажного климата.

LPZ7, слой 9. Сумма древесных снова падает до 50%, выпадают практически все деревья, кроме березы. Сокращается участие вересковых кустарничков, снова появляется кустарниковая березка (до 10%) и ива (около 2%). Резко увеличивается и процентное участие, и таксономическое разнообразие травянистых, прежде всего, злаков (до 30%), лилейных (до 25%), полыней (до 15%). Зона отражает преимущественно безлесный ландшафт с преобладанием травяных и травяно-кустарниковых тундровых сообществ в условиях похолодания и уменьшения влажности, с чем связано, по-видимому, пересыхание болота.

Толща торфа характеризуется присутствием единичных зерен пыльцы широколиственных пород, а их заметное участие характерно для озерной глины и низов торфяника. В целом, спорово-пыльцевой спектр торфяника указывает на его формирование в относительно прохладных условиях, когда были распространены березовые и еловые леса [10]. Мы не можем уверенно сопоставить торф разреза Иванцево с похожим внешне торфом,

развитом в сходных геоморфологических и стратиграфических позициях в других дмитровских разрезах [1, 2, 3, 5, 6, 7, 8].

Возможно присутствие двух палеопочв, связанных с эпизодами пересыхания озера (в средней части сапропеля) и болота (в кровле торфяника).

Датировки ОСЛ (см. выше) также вносят сомнения в гипотезу о микулинском происхождении торфа. Между тем, проникающие в торф мерзлотные клинья весьма характерны для валдайских отложений Русской равнины. Вероятно, их можно отнести к смоленскому криогенному горизонту стадии «б» схемы А.А. Величко [4] и селиходворскому криогенному горизонту схемы С.А. Сычевой [9]. Дата  $53 \pm 4$  тыс. лет из верхней части не опровергает их формирование в холодный заключительный стадиял раннего валдая (МИС 4).

Вероятнее всего Иванцевский разрез соответствует поздним стадиям последнего межледниковья (МИС 5e) и/или интерстадиалам раннему валдая (МИС 5c и 5a). Интересное строение разреза и уникальные находки ископаемой фауны беспозвоночных делают его значимым объектом для дальнейших исследований.

*Работа поддержана грантом РФФИ №№ 19-29-05024 мк. Работа И.С. Зюгановой выполнена в рамках Государственного задания 0148-2019-0005.*

Список литературы:

[1] Алексеев М.Н., Габлина С.С., Лаврушин Ю.А. и др. Стратиграфия и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья // Четвертичная геология и палеогеография России. – М.: ГЕОС. – 2001. – С. 15–24.

[2] Антонов СИ., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые оледенения центра Русской равнины. Проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2004. – № 65. – С. 5-16.

[3] Боярская Т.Д., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Клинско-Дмитровской возвышенности (разрез на р. Кунье) // Природа-население-хозяйство. Саранск. – 1983. – С. 61-64.

[4] Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Сычева С.А., Тимирева С.Н., Ударцев В.П., Халчева Т.А., Цацкин А.И., Чиколини Н.И. Основные черты строения лессово-почвенной формации // Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. – М.: ИГРАН. – 1997. – С. 5-24.

[5] Лазуков Г.И., Судакова Н.Г., Фаустов С.С. Анализ ледниковых отложений Клинско-Дмитровской возвышенности в связи проблемами стратиграфии и палеогеографии // Новейшая тектоника, новейшие отложения, человек. – 1982. – № 8. – С. 86 – 101.

[6] Носов А.А., Скиба Л.А. Отложения Икшинского (?) интерстадиала в районе г. Дмитров // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1975. – № 44. – С. 122-125.

[7] Судакова Н.Г., Введенская А.И., Восковская Л.Т., Писарева В.В. К проблеме стратиграфии плейстоцена Клинско-Дмитровской возвышенности // Четвертичная геология и палеогеография России. – М.: ГЕОС. – 1997. – С. 171 – 180.

[8] Судакова Н.Г., Введенская А.И., Восковская Л.Т., Немцова Г.М., Носов А.А., Писарева В.В. Новые данные об оледенениях Клинско-Дмитровской возвышенности в свете ледниковой теории П.А. Кропоткина // Труды Международной научной конференции, посвященной 150-летию со дня рождения П.А. Кропоткина. М.: Вып. 4: Идеи П.А. Кропоткина и естествознание. Вопросы биографии П.А. Кропоткина. – 2002. – С. 88–100.

[9] Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли. – 2012. – Т.16. – № 4. – С. 45-56.

[10] Ershova E., Sycheva S., Kuzmina S., Zuganova I., Panin P., Meteleva M. Preliminary results of a multidisciplinary study of the buried peatland and host sediments of the Moscow-Valdai age (Dmitrov, Moscow region, Russia). // EGU General Assembly. – 2021. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-12664>.

[11] Velichkevich F.Yu., Zastawniak E. Atlas of the vascular plant macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 1. Kraków: W. Szafer Inst. of Bot., – 2006.

**АБСОЛЮТНАЯ ХРОНОЛОГИЯ РАЗВИТИЯ ХВАЛЫНИ - КРУПНЕЙШЕЙ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

**Р.Н. Курбанов<sup>1,2</sup>, Н.А. Таратунина<sup>1,2</sup>, Т.А. Янина<sup>1,2</sup>, Э.С. Мюррей<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, kurbanov@igras.ru

<sup>2</sup> Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>3</sup> Северная лаборатория люминесцентного датирования, Орхусский университет, Роскилле, Дания

**CHRONOLOGY OF THE KHVALYNIAN – THE LARGEST LATE QUATERNARY TRANSGRESSION OF THE CASPIAN SEA**

**R.N. Kurbanov<sup>1,2</sup>, N.A. Taratunina<sup>1,2</sup>, T.A. Yanina<sup>1,2</sup>, A.S. Murray<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Institute of Geography RAS, Staromonety per., 26, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory 1, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Department of Geoscience, Aarhus University, Risø Campus, Roskilde, Denmark

История Каспийского бассейна в позднем плейстоцене остается противоречивой. Наиболее сложной проблемой по-прежнему остается задача корреляции опорных разрезов различных участков побережья Каспийского бассейна. Разный тектонический режим, неполнота геологической летописи в разных регионах, климатические особенности обуславливают сложности при корреляции локальных стратотипических разрезов по региону. Из-за отсутствия надежной хронологии отдельные участки побережья описываются с точки зрения региональной стратиграфии.

Нижнее Поволжье является уникальным регионом для палеогеографических исследований истории Каспия, в первую очередь, ввиду наличия уникальных по полноте разрезов и создания единой стратиграфической схемы. Здесь в многочисленных разрезах записана плейстоценовая история Центральной Евразии. Существующая радиоуглеродная хронология не позволяет надежно разделить две крупнейшие трансгрессии позднего плейстоцена: ранне- и позднихвалынскую. Судя по четким палеонтологическим и геоморфологическим данным, они должны различаться по возрасту, однако радиоуглеродные датировки по раковинам моллюсков, связанным с обеими трансгрессиями, дали большой разброс возраста от 8 до 50 тыс.л.н. [1]. Другой интересной проблемой является характер енотаевской регрессии, разделяющей два трансгрессивных этапа хвалыни [2]. Енотаевская регрессия была зафиксирована в Нижнем Поволжье как маломощный субаэральный горизонт между двумя морскими толщами, содержащими хвалынскую морскую фауну. К сожалению, разрез, содержащий эти свидетельства, не был обнаружен в ходе экспедиционных исследований. Недавно эти отложения были обнаружены в естественном обнажении правого берега Волги близ села Косика (рис.1).



Рис. 1. Разрез Косика.

Кровля разреза Косика представлена перевеянными отложениями Бэровского бугра, которые с эрозивной границей залегают на горизонте лессов (~95 см). В лессовидном суглинке выделяются явные признаки почвообразования. Палеопочва образовалась в этих субаэральных отложениях и представлена рядом генетических горизонтов, при этом верхняя часть почвы денудирована. Нижняя часть разреза представлена морскими каспийскими глинами с единичными раковинами моллюсков. Нами предпринята попытка определения возраста основных горизонтов разреза методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ). Люминесцентное датирование позволило восстановить хронологию основных этапов формирования отложений в разрезе. Датирование выполнено по современной методике с получением датировок для кварца и полевых шпатов [3]. Из сравнения возраста по разным сигналам (ОСЛ, IR<sub>50</sub> и pIRIR<sub>290</sub>) видно, что материал был эффективно засвечен до момента осадконакопления. 15 ОСЛ датировок описывают основные горизонты разреза: перевеянные пески бугровой толщи (8,3±0,5 тыс. л.н.); палеопочва, которая связывается нами с енотаевским регрессивным этапом (12-13 тыс. л.н.); нижнехвалынские отложения (19-22 тыс. л.н.).

*Работа поддержана Российским научным фондом (19-77-10077).*

Список литературы:

- [1] Arslanov K.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L., Svitoch A.A., Makshaev R.R., Maksimov F.E., Chernov S.B., Tertychniy N.I. & Starikova A.A. 2016: On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coast according to 14C and 230Th/234U methods // *Quaternary International*, 2016. Vol. 409. Part A, 81-87.
- [2] Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T. First reliable chronology for the early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // *Boreas*. – 2021. – 50 (1). – Pp. 134-146.
- [3] Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей Э.С., Семиколенных Д.В., Свистунов М.И., Штыркова Е.И. Возраст карангатской трансгрессии (поздний плейстоцен) Черного моря // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. №6. С.29-40.

**КРИПТОТЕФРА В ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОСАДКАХ БОЛЬШОГО КАВКАЗА**  
**Е.А. Мазнева<sup>1</sup>, Е.А. Константинов<sup>1</sup>, В.В. Пономарева<sup>2</sup>, М.В. Портнягин<sup>3</sup>, Е.А. Зеленин<sup>4</sup>,**  
**М.Ю. Александрин<sup>1</sup>, А.А. Бердникова<sup>5</sup>, А.Л. Захаров<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, elena.mazneva@igras.ru,

<sup>2</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия,

<sup>3</sup> GEOMAR Helmholtz Center for Ocean Research Kiel, Киль, Германия,

<sup>4</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия

**CRYPTOTEPHRA IN THE LACUSTRINE SEDIMENTS AND PEATS**  
**OF THE GREATER CAUCASUS**

**E.A. Mazneva<sup>1</sup>, E.A. Konstantinov<sup>1</sup>, V.V. Ponomareva<sup>2</sup>, M.V. Portnyagin<sup>3</sup>, E.A. Zelenin<sup>4</sup>,**  
**M.Yu. Aleksandrin<sup>1</sup>, A.A. Berdnikova<sup>5</sup>, A.L. Zakharov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk- Kamchatsky, Russia

<sup>3</sup> GEOMAR Helmholtz Center for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany

<sup>4</sup> Geological Institute RAS, Moscow, Russia

<sup>5</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

**Введение.** В пределах Большого Кавказского хребта расположены активные эруптивные центры, представленные грандиозными сооружениями вулканов Эльбрус (5642 м) и Казбек (5047 м) и группой моногенных вулканов Кельского нагорья. Поскольку эти центры неоднократно проявляли активность в течение позднего плейстоцена - голоцена, они могут возобновить свои извержения и представлять опасность для плотно заселенных южных районов России и прилегающих государств. Для разработки долгосрочного прогноза вулканической активности в регионе необходимо детально реконструировать режим активности вулканов за последние тысячи лет.

Имеющиеся представления о позднеплейстоцен-голоценовой вулканической активности в пределах Большого Кавказского хребта основаны главным образом на изучении лав [18, 19, 20]. Эти исследования позволили выделить основные этапы в активности Эльбруса, Казбека и вулканических центров Кельского нагорья. Последние фазы активности, по данным этих авторов, начались на Эльбрусе <35, Казбеке <50, а на Кельском нагорье <30 тыс. лет назад. Сведения о продуктах недавней эксплозивной деятельности крайне скудны [14, 15, 16, 17]. Радиоуглеродные даты, полученные в разных разрезах по валовым образцам углей и палеопочв, позволили грубо оценить возраст нескольких тефр Эльбруса (7200-7500, 4600-5500 и ~2000 лет назад) и двух лахаров в долине р. Баксан (7200 и 5800-6000 лет назад), возможно связанных с извержениями Эльбруса [14, 15]. Упомянуты голоценовые шлаки и пемзы на Кельском нагорье, но их возраст неизвестен [16, 18]. Расшифровку детальной летописи молодых эксплозивных извержений региона затрудняет плохая сохранность горизонтов тефры в условиях высокогорья и низкая скорость седиментации вмещающих осадков из-за интенсивной эрозии.

Для получения более полной летописи извержений кавказских вулканов нами было предпринято изучение непрерывных озерных и торфяных осадочных архивов. Целью этих работ является поиск горизонтов тефры и криптотефры, т.е. горизонтов осадка, обогащенных пепловым материалом [7]. В процессе таких исследований, наряду с пеплами местных вулканов, могут быть идентифицированы и пеплы весьма удаленных источников [2]. Поскольку выпадение тефры происходит практически мгновенно, ее прослой образует изохрону, которая позволяет прямо коррелировать удаленные разрезы, опираясь на уникальность химического состав вулканического пепла для каждого отдельного извержения. Небольшие озера и торфяники представляют собой самые полные и непрерывные палеоархивы голоцена на Кавказе. Из-за непрерывного осадконакопления и отсутствия эрозии, они сохраняют более полную и детальную летопись эксплозивных извержений вулканов, чем почвенно-пирокластический чехол подножий вулканов.

Современные аналитические методики (электронный микрозонд и LA-ICP-MS) позволяют с высокой точностью определять химический состав отдельных частиц тефры, выделенных из осадка. Возраст молодой тефры может быть определен по возрасту вмещающих осадков ( $^{14}\text{C}$ , ОСЛ), что открывает большой геохронологический потенциал для криптотефры. Изучение озерных и торфяных отложений, содержащих тефру и криптотефру, для установления летописи извержений, а также корреляции и датирования осадочных архивов широко применяется в Европе последние тридцать лет [в т.ч. 3, 6, 8, 10, 13]. На территории России до сих пор было проведено всего несколько исследований криптотефры, который позволили обнаружить на севере европейской части несколько исландских пеплов [5, 11, 12]. Исследования голоценовой криптотефры на юге европейской части России ранее не проводились.

**Объекты.** Нами были исследованы три керн – два из отложений озер Хуко и Хорлакель и один – из торфяника Кубус. Видимых горизонтов тефры ни в одном из кернов не обнаружено.

Озеро Хуко расположено в небольшой тектонической депрессии на одном из хребтов Западного Кавказа на границе Краснодарского края и Республики Адыгея (N 43.937762, E 39.803470) на расстоянии ~220 км от в. Эльбрус. Высота уреза озера 1744 м н.у.м. Длина озера ~ 260 м, ширина ~ 150 м. Керн, имеющий длину 2 м, был получен экспедицией Института географии РАН в 2016 году. По керну ранее было получено 7 радиоуглеродных AMS дат, построена возрастная модель и выполнен комплекс анализов [4]. Согласно датам, основание керн имеет возраст около 10,5 кал. тыс.л.

Озеро Хорлакель (N 43.493145, E 42.218746) расположено в горах Карачаево-Черкессии на склоне Передового хребта в междуречье рек Худес и Хурзук на высоте 2040 м н.у.м. и в 24 км к СЗ от западной вершины вулкана Эльбрус. Керн озера Хорлакель, имеющий длину 2,5 м, был отобран экспедицией Института географии РАН в 2017 году. По керну получено 12 радиоуглеродных дат, согласно которым возраст колонки составляет 1000-8000 кал. л.

Болото Кубус расположено в Дигорском ущелье на территории национального парка Алания (N 42.89368, E 43.57733) в ~100 км к ЮВ от Эльбруса и ~70 км к ЗСЗ от Казбека и Кельского нагорья. Это болото расположено в небольшой низине (200x100 м) в пределах седловины между горой Кубус и отрогом Главного хребта на высоте 2080 м н.у.м. Болото имеет скальные и каменистые берега, в него не впадает постоянных водотоков. Мощность торфяной залежи варьирует от 0,5 до 5,5 м. В наиболее глубоком участке сотрудниками отдела Палеогеографии четвертичного периода ИГ РАН в 2019 г. была пробурена скважина и отобран керн. Верхние 4 м керн представлены бурым сфагновым и осоковым торфом низкой степени разложения с включением фрагментов древесины. Нижние 1,5 м керн представлены органо-минеральным илом (гиттией) с прослоями торфа в верхней части, что говорит об озерных условиях осадконакопления. По колонке получено восемь  $^{14}\text{C}$  AMS дат в радиоуглеродной лаборатории Института географии РАН (совместно с Центром прикладных изотопных исследований Университета Джорджии, США). Согласно датам, торфяная часть разреза отвечает голоцену, а озерная гиттия – позднеледниковому этапу. Возраст основания колонки составляет около 16000 кал. л.

**Методика.** Поиск горизонтов криптотефры проводился по методике S.M. Davies [2] у S.P.E. Blockley [1]. Из всех кернов были отобраны непрерывные бороздовые пробы длиной по 10 см (Хуко, Хорлакель) и 5 см (Кубус) на предмет обнаружения криптотефры. Материал высушивался, определялась его сухая масса. Затем с целью удаления органического вещества образцы из керн Кубус прокаливались 4 ч в муфельной печи при температуре 550° С. Далее сухие образцы из всех кернов обрабатывались 20%  $\text{H}_2\text{O}_2$  с целью удаления органического вещества и промывались на сите 25 мкм (Хуко, Хорлакель) и 30 мкм (Кубус). С помощью плотностной сепарации в тяжелой жидкости ГПС-В выделялись легкая «риолитовая» фракция (2,3-2,5 г/см<sup>3</sup>) и тяжелая «базальтовая» фракция (>2,5 г/см<sup>3</sup>). Из полученного осадка «риолитовой» фракции изготавливался микропрепарат (шлиф) на основе канадского бальзама. Для подсчета концентрации тефры в шлифы из керн Кубус

добавлялись таблетки со спорами *Lycopodium* [9]. При помощи поляризационного микроскопа с увеличением 100-400 крат производилась идентификация среди частиц легкой фракции вулканического стекла на основе их специфических свойств: формы, структуры, оптической изотропии, относительного показателя преломления, цвета. На основании этого первичного исследования для керн из озера Хуко было установлено два интервала (2-10 см и 20-30 см), обогащенные вулканическим стеклом. Из них были отобраны более дробные непрерывные пробы с шагом 1 см, на основании которых были установлены пики концентрации вулканического стекла в осадках.

Для некоторых образцов с высоким содержанием вулканического стекла были изготовлены шлифы на основе эпоксидной смолы и проведен микрозондовый анализ частиц пепла в институте GEOMAR (г. Киль, Германия) и определение в них микроэлементов в Университете г. Киль. Процесс пробоподготовки материала для этих шлифов аналогичен описанному выше, за исключением сжигания в муфельной печи при 550° С.

**Результаты.** Озеро Хуко. Частицы вулканического стекла были обнаружены в значительных концентрациях по всему керну – от 200 до 2500 частиц/грамм. Преобладают мелкие частицы размером 30-50 мкм. Максимум концентрации частиц приходится на верхнюю часть керн – интервал 10-30 см. Фоновое содержание частиц в интервалах 2-10 и 20-30 см изменяется от 200 до 1000 частиц/грамм. На этом фоне ярко выделяется пик концентрации в образце 22-23 см (610-1033 кал.л.н.), где содержание тефры составляет 3700 частиц на грамм. Такой ярко выраженный пик дает основания предполагать, что этому уровню соответствует вулканическое извержение. Также высокое содержание тефры отмечается в интервалах 3-4 см (> 1000 зерен/гр., 42-93 кал.л.н.), 10-20 см (> 2500 зерен/гр., 131-696 кал.л.н.), 40-50 см (> 2200 зерен/гр., 1142-2136 кал.л.н.), 90-100 см (>1700 зерен/гр., 3083-3962 кал.л.н.), 120-130 см (> 1400 зерен/гр., 4212-5531 кал.л.н.), 150-160 см (> 1200 зерен/гр., 5429-6778 кал.л.н.), 190-198 см (> 1100 зерен/гр., 8190-10120 кал.л.н.). К настоящему времени проведено микрозондовое и LA-ICP-MS изучение пепловых частиц из интервалов 3-4 и 21-22, 22-23, 23-24 см. По содержанию главных элементов стекла близки стеклам из голоценовой тефры Эльбруса, однако микроэлементный состав указывает на другой вулкан-источник этого пепла. Дополнительным указанием на принадлежность этой криптотефры удаленному источнику является отсутствие исторических сведений об извержениях вулканов Главного Кавказского хребта в последнюю тысячу лет.

Озеро Хорлакель. Изучение оптических шлифов с «риолитовой» фракцией показало, что в осадке наряду с мелкими вулканическими стеклами (30-50 мкм) присутствуют и крупные (до 300 мкм) пемзовидные и композиционные частицы (шлаки), включающие, наряду со стеклом, множество микрокристаллов в своей структуре. Концентрация вулканических частиц изменяется по колонке от нуля до очень высоких значений - 56 тыс. частиц/грамм. Пики концентрации приходятся на интервалы: 10-20 см (> 18000 зерен/гр., 1406-2324 кал.л.н.), 50-60 см (> 20000 зерен/гр., 2972-3515 кал.л.н.), 193-203 (> 56000 зерен/гр., 5108-5883 кал.л.н.), 213-223 см (> 17000 зерен/гр., 5923-6509 кал.л.н.).

В интервале 213-223 см (5923-6509 кал.л.н.) были обнаружены самые крупные частицы тефры. Анализы показали, что частицы представлены фрагментами пористых пород, в которых присутствуют высококремнистые стекла, близкие по составу голоценовой тефре Эльбруса. По всей видимости, данная тефра представляет собой продукт дробления вязкого лавового купола.

Кубус. К настоящему времени обработана верхняя торфяная часть керн (375 см). Количество вулканического пепла изменяется от 110 до 85 000 частиц на грамм. Присутствуют как прозрачные вулканические частицы, так и крупные шлаковые зерна с микрокристаллами. Размер частиц изменяется от 30 до 200 мкм, преобладают зерна размером 30-75 мкм. Пики концентрации вулканического стекла приходятся на следующие интервалы: 15-20 см (>4000 зерен/гр., 119-827 кал.л.н.), 40-45 см (>1900 зерен/гр., 655-1397 кал.л.н.), 70-75 см (>2700 зерен/гр., 1598-3297 кал.л.н.), 114-116 см (>85000 зерен/гр., 4640-6319 кал.л.н.), 145-150 см (>8900 зерен/гр., 6770-7686 кал.л.н.), 165-170 см (>5900 зерен/гр., 7264-8267



кал.л.н.), 185-190 см (>3600 зерен/гр., 7876-8713 кал.л.н.), 210-215 см (>1900 зерен/гр., 8595-9114 кал.л.н.), 270-275 см (>3500 зерен/гр., 9237-9864 кал.л.н.), 295-300 см (>1700 зерен/гр., 9529-10144 кал.л.н.), 320-325 см (>1500 зерен/гр., 9838-10392 кал.л.н.).

По макроэлементному составу стекла интервала 114-116 (4640-6319 кал.л.н.) близки стеклам голоценовой тефры Эльбруса.

**Выводы.** Среди изученных кернов наиболее высокая концентрация тефры отмечается в торфянике Кубус, самая низкая – в озере Хуко. Для озера Хорлакель характерны средние значения концентрации вулканического пепла. Согласно полученным данным выделяется 7 интервалов с содержанием вулканического стекла от 1000 до 85 000 зерен: 1) в районе 100-800 кал.л.н. (Хуко и Кубус); 2) ~600-1300 кал.л.н. (Хуко и Кубус); 3) ~1100-3200 (Хуко, Хорлакель, Кубус); 4) ~3000-3900 кал.л.н. (Хуко и Хорлакель); 5) ~4200-6300 кал.л.н. (Хуко, Хорлакель, Кубус); 6) ~5400-7600 кал.л.н. (Хуко, Хорлакель, Кубус); 7) ~7200-10300 (Хуко и 6 интервалов в Кубусе). Дальнейшее химическое изучение вулканических частиц поможет установить их источник. Однако во всех трех кернах присутствует интервал с высоким содержанием вулканического пепла в районе 6000 кал.л.н. В кернах Кубус и Хорлакель к этому интервалу приурочена максимальная концентрация тефры, в Хуко - концентрация >1200 зерен/грамм. Несколько видимых горизонтов тефры на подножии Эльбруса были также отнесены примерно к этому времени [15], но количество горизонтов и дальность их разноса оставались неизвестными. Наши исследования позволили установить, что тефры этого эпизода активности Эльбруса распространялись на расстояние более 100 км. Мы надеемся, что дальнейшие исследования позволят нам определить количество эксплозивных извержений этого и других этапов активности Эльбруса и других вулканов Главного Кавказского хребта, а также выявить тефры удаленных вулканов и установить их источники.

*Исследование выполнено при поддержке проекта РФФИ DFG № 20-55-12011.*

Список литературы:

- [1] Blockley S.P.E., Pyne-O'Donnell S.D.F., Lowe J.J., Matthews I.P., Stone A., Pollard A.M., Turney C.S.M., Molyneux E.G. A new and less destructive laboratory procedure for the physical separation of distal glass tephra shards from sediments // *Quaternary Science Reviews*. – 2005. – Vol. 24. – P. 1952–1960.
- [2] Davies S.M. Cryptotephra: the revolution in correlation and precision dating // *Journal of Quaternary Science*. – 2015. – Vol. 30(2). – P. 114-130.
- [3] Dugmore A.J., Larsen G., Newton A.J. Seven tephra isochrones in Scotland // *The Holocene*. – 1995. – Vol. 5. – P. 257-266.
- [4] Grachev A.M., Novenko E.Y., Grabenko E.A., Alexandrin M.Y., Zazovskaya E.P., Konstantinov E.A., Shishkov V.A., Lazukova L.I., Chepurnaya A.A., Kuderina T.M. et al. The Holocene paleoenvironmental history of Western Caucasus (Russia) reconstructed by multi-proxy analysis of the continuous sediment sequence from Lake Khuko // *The Holocene*. – 2021. – Vol. 31(3). – P. 368-379.
- [5] Hafliðason H., Regnéll C., Pyne-O'Donnell S., Svendsen J.I. Extending the known distribution of the Vedde Ash into Siberia: occurrence in lake sediments from the Timan Ridge and the Ural Mountains, northern Russia // *Boreas*. – 2019. – Vol. 48. – P. 444-451.
- [6] Lawson I.T., Swindles G.T., Plunkett G., Greenberg D. The spatial distribution of Holocene cryptotephra in north-west Europe since 7 ka: implications for understanding ash fall events from Icelandic eruptions // *Quaternary Science Reviews*. – 2012. – Vol. 41. – P. 57-66.
- [7] Lowe, D.J. & Hunt, J.B. (2001). A summary of terminology used in tephra-related studies. In Juvigne, E.T. & Raynal, J-P. (Eds), *Tephra: Chronology, Archaeology*. Les Dossiers de l'Archeo-Logis. – 2001. – Vol. 1. – P. 17-22.
- [8] Pyne-O'Donnell S. The taphonomy of Last Glacial-Interglacial Transition (LGIT) distal volcanic ash in small Scottish lakes // *Boreas*. – 2011. – Vol. 40. – P. 131–145.
- [9] Stockmarr, J. Tablets with Spores Used in Absolute Pollen Analysis // *Pollen et Spores*. – 1971. – Vol. 13. – P. 615-621.
- [10] Swindles G.T., Lawson I.T., Savov I.P., Connor C.B., Plunkett G. A 7,000-year perspective on volcanic ash clouds affecting Northern Europe // *Geology*. – 2011. – Vol. 39. – P. 887–890.
- [11] Vakhrameeva P., Portnyagin M., Ponomareva V., Abbott P.M., Repkina T., N. A., Koutsodendris A., Pross J. Identification of Icelandic tephra from the last two millennia in the White Sea region

(Vodoprovodnoe peat bog, northwestern Russia) // Journal of quaternary science. – 2020. – Vol. 35(4). – P. 493–504.

[12] Wastegård S., Wohlfarth B., Subetto D.A., Sapelko T.V. Extending the known distribution of the Younger Dryas Vedde Ash into northwestern Russia // Journal of Quaternary Science. – 2000. – Vol. 15(6). – P. 581–586.

[13] Wulf S., Hardiman M.J., Staff R.A., Koutsodendris A., Appelt O, Blockley S.P.E., Lowe J.J., Manning C.J., Ottolini L., Schmitt A.K. et al. The marine isotope stage 1-5 cryptotephra record of Tenaghi Philippon, Greece: Towards a detailed tephrostratigraphic framework for the Eastern Mediterranean region // Quaternary Science Reviews. – 2018. – Vol. 186. – P. 236–262.

[14] Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. Катастрофическая плейстоценовая и голоценовая активность вулканического центра Эльбрус (Северный Кавказ, Россия): события и хронология по данным  $^{14}\text{C}$ , ЭПР и К-Аг датирования // Вулканология и сейсмология. – 2001. – №. 2. – С. 3–17.

[15] Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Сулержицкий Л.Д., Катов Д.М., Пурига А.И. Радиоуглеродное датирование голоценовых извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ, Россия) // ДАН. – 1998. – Т.363. – №2. – С. 219–221.

[16] Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Лексин А.Б. и др. Плиоцен-четвертичные пеплы на территории Южного Федерального Округа (проблемы, парадоксы, идеи) // Вестник Владикавказского научного центра. – 2011. – №11(3). – С. 39–47.

[17] Краевая Т.С. Генетические типа плейстоцен-голоценовых и современных грубообломочных образований Эльбруса // Вулканология и сейсмология. – 1985. – №6. – С. 20–32.

[18] Лебедев, В.А., Вашакидзе, Г.Т., Арутюнян, Е.В., Якушев, А.И. Геохронология и особенности эволюции четвертичного вулканизма Кельского нагорья (Большой Кавказ) // Геохимия. – 2011. – №11. – С.1189–1215.

[19] Лебедев, В.А., Парфенов, А.В., Вашакидзе, Г.Т., Габарашвили, К.А., Чернышев, И.В., Тогоидзе, М.Г. Хронология магматической активности и петролого-минералогические характеристики лав четвертичного вулкана Казбек, Большой Кавказ // Петрология. – 2018. – №26(1). – С. 3–33.

[20] Лебедев, В.А., Чернышев, И.В., Чугаев, А.В., Гольцман, Ю.В., Баирова, Э.Д. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты К-Аг и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Геохимия. – 2010. – № 1. – С. 45–73.

## К ВОПРОСУ О ВРЕМЕННЫХ ГРАНИЦАХ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ И ЕГО ОТДЕЛЬНЫХ ФАЗ

**Ф.Е. Максимов<sup>1</sup>, В.Ю. Кузнецов<sup>1,2</sup>, Л.А. Савельева<sup>1</sup>, В.А. Григорьев<sup>1</sup>, А.Ю. Петров<sup>1</sup>,  
А.П. Фоменко<sup>1</sup>, Н.Г. Баранова<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия,  
maksimov-fedor@yandex.ru

<sup>2</sup> Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена,  
Санкт-Петербург, Россия

## ON THE QUESTION OF THE TIME LIMITS OF THE MIKULINIAN INTERGLACIAL AND ITS INDIVIDUAL PHASES

**F.E. Maksimov<sup>1</sup>, V.Yu. Kuznetsov<sup>1,2</sup>, L.A. Savelieva<sup>1</sup>, V.A. Grigoriev<sup>1</sup>, A.Yu. Petrov<sup>1</sup>,  
A.P. Fomenko<sup>1</sup>, N.G. Baranova<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia,

<sup>2</sup> The Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Russia

В последние десятилетия все более актуальным становится прогнозирование изменений климата и связанных с ними природных процессов. Основное внимание уделяется реконструкциям природной среды в голоцене. В меньшей степени это касается позднего плейстоцена. Тем не менее, в среднесрочном прогнозе едва ли не самым надёжными являются аналоговые реконструкции, основанные на детальном изучении палеоклиматов последнего (микулинского, эмского) межледниковья. В данном контексте пристальное

внимание должно быть обращено на вопросы, связанные с хронологией микулинского межледниковья и его отдельных фаз.

Оценка временных границ и продолжительности последнего межледниковья на Русской равнине до сих пор по большей части базируется на косвенных данных – корреляции с изотопно-кислородными кривыми, полученными по глубоководным океаническим колонкам и ледовым кернам. Основная причина такого положения дел заключается в том, что, несмотря на большой объем накопленной палеогеографической информации по микулинским отложениям Русской равнины, непосредственно прямые определения их возраста либо фрагментарны, либо отсутствуют.

В вопросе о хроностратиграфической позиции и продолжительности последнего (микулинского, эемского) межледниковья уже более полувека преобладают представления о его соответствии морской изотопно-кислородной подстадии МИС-5е [9, 21]. Соотнесение геохронологической позиции эемского межледниковья с подстадией МИС-5е принято Международной стратиграфической комиссией [15]. Поэтому иногда даже единичные прямые количественные данные трактуются в этом ключе. Например, на основании ОСЛ датировок отложений подстилающих и перекрывающих рышковскую (микулинскую) палеопочву в Александровском карьере (около г. Курска) равных соответственно  $127 \pm 8$  и  $115 \pm 7$  тысяч лет (т.л.) делается вывод о корреляции межледниковья с МИС-5е [10].

Рассматриваются и более продолжительные интервалы времени. Для разреза Vevais в северо-восточной Германии, получены ОСЛ датировки  $126 \pm 16$  и  $108,9 \pm 7,8$  тыс. лет по отложениям, вмещающим эемские озерные осадки, и сделано заключение о том, что эемское межледниковье охватывает больший интервал, чем МИС-5е [16].

По результатам ЭПР-датирования раковин морских моллюсков Северной Евразии и скоррелированных с ними данных палинологического изучения лессово-почвенных формаций Восточно-Европейской равнины дано заключение о том, что микулинское межледниковье продолжалось от 145–140 до 70 т.л. назад, т.е. захватывая часть МИС-6 и всю МИС-5 [7]. Этими же исследователями на основании ИК-ОСЛ датирования и палинологического изучения отложений опорного разреза Вока на юго-западном побережье Финского залива было показано, что вторая половина микулинского (эемского) межледниковья соответствует интервалу времени 100–70 т.л. назад, т.е. второй половине МИС-5 [1].

Следует отметить, что в континентальных отложениях Восточной и Западной Европы микулинское/эемское межледниковье определяется на основании палеоботанических данных. В соответствии со стратиграфической последовательностью отложений по изменению состава спорово-пыльцевых спектров для Восточно-Европейской равнины выделены пыльцевые зоны микулинского межледниковья М1–М8 [3], которые в свою очередь скоррелированы [8] с пыльцевыми зонами эемского межледниковья в Западной Европе [17].

Наиболее ценным архивом палеоботанической информации о последнем межледниковом периоде являются погребенные континентальные органогенные отложения. Кроме того эти же осадки могут быть непосредственно датированы  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  методом. Поэтому их комплексные геохронологические исследования на основе палеоботанического изучения и  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирования являются перспективными для решения вопросов хронологии микулинского межледниковья.

С начала XXI века с применением данного подхода нами было изучено некоторое количество разрезов в пределах Восточно-Европейской равнины и сопредельных территорий (рис. 1). Их датирование  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  методом осуществлялось на основе новой версии изохронного приближения с использованием L/L и TSD моделей [6]. Для разрезов Микулино (Смоленская область), Мурава (республика Беларусь) и Фили (г. Москва) общий интервал  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  возраста с учетом погрешностей охватывал временной диапазон 117–96 т.л. назад и по палеоботаническим данным соответствовал всему межледниковью [5, 6].



Таблица. Интервалы  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  возраста (в тысячах лет) органогенных отложений разных разрезов в соответствии с биостратиграфической схемой последнего межледникового. Корреляция зон микулинского и эемского периодов дана согласно [8].

Фазы микулинского межледникового <sup>1</sup>	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	
с. Микулино (Смоленская обл.)						116 – 104			
Фили (Москва)		117	–	104					
Мурава (Беларусь)						107	–	96	
Черемошник (Ярославская обл.)	125–121		126	–	105				
Фазы эемского межледникового <sup>2</sup>	Late Saalian	E1	E2	E3	E4a	E4b	E5	E6	E7
Banzin (NE-Germany)	128		–		112				
Beckentin (NE-Germany)	120		–		112				
Mühle (NE-Germany)						129 – 106			

<sup>1</sup> – [3]; <sup>2</sup> – [17].

В последние несколько лет на основе этого усовершенствованного геохронологического подхода нами проводятся исследования известных разрезов с микулинскими органогенными отложениями на Северо-Западе Русской равнины таких как Нижняя Боярщина в Смоленской области [11], Килешино [2, 4] и Большая Дубенка [12] в Тверской области (рис. 1). По первым данным палеоботанического изучения и  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирования торфов и гиттий из этих разрезов можно сделать некоторые предварительные выводы. Начало микулинского межледникового достаточно близко началу стадии МИС-5. Продолжительность межледникового периода действительно, скорее всего, выходит за временные рамки МИС-5е. Более того, вероятно, что лишь его первая половина, соответствующая пыльцевым зонам M1–M4, может быть соотнесена с временным интервалом МИС-5е. Таким образом, уже первые экспериментальные данные позволяют говорить о том, что предлагаемый комплексный подход является перспективным для получения точных данных о количественном возрасте границ, хроностратиграфическом положении этапов и продолжительности этого теплого периода. Помимо этого в ходе подобных исследований могут быть детализированы представления об изменениях растительных формаций в течение последнего межледникового.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00813.*

Список литературы:

[1] Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Вторая половина МИС 5 (100–70 тысяч лет назад): ледниковье или межледниковье // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена: Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения 2020 года» / Отв. редакторы Н. С. Болиховская, Т. С. Ключевкина, Т. А. Янина. – М.: Географический факультет МГУ, – 2020. – С. 63–70.

[2] Гитерман Р.Е., Куприна Н.П., Шанцер Е.В. О микулинском возрасте межледниковых слоев у д. Килешино (Верхняя Волга) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – М.: Наука, – 1975. – № 44. – С. 84–88.

[3] Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. Под ред. К.К. Маркова, – М., – 1961. – С. 25–71.

- [4] Карпухина Н.В., Писарева В.В., Зюганова И.С., Константинов Е.А., Захаров А.Л., Баранов Д.В., Уткина А.О., Панин А.В. Новые данные по стратиграфии разреза у д. Килешино (Тверская область) – ключ к пониманию границ оледенений на Валдайской возвышенности в верхнем неоплейстоцене // Известия РАН, серия географическая. – 2020. – Том 84. – № 6. – С. 874–887.
- [5] Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е. Методы четвертичной геохронометрии в палеогеографии и морской геологии. – СПб.: Наука, – 2012. – 191 с.
- [6] Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Новая версия  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирования верхне- и среднеплейстоценовых отложений // Вестник СПбГУ. – 2010. – Сер.7. Вып.4. – С. 94–107.
- [7] Молодьков А.Н., Болиховская Н.С. Климато-хроностратиграфическая схема неоплейстоцена Северной Евразии // Материалы Всерос. науч. конф. “Марковские чтения 2010 года”. Вып. 3. – М.: Географический Факультет МГУ, – 2011. – С. 44–76.
- [8] Новенко Е.Ю. Изменения растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковье и переходные этапы климатических макроциклов. – М.: ГЕОС, – 2016. – 228 с.
- [9] Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен: Атлас-монография / Отв. ред. А.А. Величко. – М.: ГЕОС, – 2009. – 120 с.
- [10] Сычева С.А. Эволюция представлений о возрасте, продолжительности и стадийности развития почвы микулинского межледниковья // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – М.: Геос, – 2018. – № 76. – С. 99 – 109.
- [11] Чеботарева Н.С. Новый разрез с днепровско-валдайскими межледниковыми отложениями на р. Каспля у с. Верхняя Боярщина // Материалы по палеогеографии. – М.: Изд-во МГУ, – 1954. – Вып. 1. – С. 69–81.
- [12] Чеботарева Н.С., Недошивина М.А., Столярова Т.И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – М.: Изд. АН СССР, – 1961. – № 26. – С. 35–49.
- [13] Böerner A., Hrynowiecka A., Kuznetsov V., Stachowicz-Rybka R., Maksimov F., Grigoriev V., Niska M., Moskal-del Hoyo M. Palaeoecological investigations and  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  dating of Eemian interglacial peat sequence of Banzin (Mecklenburg-Western Pomerania, NE-Germany) // Quaternary International. – 2015. – V. 386. – P. 122–136.
- [14] Börner A., Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Niska M., Moskal-del Hoyo M., Kuznetsov V., Maksimov F., Petrov A. Palaeoecological investigations and  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  dating of the Eemian Interglacial peat sequence from Neubrandenburg-Hinterste Mühle (Mecklenburg-Western Pomerania, NE Germany) // Quaternary International. – 2018. – Vol. 467. – Part. A. – P. 62–78.
- [15] Litt T., Gibbard P. Definition of a Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Upper (Late) Pleistocene Subseries (Quaternary System/Period) // Episodes. – 2008. – Vol. 31. – № 2. – P. 260–263.
- [16] Lüthgens C., Böse M., Lauer T., Krbetschek M., Strahl J., Wenske D. Timing of the last interglacial in Northern Europe derived from Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of a terrestrial Saalian-Eemian-Weichselian sedimentary sequence in NE-Germany // Quaternary International. – 2011. – Vol. 241. – P. 79–96.
- [17] Menke B., Tynni R. Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Ditthmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung // Geologisches Jahrbuch. – 1984. – Vol. 76. – P. 3–120.
- [18] Rother H., Lorenz S., Börner A., Kenzler M., Siermann N., Fülling A., Hrynowiecka A., Forler D., Kuznetsov V., Maksimov F., Starikova A. The terrestrial Eemian to late Weichselian sediment record at Beckentin (NE-Germany): First results from lithostratigraphic, palynological and geochronological analyses // Quaternary International. – 2019. – Vol. 501. – Part. A. – P. 90–108.
- [19] Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L., Simakova A., Sedov S., Maksimov F., Kuznetsov V., Savenko V., Starikova A., Korkka M., Titova D. Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: Proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia) // Quaternary International. – 2015. – Vol. 365. – P. 26–41.
- [20] Rusakov A., Sedov S., Sheinkman V., Dobrynin D., Zinovyev E., Trofimova S., Maksimov F., Kuznetsov V., Korkka M., Levchenko S. Late Pleistocene paleosols in the extra-glacial regions of Northwestern Eurasia: Pedogenesis, post-pedogenic transformation, paleoenvironmental inferences // Quaternary International. – 2019. – Vol. 501. – P. 174–192.
- [21] Shackleton N.J. The last interglacial in the marine and terrestrial records // Proceedings of the Royal Society. London. 1969. – Series B. – Vol. 174. – P. 135–154.

**МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЮГО-ВОСТОКА  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ****Д.Г. Маликов<sup>1</sup>, С.Е. Голованов<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,  
dgmalikov@igm.nsc.ru<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия,  
svrgolovanov@gmail.com**THE MIDDLE NEOPLEISTOCENE SMALL MAMMALS OF THE SOUTH-EAST OF  
WESTERN SIBERIA****D.G. Malikov<sup>1</sup>, S.E. Golovanov<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup> V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia<sup>2</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Юг Западной Сибири – важный регион для изучения эволюции сибирских экосистем в неогеновый и четвертичный периоды. Здесь выявлены представительные фаунистические комплексы мелких и крупных млекопитающих региона, характеризующие все основные этапы позднего кайнозоя Сибири. Однако степень изученности различных этапов четвертичного периода существенно отличается [2, 4, 9, 12]. С биостратиграфической точки зрения лучше всего охарактеризованы отложения нижних отделов четвертичной системы (эоплейстоцен и гелазский ярус). Это обусловлено длительным временем формирования этих отложений (около 1.8 млн. л.), что позволяло млекопитающим успевать накапливать эволюционные преобразования и совершать преобразования на уровне видов и родов. Для этого временного интервала на юге Западной Сибири описаны 3 комплекса мелких млекопитающих: подпуск-лебяженский, кизихинский (позднее был упразднён [17] и раздолинский. Отложения неоплейстоцена гораздо хуже охарактеризованы биостратиграфически. Традиционно фауны мелких млекопитающих неоплейстоцена Западной Сибири подразделяют на вяткинский комплекс (ранний неоплейстоцен), татарско-калманкскую фауну (тобольское время, начало среднего неоплейстоцена) и фауну среднего-позднего неоплейстоцена [4, 12].

Для среднего и позднего неоплейстоцена юга Западной Сибири не выделено самостоятельных комплексов мелких млекопитающих. Это обусловлено тем, что имеется мало материала с надёжно установленным стратиграфическим положением, а также то, что фауна этого временного интервала представлена современными видами животных [4, 12].

Нами изучены фауны из трёх местонахождений микротериофауны среднего неоплейстоцена на юге Западной Сибири. Местонахождения расположены на юго-восточной окраине Западно-Сибирской равнины. В основании Ануйского (местонахождение Солоновка) и Колыванского (местонахождение Петропавловское) увалов залегают аллювиальные отложения, содержащие многочисленные остатки мелких млекопитающих и моллюсков. Сверху отложения перекрыты лессово-почвенными отложениями верхнего плейстоцена [6, 8]. Местонахождение Малиновка-4 связано с косослоистыми песками в верхней части разреза Малиновка [5, 7, 12] расположенного на приобской увалистой равнине.

Палеонтологические данные, совместно с данными педостратиграфии и магнитостратиграфии позволяют относительно точно оценить возраст исследуемых фаун мелких млекопитающих. В исследуемых разрезах отложения содержащие фауну мелких млекопитающих залегают на отложениях содержащих остатки *Equus nalaikhaensis* Kuznetsova, Zhegalo, 1996 [6] и *Mammuthus trogontherii* Pohling, 1885 [1]. Кроме этого, для разреза Малиновка получена палеомагнитная характеристика показавшая залегание местонахождения Малиновка-4 в хроне Брюнес, а ниже лежащие отложения относятся к хрону Матугама [5] и в том числе охарактеризованы палеонтологическими и палеопедологическими данными [7, 12]. Таким образом, фауна млекопитающих местонахождений Солоновка, Петропавловское и Малиновка-4 имеет послевяткинский

(=послетираспольский/послекромерский) возраст, что хорошо характеризует весь состав фауны этих местонахождений. Морфология узкочерепной полёвки и степной пеструшки позволяет более точно датировать фауны исследуемых местонахождений.

Нижние коренные зубы m1 у *Microtus gregalis* Pallas, 1779 и *Lagurus lagurus* Pallas, 1773 из местонахождений Предалтайской равнины выглядят примитивнее, чем у аналогичных видов из отложений датируемых финалом среднего (MIS 7) и началом позднего (MIS 5) неоплейстоцена [16]. Остатки степной пеструшки из позднего неоплейстоцена (MIS 5) Среднего Поволжья [15] так же более прогрессивного облика. В этих местонахождениях хоть и встречаются зубы степных пеструшек транзиентного морфотипа, но их там очень мало, в отличие от местонахождений Предалтайской равнины. Размерные характеристики этих видов также подтверждаю более древний возраст, чем поздний плейстоцен.

Таким образом, мы считаем, что фауны из исследованных местонахождений Предалтайской равнины не могут быть датированы поздним неоплейстоценом. Это хорошо согласуется с залеганием местонахождений фауны ниже лёссово-почвенных отложений верхнего плейстоцена [6, 8].

Узкочерепные полёвки, описанные нами занимают промежуточное положение между *Microtus gregaloides* Hinton, 1923 раннего среднего плейстоцена и *M. gregalis* позднего плейстоцена Приобского плато. Общий план морфологического строения зубов узкочерепной полёвки наиболее близок остаткам *M. gregalis* позднего среднего плейстоцена Кузбасса и р. Тобол [3, 4]. Это хорошо согласуется с тем, что вид характеризует послевяткинские (=послетираспольские/послекромерские) фауны различных регионов Евразии.

Мы сопоставляем исследуемую фауну с фауной местонахождения Прилуки [14] в Восточной Европе датированной каменским межледниковьем (MIS 9). Местонахождение Прилуки содержит остатки степной пеструшки переходного типа *Lagurus ex gr. transiens-lagurus*. Степные пеструшки схожей морфологии обнаружены нами в местонахождениях Предалтайской равнины. Как степная пеструшка, так и узкочерепная полёвка исследованных разрезов имеют морфологию схожую с полёвками полученными из Вороновской почвы в разрезе Колкотова балка так же датируемой каменским межледниковьем [13]. Ещё одним местонахождением, с которым может быть скоррелирована фауна из разрезов Солоновка, Петропавловское и Малиновка-4 является фауна местонахождения Морозовка-2 на Украине [10]. Наиболее вероятная датировка которого так же соответствует средней части среднего плейстоцена – MIS 11-9 [11]. Ранее такая корреляция уже предлагалась для фауны местонахождения Малиновка-4 [12], нам удалось подтвердить её на более массовом материале.

Таким образом, местонахождения Солоновка, Петропавловское и Малиновка-4 помогают заполнить биостратиграфический пробел в фаунах мелких млекопитающих юго-востока Западной Сибири. Эта фауна моложе вяткинского (=тираспольского/кромерского) фаунистического комплекса раннего неоплейстоцена. Верхнюю границу распространения фауны четко определяют верхние отложения сузунских лёссов, возраст которых коррелирует с MIS 6. Поэтому, возраст описанной фауны мелких млекопитающих можно достоверно определить средним неоплейстоценом (MIS 11-7). Причём, наиболее вероятно, что фауны из местонахождений Солоновка, Петропавловское и Малиновка-4 могут, датированы началом среднего неоплейстоцена: MIS 11-9. Строение разреза Солоновка подтверждает такую интерпретацию [6]. В этом разрезе отложения содержащие фауну мелких млекопитающих залегают ниже горизонта ископаемой почвы, выше которой залегают лёссовидные отложения, предположительно, отнесённые к чулымскому лёссу (MIS 8).

Имеющихся данных по фаунам местонахождений Солоновка, Петропавловское и Малиновка-4 пока не достаточно для сравнения с фаунами из местонахождений Татарка и Калманка. Возможно, что описанная фауна имеет несколько более молодой возраст, чем фауна Татарки и Калманки. Если в будущем в исследованных местонахождениях удастся обнаружить остатки водяных полёвок, это может быть использовано для обоснования нового



фаунистического комплекса. Наличие в коллекциях остатков *Microtus oeconomus* Pallas, 1776, обитающей во влажных ландшафтах, делает возможным обнаружение остатков *Arvicola Lacépède*, 1799.

*Сбор материала в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и гранта РФФИ 19-05-00513, анализ данных при поддержке гранта Президента РФ МК-74.2021.1.5.*

Список литературы:

- [1] Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой степного Алтая. – Новосибирск, «Наука», – 1974. – 167 с.
- [2] Галкина Л.И. Фауна антропогенных грызунов и зайцеобразных Приобского плато и Кузнецкой котловины // Систематика, фауна, зоогеография млекопитающих и их паразитов / Б.С. Юдин (ред.). – Новосибирск, Наука, – 1975. – С. 155–164.
- [3] Дупал Т.А. Филогения и изменчивость узкочерепной полевки (*Microtus gregalis* Pall.) в Западной Сибири // Фауна, таксономия, экология млекопитающих и птиц / Б.С. Юдин (ред.). Новосибирск, Наука, – 1987. – С. 79–88.
- [4] Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. – Москва, Труды ГИН, – 1980. – 156 с.
- [5] Зудин А.Н., Вотях М.Р., Галкина Л.И., Липагина В.Я. Стратиграфия плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато. – Новосибирск, Наука, – 1977. – 99 с.
- [6] Зыкин В.С., Зыкина В.С., Смолянинова Л.Г., Рудая Н.А., Форонова И.В., Маликов Д.Г. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений предгорий Северо-Западного Алтая (долина реки Песчаной) // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2017. – Том 45. – № 3. – С. 3–16.
- [7] Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. – Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», – 2012. – 477 с.
- [8] Зыкина В.С., Вольвах А.О., Зыкин В.С., Вольвах Н.Е. Особенности строения верхнеплейстоценовой лессово-почвенной последовательности Колыванского увала Предалтайской равнины // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2018. – № 3. – С. 54–64.
- [9] Маликов Д.Г., Голованов С.Е. Стратиграфическое распространение мелких млекопитающих неоплейстоцена Предалтайской равнины // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. онлайн-сессии / Н.К. Лебедева и др. (ред.). Новосибирск: ИНГГ СО РАН, – 2021. – С. 340–343.
- [10] Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. – Киев, Наукова думка, – 1994. – 372 с.
- [11] Krokmal' O., Rekovets L., Kovalchuk O. An updated biochronology of Ukrainian small mammal faunas of the past 1.8 million years based on voles (Rodentia, Arvicolidae): a review.– Boreas. – Vol. 50. – 2021. – P. 619–630.
- [12] Krukov A. Quaternary arvicolid faunas of the southern West Siberian Plain // Frankfurt: Forsch. Inst. Senckenberg. – 2007. – Vol. 259. – P. 93–98.
- [13] Markova A.K., Chepalyga A.L., Puzachenko, A. Yu. Middle Pleistocene small mammal and mollusk locality Levada (lower Dniester river basin) and its position in the Tiraspolian faunas of the Russian plain. // Quaternary International. – in press. – doi.org/10.1016/j.quaint.2020.08.006
- [14] Markova A.K., Puzachenko A.Yu. Small Mammal Fauna in Europe during the Second Half of the middle Pleistocene. // Fossil Imprint. – 2017. – Vol. 73(1–2). – P. 48–66.
- [15] Svitoch A.A., Markova A.K., Yanina T.A. Stratigraphy and the small mammal fauna of the Late Pleistocene sections in the south of the middle reaches of the Volga River. // Quaternary International. – in press. – doi.org/10.1016/j.quaint.2020.12.001
- [16] Zastrozhnov A., Danukalova G., Golovachev M., Titov V., Osipova E., Simakova A., Yakovlev A., Yakovleva T., Aleksandrova G., Shevchenko A., Murray A., Tesakov A., Sadikhov E. Biostratigraphical investigations as a tool for palaeoenvironmental reconstruction of the Neopleistocene (Middle-Upper Pleistocene) at Kosika, Lower Volga, Russia. // Quaternary International – 2020. – Vol. 540. – P. 38–67.
- [17] Zazhigin V.S. Taxonomy and evolution of the genus *Allophaiomys* (Microtinae: Rodentia: Mammalia) in Siberia // Paludicola. – 1998. – Vol. 2. – № 1. – P. 116–125.

## ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОЗЕРО НА СЕВЕРЕ АРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ШЕЛЬФЕ КАРСКОГО МОРЯ

Д.В. Назаров<sup>1,2</sup>, О.А. Никольская<sup>1</sup>, И.В. Жигмановский<sup>1</sup>, М.В. Ручкин<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург, Россия, d.nazarov@spbu.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

## LATE PLEISTOCENE LAKE IN NORTHERN WEST SIBERIAN ARCTIC AND KARA SEA SHELF

D.V. Nazarov<sup>1,2</sup>, O.A. Nikolskaia<sup>1</sup>, I.V. Zhigmanovskiy<sup>1</sup>, M.V. Ruchkin<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia

<sup>2</sup> Saint-Petersburg University, Saint-Petersburg, Russia

Представления о размерах и динамике последнего оледенения севера Евразии имеют ключевое значение для понимания развития Арктики в неоплейстоцене. Мы предлагаем решение одной из давних проблем, связанных с этим оледенением. Несмотря на многочисленные исследования как российских, так и европейских учёных [9, 10], до сих пор оставалось неясным положение границы ледникового щита на шельфе Карского моря во второй половине позднего неоплейстоцена. Как следствие, было непонятно, изолировал ли ледник часть Карского моря от Северного Ледовитого океана на отрезке в несколько десятков тысяч лет или существовал свободный сток сибирских рек в море и океан? Как это могло повлиять на транспортировку терригенного материала и плейстоценовый климат в Арктике?

В 2013 и 2018 гг. при проведении государственного геологического картирования на севере п-ова Ямал, было всесторонне изучено более пятидесяти опорных разрезов четвертичных образований и получены новые данные, позволяющие реконструировать характер осадконакопления в самых северных районах арктической части Западной Сибири и уточнить пределы распространения последнего евразийского ледника во второй половине позднего неоплейстоцена.

*Результаты.* Наиболее возвышенные участки севера п-ова Ямал сложены глинистыми алевритами холодноводной трансгрессии – моржовским маринием [3]. Основание формации расположено на уровне моря, а кровля постепенно снижается с 60–70 до 15–20 м абс. выс. на запад и восток от главного водораздела. Мариний состоит из трех толщ, которые прослеживаются вместе и по отдельности в разных частях полуострова – нижней песчаной, средней глинисто-алевритистой и верхней песчаной. Все вместе они отражают трансгрессивно-регрессивный цикл формирования послеледникового бассейна. Глинистые фации содержат остатки арктических и бореально-арктических моллюсков *Portlandia arctica*, *Portlandia aestuariorum*, *Serripes groenlandicus*, *Cryptonatica affinis*, *Buccinum maltzani*, отпечатки холодноводных водорослей *Fontinalis antipyretica* и раковины холодноводных фораминифер. Из моржовского мариния получено 13 ОСЛ-возрастов, большая часть которых, попадает в интервал от 90 до 60 тыс. лет.

В глинистые алевриты мариния вложены пески и алевро-глинистые ритмиты сложнопостроенной озерной формации, которая названа нами ямальской и состоит из трех частей: 1) Глубоководные фации и фации продельты – преимущественно параллельно-слоистые алевритистые глины с редкими прослоями тонких песков. Характерной особенностью продельты являются крупные диапирообразные складки высотой до 5 м и многочисленные хаотичные складчатые деформации более мелкого масштаба. 2) Передовые отложения дельты – ритмично параллельно переслаивающиеся тонкозернистые пески и алевриты, с большим количеством складчатых деформаций и местами разрывных нарушений. 3) Верхние отложения дельты, которые, в основном, представлены осадками рукавов дельты, т.е. фациями руслового аллювия. Для всех озерных образований характерно наличие остатков пресноводных диатомовых, которых обнаружено здесь около пятидесяти видов. Из озерных отложений получено 15 ОСЛ и 10 радиоуглеродных возрастов в

интервале от 50 до 30 тыс. лет. Видимая мощность озерных осадков составляет около 40 м, а равнина, которую они формируют, не превышает 40–45 м абс. выс.

Моржовский мариний и ямальский лимний плащеобразно перекрыты лессовидными алевролитами и песками с ОСЛ и  $^{14}\text{C}$  возрастом от 45 до 2 тыс. лет.

*Выводы.* Вопреки предположениям предшественников [1, 7, 8], большая часть севера п-ова Ямал сложена глинисто-алевритистыми и песчаными озерными образованиями глубоководных и дельтовых фаций. Примечательно, что среди пресноводных диатомовых, в каждом разрезе озерной толщи на п-ове Ямал, был обнаружен вид, который не переносит осолонения – *Eunotia praerupta*. Это значит, что реконструируемый водоем не мог быть связан с морем. Опираясь на характер распространения озерных осадков и геохронометрические данные, можно предполагать, что озеро сформировалось благодаря подпруживанию Карским ледником стока западносибирских рек, когда его южная граница протягивалась через шельф от Югорского п-ова до Таймыра в середине позднего неоплейстоцена. Вероятно, аналогичные озерные осадки обнаружены на островах Белый и Сибирякова [2, 6], а также описаны нами на Гыданском п-ове [4, 5]. В пределах шельфа озеро просуществовало достаточно долго благодаря обширным полям мертвого льда. Последние могли сохраняться из-за медленной дегляциации в то время, когда ледник уже уступил место очередной морской трансгрессии.

Список литературы:

- [1] Астахов В.И. Морены на Северном Ямале. ДАН, 1981, т. 260, № 1, с. 149–152.
- [2] Баранская А.В., Романенко Ф.А., Арсланов Х.А., Петров А.Ю., Максимов Ф.Е., Пушина З.В., Тихонов А.Н., Демидов Н.Э. Верхнечетвертичные отложения Гыдана и арктических островов: реконструкция относительного уровня Карского моря за последние 50 тысяч лет // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2018. № 6. С. 56-71.
- [3] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Карта плиоцен-четвертичных образований. Лист R-42 – п-ов Ямал / авт.: Д. В. Назаров, Д.А. Костин, М.А. Шишкин, Я.Э. Файбусович. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015.
- [4] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Карта четвертичных образований. Лист R-43 – Обская губа / авт.: Д. В. Назаров, Д. В. Пушка, О. А. Никольская, А. В. Герасичева. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018.
- [5] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Карта четвертичных образований. Лист R-44 – Гыданский п-ов / авт.: Д. В. Назаров, Д. В. Пушка, О. А. Никольская, А. В. Герасичева. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018.
- [6] Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Арсланов Х.А., Бондаренко С.А., Деревянко Л.Г., Молодьков А.Н., Пушина З.В., Рекант П.В., Степанова Г.В. Четвертичные отложения и палеогеография острова Сибирякова за последние 50 000 лет // Известия русского географического общества. 2013. Том 145. № 4. С. 65-79.
- [7] Троицкий С.Л., Кулаков А.П. Колебания уровня океана и рельеф побережий. Проблемы экзогенного рельефообразования, кн. 1. Наука, М., 1976, с. 351–426.
- [8] Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. ред. Полуостров Ямал. Изд. МГУ, 1975, 278 с.
- [9] Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A. and Chuyko M. 2016: Glaciomorphological Map of the Russian Federation. Quaternary International 420, 4–14. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- [10] Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., et al. 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. Quaternary Science Reviews 23, 1229–1271.

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ К УТОЧНЕНИЮ ВОЗРАСТА АЛТАЙСКИХ МЕГАПАВОДКОВ

А.В. Панин<sup>1</sup>, Г.Я. Барышников<sup>2</sup>, Е.В. Деев<sup>1,3,4</sup>, И.Д. Зольников<sup>1,4,5</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>1,6</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, a.v.panin@igras.ru

<sup>2</sup>Алтайский гос. университет, Барнаул, Россия,

<sup>3</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, deev@ngs.ru

<sup>4</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

<sup>5</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, zol@igm.nsc.ru

<sup>6</sup>Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

## GEOMORPHOLOGICAL AND SEDIMENTOLOGICAL DATA TO REFINING THE CHRONOLOGY OF THE ALTAI MEGAFLOODS

A.V. Panin<sup>1</sup>, G.Ya. Baryshnikov<sup>2</sup>, E.V. Deev<sup>1,3,4</sup>, I.D. Zolnikov<sup>1,4,5</sup>, R.N. Kurbanov<sup>1,6</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Altai State University, Barnaul, Russia

<sup>3</sup>A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>4</sup>Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

<sup>5</sup>V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>6</sup>Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Российский Алтай известен следами плейстоценовых гляциопаводков вошедших в десятку наиболее мощных флювиальных событий в истории Земли [1, 2, 3, 6, 7, 9, 12 и др.]. Считается, что наводнения были вызваны прорывами ледниково-подпрудных озер, занимавших Чуйскую и Курайскую межгорные впадины в верховьях р. Чуи. По последним результатам математического моделирования [8], паводок продолжался 34 часа и на пике достигал расхода воды 10,5 млн м<sup>3</sup>/с. Поток глубиной до 400 м со скоростью 20-40 м/с проходил по долине Чуи, насыщаясь накопленным на дне и бортах долины обломочным материалом, и вступал в долину Катуня в Яломанской впадине. Здесь эффект подпора от узкого Катунского ущелья вызывал замедление потока и массовую остановку как влекомых (крупноглыбовых), так и взвешенных (гравийно-щебнистых) наносов, что привело к образованию параллельно-слоистых гравийно-щебнистых, с включениями крупных глыб, толщ катафлювиальных (по [2]), или мегапаводковых (по [9]), отложений мощностью более 200 м. Эти толщи образуют т.н. ининскую террасу высотой 160-180 м, отдельные сегменты которой на пологих поворотах долины морфологически схожи с речными побочными гигантских размеров – барами (bars), в англоязычной терминологии. Кроме того, в мегапаводковых толщах вырезаны многочисленные эрозионные террасы р. Катунь.

**Постановка проблемы.** Единичные <sup>14</sup>C даты по отложениям подпрудных озер в некоторых притоках Катуня позволили предположить, что последний, наиболее мощный гляциопаводок относится к последней ледниковой эпохе МИС 2 [2, 12]. Такая датировка была подтверждена серией <sup>10</sup>Be дат по крупным глыбам ининской толщи на поверхности т.н. Яломанского бара, которая практически совпала с <sup>10</sup>Be датами по глыбам-дропстоунам на дне Курайской впадины [15]. Это совпадение послужило дополнительным аргументом в пользу генетической связи между отложениями катунских террас и Курайским ледниково-подпрудным озером. Средняя дата всей серии 15,8 ± 1,8 тыс.л. была принята за возраст прорыва озера и формирования мегапаводка. Позднее Gribenski et al. [11] пересчитали ту же серию дат и получили средний возраст 18,7 ± 1,6 тыс. л., что соответствует имеющимся OSL датам по отложениям террас Курайского палеозера –18,2 ± 1,1 тыс. л. [14], 19,0 ± 1,1 тыс. л. [5].

В последнем обзоре группы известных исследователей период прохождения основной серии гляциальных мегапаводков расширен до интервала 28 – 15 тыс.л.н. [13]. С другой стороны, из мегапаводковых отложений в Яломанской впадине получены прямые OSL даты от 70-80 до 100+ тыс.л. [14]. В силу особенностей мегапаводкового осадконакопления, близкого по своей физической природе к селевому, люминесцентные даты могут

переоценивать реальный возраст из-за возможного неполного засвечивания, на что указывается и в работе [13]. Однако для Уймонской впадины имеется дата около 100 тыс.л. из озерно-подпрудных отложений, коррелятных мегапаводковой седиментации на Катунь. И для Уймонской и для Яломанской впадин получены серии дат из пост-паводковых аллювия, озерных отложений, пролювия и лессовидных образований в диапазоне от 90-80 тыс.л. до 12 тыс.л. [3, 10]. Противоречивые геохронологические данные составляют одну из основных нерешенных проблем в изучении мегапаводков Алтая.

**Цель и методы.** До сих пор все усилия в области седиментологии и геоморфологии мегапаводков сосредотачивались в Чуйской и Курайской впадинах (области накопления вод будущих паводков в ледниково-подпрудных озерах) и в долине Катунь в Яломанской впадине (область разгрузки наносов, транспортированных паводками). Почти не было проведено никаких исследований в долине нижнего течения реки Чуи, по которой гляциопаводки должны были проходить транзитом. В данной работе мы пытаемся использовать геоморфологические особенности долины Чуи для оценки минимального возраст алтайских гляциопаводков, происходивших из подпрудных озер в Курайской и Чуйской впадинах. Геохронологические оценки основаны на OSL датировании, проведенном в Центре GADAM Силезского Технологического Университета (Польша) и Северной люминесцентной лаборатории Орхусского университета (Дания).

**Район исследований и результаты.** В среднем течении выше пос. Акташ река Чуя покидает свою старую зрелую долину и прорезает сквозь скальные отроги Северо-Чуйского хребта молодого облика каньон длиной 20 км, врезанный в древнюю троговую долину (рис. 1). В брошенной долине имеются ясные свидетельства присутствия долинного ледника, в частности, перегораживающий долину вал высотой более 100 м (профиль CD на рис. 1Б) - краевой зандр (водно-ледниковая дельта), примыкавшая к краю стоявшего к северу ледника. В старой долине в карьере недостроенной Менской ГЭС изучены отложения краевого зандра. Серия из 8 OSL дат образует две группы около 80-90 тыс. л. и 50-60 тыс. л. В современной долине Чуи на высоте 30-40 м над рекой обнаружена линза тонкослоистых алевритов, перекрывающих морену на дне бывшего трога (звездочка на рис. 1) и интерпретированных как отложения подпрудного озера, когда-то заполнявшего каньон. По ним получены OSL даты  $62.5 \pm 6.8$ ,  $69.7 \pm 4.4$  и  $73.3 \pm 4.9$  тыс.л.н..

**Обсуждение.** OSL возраст из флювиогляциальных отложений в старой долине Чуи позволяет реконструировать заполнение долины ледником в конце MIS 5, около 90-80 тыс. л.н., и возможную вторую фазу оледенения в начале MIS 4, около 60 тыс. л.н. Первая ледниковая фаза вызвала перестройку долины и переход стока в древнюю троговую долину. Молодой каньон (изначально, возможно, подледный канал стока) прорезает моренные отложения на дне трога, вскрывающиеся сейчас в бортах каньона. Во время второй ледниковой фазы река была перекрыта ниже по течению, и в каньоне образовалось кратковременное подпрудное озеро, которое оставило тонкослоистые алевриты на бортах каньона поверх древней морены. Если бы поток полукилометровой глубины прошел по долине Чуи около LGM, то ледниковые и водно-ледниковые комплексы MIS 5-4 в старой долине и молодом каньоне не могли бы сохраниться. Из этого следует, что дренирование ледниково-подпрудных озер, существовавших в МИС 2 в Курайской и Чуйской впадинах, должно было происходить достаточно плавно, и нет оснований связывать с этими озерами террасы-мегабары и слагающие их катафлювиальные отложения на Яломанском отрезке долины Катунь. Другим источником воды могли служить обвально-подпрудные озера, следы которых обнаружены недавно в Уймонской впадине [4, 10], но размеры этих озер были явно недостаточно, чтобы сгенерировать паводок требуемых размеров.

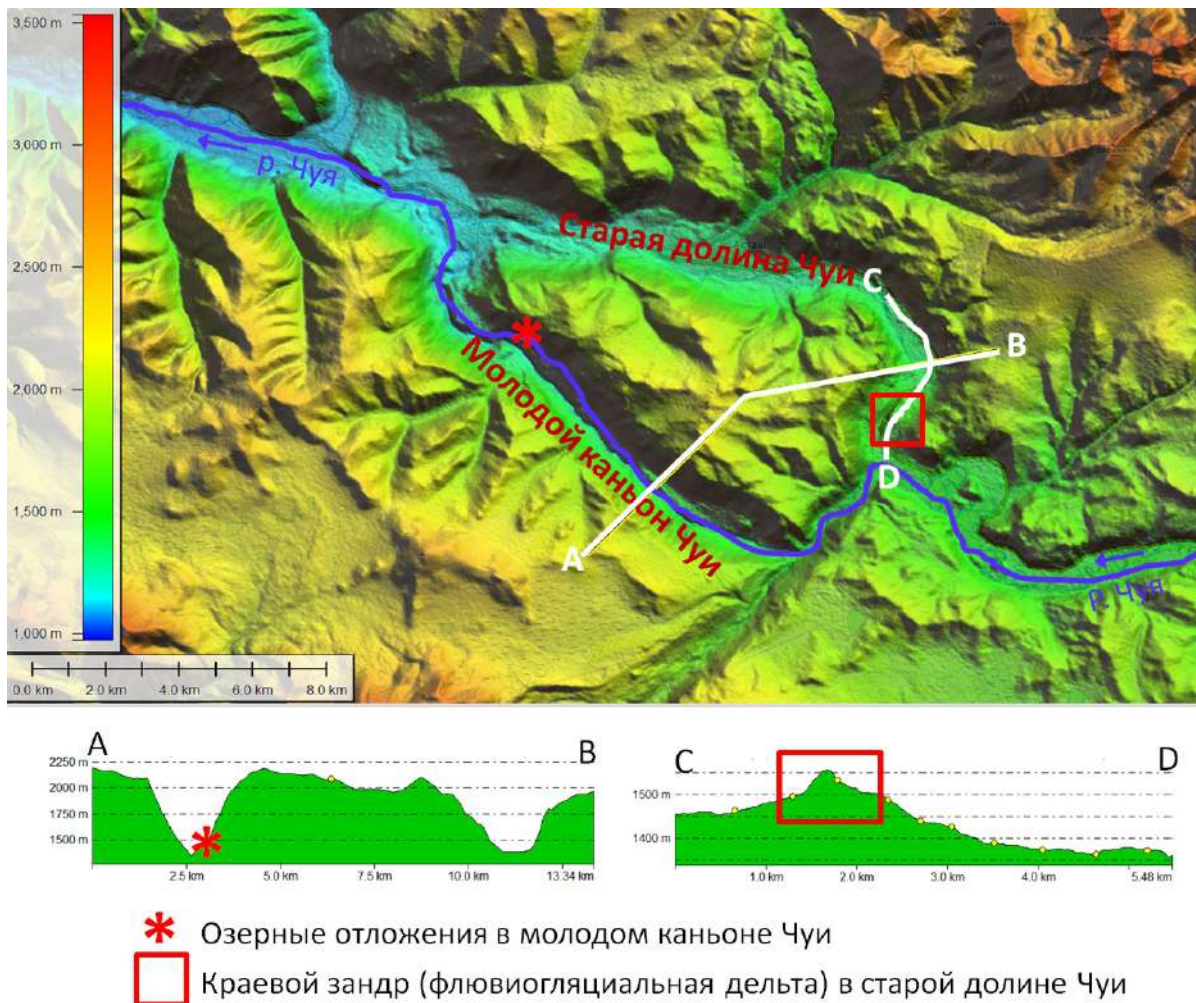


Рис. 1. Брошенная долина и молодой каньон р.Чуи в районе пос. Акташ.

Остается предполагать, что катафлювиальные толщи в долине Катунь были сформированы в более древние времена. Они могут быть связаны с тем же ледниково-подпрудным событием, что и перестройка долины Чуи в конце MIS 5, или с более древними мегапаводками времени дегляциации в MIS 6. В этом случае остаются без объяснения два факта. Первый – вполне надежная серия космогенных дат около 19 тыс.л. по глыбам на поверхности Яломанского бара ([15] с коррекцией [11]). Можно предположить, что эти даты относятся ко времени обнажения глыб из мегапаводковой толщи, а не к формированию самой толщи, однако механизм такого процесса пока неясен. Второе слабое звено – объяснение формирования гигантских валунных гряд на дне Курайской впадины, если считать, что спуск Курайского озера происходил не катастрофически, а постепенно. Таким образом, в вопросе хронологии алтайских мегапаводков еще остаются противоречия, что служит хорошим стимулом к продолжению исследований.

#### Выводы

1. Перестройка долины Чуи и формирование современного каньона были вызваны ледниковым подпруживанием в конце MIS 5 (80-90 тыс. л.н.). Это событие, вероятно, сопровождалось мощным паводком/паводками, распространявшимися вниз по течению к долине Катунь.

2. Катафлювиальные толщи и террасы-мегабары в долине Катунь на ее Яломанском участке не связаны с дренированием ледниково-подпрудных озёр последней ледниковой эпохи (MIS 2) в Курайской и Чуйской впадинах. Сформировавшие их мегапаводки имели место значительно раньше – в MIS 5 или в MIS 6.

*Исследования проводятся при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 19-17-00179).*

Список литературы:

- [1] Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозой (на примере Горного Алтая). – Томск, Изд-во Томского ун-та, 1992. 182 с.
- [2] Бутвиловский В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Томский ун-т, 1993. — 253 с.
- [3] Зольников И.Д. Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 69. М.: ГЕОС, 2009. С. 59-70.
- [4] Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катунь (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т.57. № 6. С.1184-1197.
- [5] Agatova A.R., Nepop R.K., Carling P.A., Bohorquez P., Khazin L.B., Zhdanova A.N., Moska P. Last ice-dammed lake in the Kuray basin, Russian Altai: New results from multidisciplinary research // Earth-Science Reviews. 2020. No.103183. doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103183
- [6] Baker, V.R., Benito, G., Rudoy, A.N. Paleohydrology of late Pleistocene superflooding, Altay Mountains, Siberia // Science 259, 1993, pp.348–350.
- [7] Baker, V.R. Global Late Quaternary fluvial paleohydrology: with special emphasis on paleofloods and megafloods. In: Wohl E.E. (Ed.), Fluvial Geomorphology. Treatise in Geomorphology 9. Elsevier, 2013, pp. 511–527.
- [8] Bohorquez P., Jimenez-Ruiz P.J., Carling P.A. Revisiting the dynamics of catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia // Earth-Science Reviews. 2019. Vol. 197. No.102892. P.1-20.
- [9] Carling P.A. Freshwater megaflood sedimentation: What can we learn about generic processes? // Earth-Science Reviews 125, 2013, pp.87–113.
- [10] Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., Zolnikov I.D., Oleszczak L. Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of paleoseismological and archaeoseismological studies // International Geology Review. 2017. V. 59 (3). P. 293–310.
- [11] Gribenski, N., Jansson, K.N., Lukas, S., Stroeven, A.P., Harbor, J.M., Blomdin, R., Ivanov, M.N., Heyman, J., Petrakov, D.A., Rudoy, A., Clifton, T., Lifton, N.A., Caffee, M.W. Complex patterns of glacier advances during the late glacial in the Chagan Uzun Valley, Russian Altai // Quat. Sci. Rev. 149, 2016, pp.288–305.
- [12] Herget, J., 2005. Reconstruction of ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. GSA Spec. Publ. 2015. 386 pp.
- [13] Herget J., Agatova A.R., Carling P.A., Nepop R.K. Altai megafloods – The temporal context // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 200. No. 102995. P.1-22.
- [14] Panin, A., Adamiec, G., Baryshnikov, G., 2015a. General description and absolute geochronology of the Bolshoi Yaloman exposure. In: Baryshnikov, G., Agatova, A., Carling, P., Herget, J., Panin, A., Adamiec, G., Nepop, R. (Eds.), Russian Altai in the Last Pleistocene and the Holocene – Geomorphological Catastrophes and Landscape Rebound (Fieldtrip Guide), pp. 41–47 Barnaul.
- [15] Reuther, A., Herget, J., Ivy-Ochs, S., Borodavko, P., Kubik, P.W., Heine, K. Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altai Mountains, Siberia, using cosmogenic in-situ <sup>10</sup>Be // Geology . Vol. 34, 2006, p.913–916.
-

## О СИНХРОННОСТИ ЗАВЕРШЕНИЯ ТРАНСГРЕССИЙ ЛАДОЖСКОГО И ИЛЬМЕНСКОГО ПАЛЕООЗЕР ~2.4. ТЫС.Л.Н. И ИХ КОРРЕЛЯЦИИ С МАКСИМУМОМ ПЫЛЬЦЫ ОЛЬХИ

**Н.И. Платонова, Г.М. Левковская, В.А. Лапшин**

Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,  
niplaton@gmail.com, ggstepanova@yandex.ru, vladimirlapshin51@yandex.ru

## ABOUT SYNCHRONOUS END OF THE LADOGA AND IL'MEN' LAKE TRANSGRESSIONS ~ 2.4. kyr B.P. CORRELATED WITH THE BEGINNING OF ALDER MAXIMUM

**N.I. Platonova, G.M. Levkovskaya, V.A. Lapshin**

Institute for the History of Material Culture RAS, St. Petersburg, Russia

Работа основана на изучении отложений трансгрессий/регрессий Ладожского и Ильменского палеоозер из разрезов низких геоморфологических уровней (высокие поймы, низкие поймы, низинные болота), надежно увязанных с палинозонами и <sup>14</sup>C-датировками.

**Приильменье.** Данные о голоценовых трансгрессиях и регрессиях оз. Ильмень приведены в ряде публикаций [3, 4]. Палинологическим эталоном для региона является спорово-пыльцевая диаграмма низинного болота Радбелик с пятнадцатью <sup>14</sup>C датами [11; 12]. На основе ее можно сделать два вывода.

Во-первых, трансгрессия Ильменя резко закончилась ~2,4 тыс. лет назад (далее: т.л.н.), что привело к быстрой смене озерного осадконакопления на болотное — началу формирования низинного торфа вместо глинистых песков и полному исчезновению находок водорослей, а также к прекращению доминирования пыльцы хвойных древесных пород или березы, которое сменилось господством пыльцы ольхи. Реконструируется очень быстрое распространение на освободившихся от воды пространствах ольховых топей с примесью лещины, дуба, вяза и липы.

Во-вторых, начиная с 1,5 т.л.н. фиксируется этап самого низкого уровня стояния грунтовых вод в Приильменье, обусловивший резкое сокращение площадей ольховых топей и замещение их лугами. Это могло быть связано с понижением базиса эрозии в момент разделения высокой и низкой поймы.

**Приладожье.** В 2019–2020 гг. Г.М. Левковской было проанализировано около 30 голоценовых спорово-пыльцевых диаграмм по материалам разрезов Приладожья (включая Нижнее Поволховье и Приневье), опубликованных Н.А. Гей, Е.С. Малясовой, Э.С. Плешивцевой, Л.А. Савельевой, И.В. Делюсиной, Д.В. Петровым и др. (библиографию см.: [8]). Выявлено два типа спорово-пыльцевых диаграмм: 1) для высокой террасы — с господством хвойных без максимума ольхи (рис. 1D); 2) для высокой поймы с максимумом пыльцы ольхи (рис. 1:В, 1:С).

**Страторайон низовья р. Назия.** На рис. 1 представлены два типа спорово-пыльцевых диаграмм (С и D), привязанных А.А. Никоновым к различным геоморфологическим уровням [10]. Диаграмма без максимума пыльцы ольхи (D) получена для 10,5-метровой террасы с отложениями максимума Ладожской трансгрессии. Вторая — с максимумом ольхи (С) — для отложений высокой поймы р. Назия. В ней (как и в разрезе Радбелик) представлены отложения конца Ладожской трансгрессии (соответствуют началу максимума пыльцы ольхи) и максимума регрессии, когда на смену господству ольховых топей приходит господство лугов.

**Страторайон низовья р. Волхов.** В районе Старой Ладogi отложения Ладожской трансгрессии подстилаются и перекрываются палеопочвами П1 и П2. В почве П2 встречена неолитическая гребенчато-ямочная керамика; для нее получены <sup>14</sup>C-даты от 5,1 до 4,5 т.л.н. [1]. Кровля верхней почвы П1 (пахотный слой) вмещает находки раннего средневековья. Для нее получено более 30 дат (по углю и древесине), в интервале ~1,3–1,5 т.л.н. [2, 7]. Доминируют значения дат ~1400–1490 <sup>14</sup>C л.н. [7].



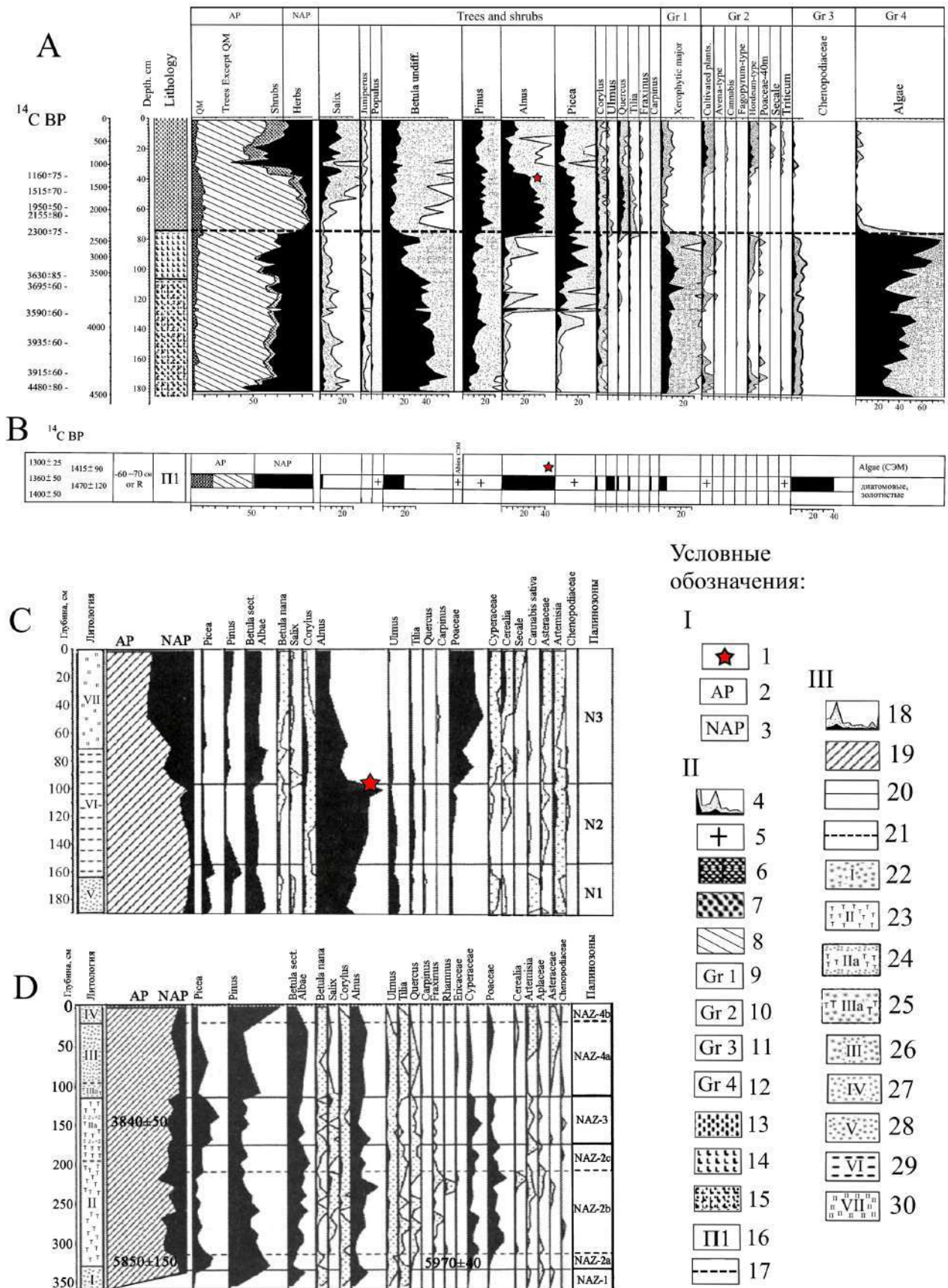


Рис. 1. Спорово-пыльцевые диаграммы отложений высокой террасы Ладожской трансгрессии, без максимума пыльцы ольхи (D) и низких геоморфологических уровней с максимумом пыльцы ольхи (A, B, C) хроносреза ~2400–1400 л. н., начало которого в Приильменье (A) и в Приладожье (C) совпадает с концом трансгрессии, а конец – с началом максимального понижения воды в гидрологической сети обоих районов (A, B, C).

**Условные обозначения.** А–D — разрезы: А — Приильменье. Низинное болото Радбелик с отложениями максимума пыльцы ольхи (~2,4–1,4 т.л.н.) [13] начало которого синхронно концу Ладожской трансгрессии; В — Южное Приладожье, низовья Волхова. Земляное городище Старой Ладogi: разрез отложений конца максимума ольхи и перехода к максимуму регрессии (<sup>14</sup>С-даты ~1,4–1,5 т.л.н.), отражающий начало замещения ольховых топей безлесными группировками (лебедовыми) [2; 8]; С–D — Юго-Западное Приладожье, низовья р. Назия: D — Назия 1, разрез 10,5-метровой террасы, с осадками Ладожской трансгрессии, в которую врезаны отложения высокой поймы; С — Назия 2, разрез 2,5-хметровой высокой поймы, с отложениями конца трансгрессии (совпадает с началом максимума пыльцы ольхи) и максимума регрессии, с господством пойменных лугов, удобных для земледелия [10].

**I – Общие условные обозначения на диаграммах А, В, С, D:** 1 — уровень, коррелируемый на трех диаграммах (А, В, С): конец максимума пыльцы ольхи и начало возрастания количества пыльцы травяно-кустарничковых растений (смена пойменных лесов, с примесью широколиственных пород, и притеррасных ольховых топей пойменными лугами); 2 — процент пыльцы древесных пород и кустарников AP; 3 — сумма пыльцы травяно-кустарничковых растений (NAP).

**II – Условные обозначения на диаграммах А, В:** 4 — процентное содержание пыльцы каждого таксона в комплексе и его содержание, увеличенное в 10 раз; 5 — находки пыльцы в количестве 1% и менее; 6–8 — дифференциация AP [12]: 6 — сумма пыльцы термофильных широколиственных древесных пород (QM); 7 — сумма пыльцы кустарников (Shrubs); 8 — сумма пыльцы прочих древесных пород (Trees exсept QM); 9–12 — различные группы травяно-кустарничковых растений, выделенные на неадаптированной опубликованной диаграмме разреза Радбелик [12]: 9 — группа 3A:b — сумма пыльцы наиболее ксерофильных растений: можжевельника (*Juniperus sp.*), подорожника ланцетолистного (*Plantago lanceolata L.*), горца птичьего (*Polygonum aviculare*), тополя (*Populus*) и др., из которых в почве 1 Старой Ладogi определены подорожник и тополь; 10 — группа 3C: сумма пыльцы злаков (*Poaceae*) размером более 40 мк, относимых к группе культурных злаков (*Cerealia*) и пыльца отдельных культурных растений — овса (*Avena sativa*), хмеля (*Humulus*), гречихи (*Fagopyrum-type*), ячменя (*Hordeum-type*), ржи (*Secale*), пшеницы (*Triticum*), из которых в почве 1 Старой Ладogi определено 1 пыльцевое зерно пшеницы; 11 — группа 3A:a — умеренно ксерофильные растения, из которых в почве 1 Старой Ладoge, Назии 1 и Назии 2 определена пыльца лебедовых (*Chenopodiaceae*); 12 — группа 4A: водоросли (*Algae*), из которых в П1 Старой Ладogi задокументированы (с помощью СЭМ) находки диатомовых и цист золотистых водорослей [8]; 13–17 — литология: 13 — низинный торф; 14 — глинистый ил; 15 — опесчаненный глинистый ил; 16 — Старая Ладoga, верх верхней погребенной почвы, подстилающей раннесредневековый культурный слой; 17 — палинологический / литологический рубеж, соответствующий концу озерной трансгрессии в низинном торфянике Радбелик (~2,4 т.л.н.) и началу максимума пыльцы ольхи.

**III — Условные обозначения на диаграммах С, D:** 18 — процентное содержание пыльцы каждого таксона в комплексе и его содержание, увеличенное в 10 раз; 19 — недифференцированная сумма пыльцы древесных пород (AP) (включая термофильные древесные породы (QM), кустарники (Shrubs) и проч. древесные растения); 20 — границы палинозон; 21 — границы палиноподзон; 22–30 — литология: 22 — пески мелкозернистые монолитные; 23 — торф с древесными остатками; 24 — торф с прослойками песка; 25 — песок с линзами торфа; 26 — пески тонкозернистые; 27 — песок гумусированный с корнями растений; 28 — мелко- и среднезернистый песок; 29 — суглинки; 30 — современная почва.

Для обеих почв, подстилающих культурный слой Старой Ладogi, авторами опубликованы СЭМ микрографии диатомовых водорослей, цист золотистых водорослей, пыльцевых зерен с различными типами патологии, а также микрографии, отражающие общие виды палинокомплексов [8]. В кровле П1 выявлен палинокомплекс с содоминированием пыльцы ольхи и рудеральных сорняков (лебедовых), что свидетельствует о начале перехода к максимуму регрессии.

**Корреляции.** Время максимума трансгрессии: в Приладожье (Назия 1) формируется 10,5-метровая терраса с господством пыльцы хвойных пород и березы (без максимума ольхи) (рис. 1D). Палинокомплекс сходен с комплексами донных проб с поверхности современных отложений Ладожского озера, опубликованных Г.М. Левковской, И.В. Делюсиной и Л.А. Савельевой.

Таблица 1. Радиометрические даты отложений начала регрессии Ильменского (Радбелик) и Ладожского (Невский Пятачок) палеозер

№	Разрез	Материал	<sup>14</sup> C-даты	Индекс	Калибр. значение	Источник
1	Радбелик	древесина	2300±75 л.н.	Ua-3793	449–237 гг. до н.э.	11, 12
2	Невский пяточок	Торф	2330±60 л.н.	ЛУ-2165	459–247 гг. до н.э.	6
3	Невский пяточок	Торф	2470±40 л.н.	ЛУ-2486	550–355 гг. до н.э.	6

Время начала регрессии: в Приильменье и Приладожье озерное осадконакопление сменяется на болотное. В обоих районах это совпадает с началом максимума пыльцы ольхи, которому соответствует датировка ~2,4 т.л.н. (Радбелик). Близкие датировки получены для базального горизонта торфов в разрезе Невский Пятачок (табл. 1), перекрывшего отложения трансгрессии. Они свидетельствуют о том, что в указанный период Ладожская трансгрессия уже закончилась, и образовалась р. Нева [6].

Время максимума регрессии: сокращение площадей ольховых топей и замещение их безлесными группировками, как в Приладожье (Назия, Старая Ладога), так и в Приильменье (Радбелик). Этому этапу соответствуют даты отложений из кровли останца высокой поймы, на котором возникло Староладожское поселение (1,5–1,3 т.л.н). Калиброванные значения дат ~ 400–700 гг. [7].

**Заключение.** В разное время проблемами Ладожской трансгрессии в связи с возникновением Невы занимались: И. Айлио, А.Л. Александровский, Х.А. Арсланов, Г.С. Бискэ, Н.Н. Верзилин, Н.Н. Давыдова, П.М. Долуханов, О.М. Знаменская, Д.Д. Квасов, Б.И. Кошечкин, Д.Б. Малаховский, К.К. Марков, А.А. Никонов, М. Саарнисто, Т.В. Сапелко, Д.А. Субетто, М.В. Шитов, И.М. Эрман, и др. Библиографию см.: [8; 9].

Господствует точка зрения, что сток из Ладоги в Балтику осуществлялся через северную часть Карельского перешейка. Из-за его изостатического поднятия сток из Ладожского озера прекратился, после чего в результате прорыва воды образовалась Нева, и сток стал происходить через нее. По данным разных исследователей возраст этого события от 3,8 до 2,0 т.л.н.

По палинологическим данным в Приильменье имели место два этапа земледельческой активности населения, относившиеся, соответственно, к сер. I тыс. до н.э. и середине I тыс. н.э. (~540-680 гг. н.э.) [4]. Первый соответствует времени начала регрессии (Радбелик, Назия), второй — периоду ее максимума (Радбелик, Назия, Старая Ладога). Наши работы подтверждают данные А.Г. Фурсьева, согласно которым в VII в. на Северо-Западе освободились от воды обширные плодородные поймы, благоприятные для земледелия.

Проведенные нами исследования позволили выявить два палинологических маркера: 1) для начала регрессии оз. Ладожского и Ильменя; 2) для начала наиболее низкого стояния воды в гидрологической сети обоих районов. Оба маркера актуальны для низких геоморфологических уровней (высокие поймы, низкие поймы, низинные болота). Маркером конца трансгрессии является начало максимума пыльцы ольхи, датированное по <sup>14</sup>C 2,42–2,25 т.л.н. (калибр. ~500–300 гг. до н.э.). Маркер начала максимума регрессии – это конец максимума ольхи и начало замещения ольховых топей пойменными лугами или рудеральными группировками. Его возраст по <sup>14</sup>C 1,5–1,3 т.л.н. (калибр. 400-700 гг. н.э.). С этим этапом связано, по-видимому, обособление высокой и низкой пойм.

*Работа подготовлена при поддержке РФФИ, проект № 18-09-40111.*

## Список литературы:

- [1] Александровский А.Л., Александровская Е.И. Результаты исследований культурного слоя и почв на Варяжской улице в Старой Ладоге // Новое в археологии Старой Ладоги: материалы и исследования / Платонова Н.И., Лапшин В.А. (отв. ред.). – СПб.: ИИМК РАН; Невская книжная типография, 2018. – С. 168–180.
- [2] Александровский А.Л., Арсланов Х.А., Давыдова Н.Н., Долуханов П.М., Зайцева Г.И., Кирпичников А.Н., Кузнецов Д.Д., Лавенто М., Лудикова А.В., Носов Е.Н., Савельева Л.А., Сапелко Т.В., Субетто Д.А. Новые данные относительно трансгрессии Ладожского озера, образования реки Невы и земледельческого освоения Северо-Запада России // Доклады РАН. – 2009. – Т. 424 – № 5. – С. 682–687.
- [3] Еремеев И.И. Новые археологические данные о динамике увлажненности Северо-Запада России во II тыс. до н.э. — I тыс. н.э. (по материалам поселений Ильмень-Волховского региона) // Археология Владимиро-Суздальской земли. Материалы науч. семинара. – Вып. 8. – М., 2018. – С. 39–58.
- [4] Еремеев И.И., Дзюба О.Ф., Лисицына О.В. Древнее расселение и земледелие на восточном берегу оз. Ильмень по данным археологии и палеогеографии // Записки ИИМК РАН. – 2007. – № 2. – С. 215–256.
- [5] Левковская Г.М. О распределении пыльцы и спор в поверхностном слое донных отложений Ладожского озера // История озер Северо-Запада. Л.: Всесоюзное Геогр. общ-во. 1967. С. 140–145.
- [6] Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Козырева М.Г., Джиноридзе Р.Н. Новые данные по голоценовой истории Ладожского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы. – СПб.: РАН; РГО, б/и, 1993. – С. 61–73.
- [7] Платонова Н.И. О хронологии древнейших культурных отложений Ладоги // *Dísablót*. Сборник статей коллег и учеников к юбилею Е.А. Мельниковой. – М.: Квадрига, 2021. – С. 223–231.
- [8] Платонова Н.И., Левковская Г.М., Брицкий Д.А., Карцева Л.А., Лапшин В.А., Григорьева Н.В., Миляев П.А., Збукова Д.В., Александровский А.Л., Шадрина С.Н., Балашова Н.Б., Киселев Г.А., Чавчавадзе Е.С. Старая Ладога: СЭМ-исследования растительных остатков из палеопочв, разделенных отложениями Ладожской трансгрессии. Новые материалы и старые проблемы // Археологические вести. – Вып. 30. – СПб., 2020. – С. 163–199.
- [9] Сапелко Т.В., Терехов А.В., Амантов А.В. Ладожская трансгрессия: реконструкция финальной стадии и последующего спада в северной части озера // Региональная геология и металлогения. – 2018. – № 75. – С. 23–34.
- [10] Семёнова Л.Р., Савельева Л.А., Никонов А.А. Новые данные по палеогеографии среднего и позднего голоцена юго-западного Приладожья // VI Всерос. совещание по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, ИГМ СО РАН, 2009. – С. 545–548.
- [11] Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Плешивцева Э.С., Мараков А.Я. Позднеголоценовые изменения уровня Волхова в районе Старой Ладоги // Вестник СПбГУ. СПб., 2005. Сер. 7. № 3. С. 3–16.
- [12] Königsson L.-K., Possnert G. Pollen Analysis Covering the past 4000 Radiocarbon Years of Culture Landscape of the Novgorod Area, Russia // Environment and Vikings / Eds. U. Miller, H. Clarke. – Birka studies 4. – 1997. – Vol. 52. – Pp. 73–89.
- [13] Königsson L.-K., Possnert G., Hammar Th. Economical and Cultural Change in the Landscape Development at Novgorod, Russia // Tor. – Uppsala, 1997. – Pp. 353–387.

## ШЕСТЬДЕСЯТ ЛЕТ ИЗУЧЕНИЯ НИЖНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Э.С. Плешивцева<sup>1</sup>, В.Г. Ауслендер<sup>1</sup>, М.В. Шитов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Без аффилиации, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург, Россия, envigeo@yandex.ru

## SIXTY YEARS OF STUDYING THE LOWER PLEISTOCENE OF THE NORTH-WEST OF RUSSIA: RESULTS AND PROSPECTS

E.S. Pleshivtseva<sup>1</sup>, V.G. Auslender<sup>1</sup>, M.V. Sheetov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Without affiliation, Saint Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia

В 1961 г. – шестьдесят лет назад – завершились работы под руководством Л.Ф. Соколовой по инженерно-геологической съемке в Подпорожском районе Ленинградской области. В ходе этих работ на левом берегу р. Свирь у дер. Шеменичи скважиной № 16 была вскрыта подморенная толща – плотные серые тонкозернистые глинистые пески и алевроиты, которые залегают на верхнедевонских отложениях. Эту толщу мощностью 36,5 м Л.Ф. Соколова отнесла к лихвинскому межледниковью, хотя палинологии ЛГУ, изучавшие образцы – Е.С. Малясова и Е.А. Спиридонова – отметили участие плиоценовых элементов флоры и отсутствие изменений растительности по разрезу, что «...ставит под вопрос датировку данных осадков как четвертичные» (заключение Е.С. Малясовой). Спустя три года на Совещании по стратиграфии и палеогеографии четвертичных отложений коллектив авторов во главе с М.Е. Вигдорчиком предложил выделить в основании четвертичной толщи Северо-Запада неоген-четвертичный «свирский комплекс» [3; с. 1].

Поскольку в основании «свирского комплекса» тилл был неизвестен, а «... Спорово-пыльцевая характеристика ... отложений не сопоставляется с лихвинской, или какой-либо межледниковой», М.Е. Вигдорчик предполагал, что «...здесь впервые на Северо-Западе, обнаружены осадки, сформировавшиеся в период заложения древних долин...в неоген-четвертичное ...время» [6; с. 7]. Эти отложения он затем выделял как «свирская свита» [5; с. 218] и как «свирский горизонт» [4; с. 163]). В том же смысле – для наименования регионального стратона, образование которого относится к «...предледниковью – периоду, непосредственно предшествовавшему материковому оледенению» [4; с. 163]) – термин «свирский горизонт» использовал Д.Б. Малаховский [8; с. 99].

В 1961–1967 гг. в ходе геологосъемочных работ под руководством М.Е. Вигдорчика в среднем течении р. Свирь и юго-западном Прионежье были обнаружены несколько новых разрезов «неоген-четвертичных» отложений. Среди них наиболее представительными оказались разрезы скв. 3 у железнодорожной ст. Пай на юге Карелии и скв. 23 на р. Тукша в дер. Игнатовское (Игнатовские Бараки) в Подпорожском районе Ленинградской области. В первичном описании М.Е. Вигдорчика тилл в основании обоих разрезов отсутствовал. В начале 1970 гг. В.Г. Ауслендер при повторном изучении керна скв. 3 в основании разреза на глубине 75,0–88,15 м обнаружил тилл мощностью 13,15 м. Это заключение В.Г. Ауслендера о генезисе отложений поддержал Д.Б. Малаховский, который отнес вышележащую межморенную толщу к новому стратону – пайскому (первому межледниковому) горизонту нижнего неоплейстоцена [9; с. 19], а термин «свирский горизонт» преокупировал, используя его для обозначения второго нижнеплейстоценового – свирского или вёксинского межледниковья [9; с. 20]).

Представления Д.Б. Малаховского нашли отражение в Унифицированной стратиграфической схеме четвертичных [11], согласно которой в нижнем неоплейстоцене региона выделяется два ледниковых – прионежский (стратотип – разрез скв. № 3, Пай) и окский (пичугский), а также два межледниковых горизонта – пайский (скв. № 3, Пай) и свирский (скв. № 23, Игнатовское).

Древнейший (прионежский), в полных разрезах – шестой от поверхности – тилл в основании четвертичной толщи Северо-Запада был давно известен на Онежско-Ладожском перешейке [7; с. 51–52]]. Однако только в разрезе скв. 3, прионежский тилл перекрыт мощной хорошо охарактеризованной палинологическим методом нижнеплейстоценовой межледниковой толщей. Поэтому выбор указанного разреза в качестве стратотипа прионежского горизонта был вполне оправдан. Его единственное известное описание приведено Д.Б. Малаховским, согласно которому он «... представлен плотным красновато-бурым суглинком с включениями плохо окатанного гравия, гальки и валунов кварцитов, диабазов и гранитов» [9; с. 19]. Этих сведений о структурно-текстурных особенностях, вещественном составе и характере залегания недостаточно – указанный стратон до сих пор остается *nomen nudum*.

Еще Д.Б. Малаховский [9; с. 20] и, в неявной форме, М.Е. Вигдорчик [4; с. 162, рис. 5], отмечали тиллы – предполагаемые корреляты донского горизонта – перекрытые свирскими межледниковыми отложениями в разрезах Онежско-Ладожского перешейка (ст. Орзega у Петрозаводска, пос. Матросы, ст. Пай) и у дер. Харагеничи на Вепсовской возвышенности. Тем не менее, в начале 1980 гг. при разработке Унифицированной схемы, эти данные были сочтены ненадежными. Признавалось, что достоверные следы второго раннеплейстоценового оледенения – тилл между отложениям пайского и свирского горизонтов – на Северо-Западе не известны [11; с. 15].

В 1986 г. – в год опубликования Унифицированной схемы, были завершены работы под руководством Н.А. Александровой по геологической съемке северной части Тихвинского бокситоносного района. В ходе этих работ скв. № 224 на р. Урья у дер. Лукино был вскрыт мощный тилл между отложениями пайского и свирского горизонтов, детально изученными при помощи спорово-пыльцевого метода (палинологи – Э.С. Плешивцева и В.И. Семичева). Тем самым пробел в Унифицированной схеме был заполнен и по предложению Н.А. Александровой второй нижнеплейстоценовый ледниковый горизонт Северо-Запада получил название «урьинского». Урьинские ледниковые, флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения в ранге горизонта, слоев с географическим названием и свиты были включены в серийные легенды Ильменской и Тихвинско-Онежской серий 1987 и 1999 гг. Урьинский горизонт оставался условно-валидным подразделением до Постановления МСК 2002 г. Тем не менее, никаких данных о характере залегания, структурно-текстурных особенностях и вещественном составе отложений урьинского горизонта не опубликовано и это подразделение до сих пор остается *nomen nudum*.

Последние новые разрезы отложений нижнеплейстоценовых отложений Северо-Запада были обнаружены в 1983–1988 гг. при геологической съемке Тихвинского района под руководством И.М. Задорожного и затем изучены при помощи спорово-пыльцевого метода (палинологи – Э.С. Плешивцева и Е.С. Малясова). С тех пор, то есть уже на протяжении более 30 лет, разрезы нижнего плейстоцена на Северо-Западе не изучались.

В настоящее время на территории региона известны 18 разрезов нижнеплейстоценовых отложений. Авторами была проведена ревизия первичных геологических и микропалеонтологических данных, что позволило уточнить распространение, строение и условия формирования отложений нижнего плейстоцена. Разрезы окского горизонта широко распространены на Северо-Западе и он легко распознается по лихвинским палиноспектрам кроющих отложений, поэтому ниже мы их рассматривать не будем.

Стратотипический разрез **прионежского** горизонта в скв. 3 (Пай) не дает минимальной необходимой информации о литологическом составе подразделения – не сохранилось никаких его описаний, кроме краткой характеристики Д.Б. Малаховского [9; с. 19]. Хорошим гипостратотипом является разрез скв. 224 на р. Урья у дер. Лукино, где прионежский тилл имеет мощность 11,7 м и вскрыт в интервале 177,8–189,5 м глубины на абсолютных отметках от -39,5 до -27,8 м абс. Он представлен серой валунной супесью, в которой обломочный материал на 10% представлен обломками местных известняков, а остальное –

кристаллические породы Балтийского щита. Перекрыт прионежский тилл отложениями пайского межледникового горизонта.

В подошве прионежского тилла на коренных породах верхнего девона залегает аллювий времени заложения погребенных долин – пачка мощностью 10,5 м, представленная разнозернистыми песками, средне- и хорошо окатанными гравием и галькой, в которых обломки местных пород составляют 25–40%. В гравийно-галечной пачке зафиксированы два прослоя мощностью 1,0–2,0 м плотных коричневых суглинков с текстурами течения. Эти суглинки, видимо, представляют собой делювиальные образования на борту древней долины и/или солифлюксий начала прионежского времени.

Отложения **пайского** горизонта мощностью около 20 м в ясной стратиграфической позиции известны в нескольких представительных разрезах – скв. 3, скв. 23 и скв. 224 в Ленинградской, скв. 139/140 (Векса) в Вологодской и скв. 50 (Филиповщина) в Новгородской областях. Они, как правило, представлены озерными горизонтально-слоистыми коричнево-серыми песчанистыми алевро-глинистыми отложениями, иногда – ленточного типа.

В пайских палиноспектрах доминирует пыльца сосны и древовидных берез, при значительном участии пыльцы ели (до 35%), ольхи (до 24%) и широколиственных пород (до 15%, преимущественно пыльца граба); в составе пыльцы травянистых растений велико участие пыльцы полыней и маревых. Характерные таксоны – сосны секций *Eupicea*, *Haploxylon*, *Strobilus* и *Cembra*, *Pinus sibirica*, *Picea sec. Omorica*, *Abies* sp., *Larix* sp., *Tilia cordata*, *T. platyphyllos*, *T. tomentosa*, *Ulmus laevis*, *U. campestris*, *Fagus*, *Ilex*, *Tsuga*, *Myrica*, *Juglans*, *Carya*, *Ligustrina amurensis*, *Osmunda claytoniana*, *O. regalis*, *O. cinnamomea*, *Coniogramme fraxinea*, *Salvinia natans* [10].

В палиноспектрах отложений пайского горизонта в скв. 224 и скв. 50 фиксируются закономерные изменения по разрезу, отражающие развитие растительности в ходе межледникового климатического ритма. Так, в разрезе скв. 224 выделяются *начальная фаза* – зона пыльцы берез, ольхи и сосны; *зона берез, лещины и сосны с участием пыльцы широколиственных и первым максимумом пыльцы ели*; *пайский климатический оптимум* – зона берез и ольхи с максимумом пыльцы широколиственных пород, кульминацией кривых спор *Osmunda regalis* и *O. cinnamomea* и *финальная фаза* – зона сосны и ольхи со вторым максимумом пыльцы ели.

В стратотипическом разрезе скв. 224 на р. Урья у дер. Лукино отложения **урьинского** горизонта мощностью 52,6 м вскрыты в интервале 106,0–158,6 м глубины на абсолютной высоте от 44,0 до -8,6 м и представлены тиллом и флювиогляциалом. Их возраст надежно обоснован по стратиграфическому положению между отложениями пайского и свирского горизонтов. Тилл – диамиктон суглинистый и супесчаный, коричневатого-серого и серого цвета, плотный, иногда с текстурами течения, с валунами местных, а также метаморфических и магматических пород, в том числе – выветрелых гипербазитов (до 7%). Урьинский флювиогляциал до 2,1 м мощностью представлен песком разнозернистым светло-коричневым кварц-полевошпатовым с гравием и галькой (до 30–40%) метаморфических и магматических пород, в том числе – выветрелых гипербазитов (до 7%), а также местных пород; он встречается внутри тилла на трех стратиграфических уровнях. Выделение межледниковых/межстадиальных отложений («урьинский лимногляциал») отраженное в серийных легендах (1987 и 1999 гг.) является ошибочным – за него принимали отторженец из отложений пайского горизонта.

При стратификации **свирского** горизонта в разрезе скв. 23 Д.Б. Малаховский [9], отнес его ко второму раннеплейстоценовому межледниковью по окскому возрасту кроющего тилла, который установила Е.А. Спиридонова по лихвинскому составу пыльцы вышележащих межледниковых отложений [8]. В этом разрезе над свирскими отложениями залегает пять разновозрастных горизонтов ледниковых и водно-ледниковых отложений [1, 4, 7] и отнесение самого нижнего из них к окскому горизонту представляется необоснованным. Именно поэтому М.Е. Вигдорчик в разрезе скв. 23 выделил выше свирского горизонта два

окских ледниковых горизонта, разделенных «оятским» межледниковым [4]. Первый окский ледниковый горизонт М.Е. Вигдорчика является, очевидно, урьинским в современной терминологии. Отсюда следует, что нижележащая межледниковая толща относится к отложениям первого раннеплейстоценового межледниковья, то есть к пайскому горизонту, а вышележащая – «лихвинская» Д.Б. Малаховского или «оятская» М.Е. Вигдорчика – относится ко второму межледниковью, то есть к свирскому горизонту в современной терминологии. Д.Б. Малаховский и Е.А. Спиридонова отнесли «оятские межледниковые» отложения М.Е. Вигдорчика к лихвинским также ошибочно, как до этого к лихвинским неверно отнесла «свирские» отложения Л.Ф. Соколова в разрезе скв. № 16, в котором подморенные отложения «свирского комплекса» [6] в действительности являются пайскими в современном понимании.

Стратотип свирского горизонта в разрезе скв. 23 не является валидным. Вместо свирского Д.Б. Малаховский [9] описал отложения пайского горизонта. Отложения собственно свирского горизонта в этом разрезе имеют мощность всего 6,1 м и этот интервал разреза, очевидно, не может быть использован в качестве стратотипа. В качестве гипостратотипа могут быть выбраны парастратотип в разрезе скв. 139/140 (Вёкса), скв. 332 (Чогручей) или скв. № 224 на р. Урья в дер. Лукино. Принципиальным недостатком вексинского разреза и скв. 332 является отсутствие достоверного урьинского тилла. Поэтому в качестве гипостратотипа следует использовать разрез скв. 224, в котором отложения свирского горизонта мощностью 23,5 м вскрыты в интервале 82,5–106,0 м глубины на абсолютных отметках 67,5–44,0 м выс. Они залегают в ясной стратиграфической позиции на урьинском тилле и представлены тонкослоистыми серыми и коричневыми глинами и алевролитами с редкими зернами гравия.

В палиноспектрах свирских отложений господствует пыльца древовидных видов берез, ольхи и сосны при значительном участии пыльцы ели (до 20%) и широколиственных пород (до 8%, в основном – граба и вяза); в составе пыльцы травянистых растений велико участие пыльцы полыней и маревых. Показательными таксонами являются сосны секций *Haploxyton* и *Strobus*, *Picea sec. Omorica*, *Picea obovata*, *Abies sibirica*, *A. alba*, *Ulmus laevis*, *U. glabra*, *Quercus robur*, *Lonicera xylosteum*, *Dianthus deltoides*, *Fagus*, *Ilex*, *Tsuga*, *Juglans* [10].

В разрезе скв. 224 палиноспектры свирских отложений обнаруживают закономерные изменения по разрезу и отражают климатическую ритмику свирского времени. Выделяются начальная фаза – зона берез с максимумом пыльцы сосны и ели при участии пыльцы широколиственных; свирский климатический оптимум – зона берез и ольхи с максимумом пыльцы широколиственных пород и лещины с максимумом водных растений с пыльцой термофильных экзотов *Trapa natans* и *Brasenia*, а также кульминацией кривых спор *Osmunda regalis* и *O. cinnatomea*; финальная фаза – зона берез и ольхи с незначительным участием пыльцы хвойных, максимумом пыльцы *Betula nana* и полыней при отсутствии пыльца широколиственных и реликтов. По сравнению с пайскими, в свирских палиноспектрах реже встречается пыльца *Tsuga*, *Ilex*, *Fagus*, *Picea sec. Omorica*, *Picea cf. schrenkiana* и *Myrica*. Кроме того, свирские флоры более дифференцированы во времени, чем пайские. Эти особенности являются признаками, по которым свирские отложения можно отличить от пайских. В неполных разрезах или в отсутствии урьинского тилла их распознавание часто оказывается ненадежным.

В парастратотипе свирского горизонта – скв. 139/140 (р. Вёкса) в составе вексинской свиты, прежде полностью относимой к части свирского горизонта [8], в нижней части разреза Э.С. Плешивцевой [10] был выделен интервал с реликтами плиоценовой флоры, не известными во флорах пайского и свирского межледниковий – *Pinus cf. prosibirica* и *P. cf. mirabilis*, описанными Е.Н. Анановой для плиоценовых отложений. Кроме того, отмечена пыльца *Abies cf. firma*, *Picea cf. schrenkiana*, *P. sec. Omorica*, *Pinus sec. Strobus*, *P. sec. Cembra*, а также *Juglans*. Такое своеобразие ископаемых флор позволяет относить нижнюю часть вёксинской свиты к межледниковой эпохе, более древней, чем пайская или свирская. Эту межледниковую эпоху Э.С. Плешивцева предложила назвать «молотовская» [10; с. 95]. В



таким случае вышележащая толща проблематичного генезиса (солифлюксий?) является коррелятом прионежского горизонта, а размытый тилл в основании разреза – древнейшим («домолотовским») и до сих пор не имеющим своего места в стратиграфической схеме Северо-Запада.

Это предположение находит подтверждение и в разрезе скв. 266 (Ильмоватица, Вологодская область), в котором 3-метровая пачка с палиноспектрами «пайско-молотовского типа» *согласно* залегает на слоях с флорой таксодиевых и анакардиевых (грязовецкие слои?). Она перекрыта тиллом, который, вероятно, является коррелятом «домолотовского» тилла в разрезе Вёкса. Отсюда можно предполагать, что именно этой пачкой начинается разрез плейстоцена Северо-Запада и вместе с ней, «домолотовским», «молотовским» и вышележащими известными горизонтами, выделяется 8 климатолитов, соответствующих, видимо, 8 ступеням нижнего плейстоцена общей стратиграфической шкалы квартера. Эти климатолиты надежно выделены по хорошо распознаваемым в разрезе тиллам и по палинологическим данным в длинных разрезах межледниковых отложений однообразного литологического состава, то есть они заведомо связаны с крупными палеоклиматическими событиями, а формирование изученных палиноспектров было свободно от влияния локальных факторов.

Бесспорный интерес вызывает гипотеза А.А. Величко с соавторами о более древнем, чем сейчас принято считать, возрасте прионежского, пайского и свирского горизонтов, которые они отнесли к ортозоне Матуяма, то есть к эоплейстоцену [2; с. 150, 152]. Эта гипотеза допускает проверку, так как недавно были обнаружены выходы, предположительно, отложений свирского горизонта в береговых обрывах р. Свирь, пригодные для изучения палеомагнитным методом.

Список литературы:

- [1] Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. «Наука». М., 1974. 319 с.
- [2] Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Корреляция природных событий ледникового и перигляциального плейстоцена Восточной Европы в связи с проблемами хроностратиграфии // Бюллетень региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Центру и Югу Русской платформы. Вып. 5. М., РАЕН, 2012. С. 149–161.
- [3] Вигдорчик М.Е., Ауслендер В.Г., Знаменская О.М., Соколов Н.Н., Саммет Э.Ю., Спиридонова Е.А., Савинов Ю.А., Котлукова И.В., Калугина Л.В., Клейменова Г.И., Лаврова М.А., Плешивцева Э.С., Хомутова В.И., Черемисинова Е.А. Сводный стратиграфический разрез четвертичных отложений Северо-Запада Европейской территории СССР по данным новейших исследований / Тез. докл. к совещанию по стратиграфии и палеогеографии четвертичных отложений Северо-Запада. Л., 1964. С. 1–2.
- [4] Вигдорчик М.Е., Ауслендер В.Г., Долуханов П.М., Знаменская О.М., Резник В.С., Агранова Д.А., Гайгерова Л.А. Геохронология и периодизация плейстоцена Северо-Запада Русской равнины / Проблемы периодизации плейстоцена. Под ред. В.А. Зубакова и С.М. Цейтлина. Изд-во ВГО СССР. Л., 1971. С. 138–168.
- [5] Вигдорчик М.Е., Гарбар Д.И., Кабаков Л.Г., Оганесова А.М., Орлова С.Д., Пырерко Б.А., Спиридонова Е.А. Развитие структурного плана юго-западного обрамления впадины Онежского озера / История озер Северо-Запада. Под ред. Д.Д. Квасова. Л., 1967. С. 217–234.
- [6] Вигдорчик М.Е., Калугина Л.В., Клейменова Г.И., Спиридонова Е.А. Стратиграфия четвертичных отложений Онежско-Ладожского перешейка и южного Прионежья / Тез. докл. к совещанию по стратиграфии и палеогеографии четвертичных отложений Северо-Запада. Л., 1964. С. 6–8.
- [7] Геология четвертичных отложений Северо-запада Европейской части СССР. Под ред. Н.И. Апухтина и И.И. Краснова. «Недра». Л., 1967. 344 с.
- [8] Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР. Под ред. Д.Б. Малаховского и К.К. Маркова. «Наука», Л., 1969. 256 с.
- [9] Малаховский Д.Б. Геоморфология и история плейстоцена северо-запада РСФСР. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. М., 1972. 59 с.

[10] Плешивцева Э.С. Палинostrатиграфия плейстоцена северо-запада Русской равнины в пределах Ленинградской, Псковской, Новгородской и Вологодской областей / Сборник статей сотрудников ФГУП «Петербургская комплексная геологическая экспедиция». СПб, 2011. С. 92–100.

[11] Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (Л., – Полтава – М., 1983 г.). Под ред. И.И. Краснова и Е.П. Зарриной. Север и Северо-Запад Восточно-Европейской платформы. Л., ВСЕГЕИ, 1986. с. 14 – 24.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИСТОРИИ ПЛЕЩЕЕВА ОЗЕРА В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ**  
**А.И. Рудинская<sup>1</sup>, Е.А. Контантин<sup>1</sup>, Л. Гедминиене<sup>2</sup>, Г. Вайкутиене<sup>3</sup>, С. Суздальев<sup>4</sup>,  
 Р. Тарашкевичус<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, paleoarchives@yandex.ru

<sup>2</sup> Национальный исследовательский центр Литовской академии наук, Вильнюс, Литва,  
 laura.gedminiene@gamtc.lt, ricardas.taraskevicius@gamtc.lt

<sup>3</sup> Вильнюсский университет, Вильнюс, Литва, giedre.vaikutiene@gf.vu.lt

<sup>4</sup> Клайпедский университет, Клайпеда, Литва, sergej.suzdalev@apc.ku.lt

**LATE HOLOCENE HISTORY OF THE PLESCHEEVO LAKE**

**A.I. Rudinskaya<sup>1</sup>, E.A. Konstantinov<sup>1</sup>, L. Gedminienė<sup>2</sup>, G. Vaikutienė<sup>3</sup>, S. Suzdalev<sup>4</sup>,  
 R. Taraškevičius<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Nature Research Centre, Vilnius, Lithuania

<sup>3</sup> Vilnius University, Vilnius, Lithuania

<sup>4</sup> Klaipeda University, Klaipeda, Lithuania

Современные представления об истории Плещеева озера опираются главным образом на материалы, полученные в результате геолого-съёмочных работ, проводившихся в 50-80-е годы XX века [3] и результаты отдельных исследований в последние десятилетия [1, 2, 6]. Тем не менее, данных о голоценовой истории озера (колебаниях уровня, изменении трофности, темпах осадконакопления, ритмах эрозии на водосборе) сравнительно мало.

Нами были проведены буровые работы на трех участках акватории озера Плещеева: 1) профиль через подводные террасы на восточном борту (получены четыре колонки, длина каждой 3-3,5 м); 2) подводная терраса западного борта (колонка длиной 3,85 м); 3) северо-западная часть глубоководной осевой ложбины (две колонки общей длиной 3,40 м). Бурение на первом и втором участках выполнялось поршневым озерным буром Ливингстона, на третьем участке бурение осуществлялось с помощью бура Несье. Для озерных отложений из буровых колонок был выполнен гранулометрический анализ и определение потерь при прокаливании. Гранулометрический анализ выполнялся лазерно-дифрактометрическим методом на анализаторе размеров частиц Malvern Mastersizer 3000. Для буровой колонки из наиболее глубокой части озера (скважина PLESH-4 глубиной 2,6 м) были также проведены измерения магнитной восприимчивости, анализ элементного состава, споровопыльцевой и диатомовый анализ. В ходе анализа элементного состава с помощью оборудования EDXRF Spectro Xepos [7] было определено содержание 33 элементов. Препараты для диатомового анализа были приготовлены по стандартной методике [4] для интервала 2 см с шагом в 10 см. В каждом препарате была определена видовая принадлежность более 1000 створок диатомей. Споровопыльцевой анализ проводился по стандартной методике [5] с шагом 10 см. Также для отложений из колонки PLESH-4 в лаборатории Национального исследовательского центра Литвы было выполнено радиуглеродное датирование 7 образцов жидкостно-сцинтилляционным методом.

Вскрыто строение подводной террасы восточного борта ванны Плещеева озера (глубина 5-8 м). Терраса представлена толщей слоистых супесчано-суглинистых отложений, практически лишенных органической компоненты. В осевой ложбине Плещеева озера

отложения в представлены органо-минеральным илом с содержанием органического вещества от 18 до 30%. В гранулометрическом составе преобладает глинисто-алевритовая фракция, максимальное содержание которой (около 90%) наблюдается на глубинах 70-120 см; на глубинах 0-70 и 140-340 отмечается более высокое (до 10%) содержание мелко- и среднезернистого песка.

С помощью кластерного анализа на основе видовых ассоциаций выделено 5 интервалов (DZ - diatom zones, табл. 1).

Донные отложения на глубинах 140-330 см керна характеризуются стабильным элементным составом. На глубинах 80-140 см отмечается уменьшение соотношения Ca / Ti, Ca / Mg и и увеличение содержания органического вещества до 25-30%. Отмечается также увеличение содержания серы. На глубинах 0-80 см отмечается резкое снижение доли органического вещества до 15-20%.

В спорово-пыльцевых спектрах по всей глубине колонки доминирует пыльца рода *Picea*. На глубинах 120-150 см керна отмечается увеличение содержания пыльцы и спор сельскохозяйственных культур.

Таблица 1. Интерпретация данных диатомового анализа донных отложений озера Пещеева

Зона	Глубина керна, см	Примерный календарный возраст, л.н.	Краткая характеристика видового состава	Характеристика условий
DZ 8	0-40	1100-1500	До 20-25% увеличивается содержание перифитонных видов. Среди планктонных видов доминируют <i>Aulacoseira granulata</i> (40% всех створок) и <i>Stephanodiscus neoastrea</i> (30-35% всех створок).	Глубоководные щелочные олиготрофно-эвтрофные условия, низкая температура воды и интенсивная гидродинамика озера
DZ 7	40-80	1500-1800	Содержание створок диатомей перифитонных видов уменьшается до 5-10%. Среди планктонных видов увеличивается количество створок видов <i>Stephanodiscus alpinus</i> и <i>Stephanodiscus neoastrea</i>	Глубоководные щелочные олиготрофно-эвтрофные условия, присутствуют индикаторы весеннего цветения воды в холодных озерах
DZ 6	80-145	1800-2400	Все еще преобладают (до 70%) планктонные виды ( <i>Aulacoseira ambigua</i> , <i>Aulacoseira granulata</i> , <i>Stephanodiscus alpinus</i> ), но заметно вырастает количество перифитонных видов ( <i>Pseudostaurosira brevistriata</i> , <i>Staurosirella martyi</i> ).	Уровень воды в озере несколько понизился, однако оно все равно оставалось сравнительно глубоким.
DZ 1-DZ 5	145-330	2400-3300	Преобладание пресноводных планктонных видов ( <i>Aulacoseira granulata</i> и <i>Stephanodiscus alpinus</i> составляют от 60 до 90% створок)	Глубоководные щелочные олиготрофные условия

Строение осадка подводной террасы говорит об интенсивном поступлении терригенного материала в прибрежную часть озерного дна. Это в свою очередь может говорить как о высокой скорости береговой абразии и интенсивном поступлении наносов со стоком рек, так и глубокой амплитуде колебания уровня озера в голоцене, приводящего к смене фациальных обстановок на отдельных участках дна. Преобладание планктонных ацидофильных холодолюбивых видов диатомей и хорошая сохранность створок в отложениях из центральной части озера, напротив, указывает на стабильные глубоководные условия осадконакопления, низкую и среднюю трофность водоема и высокий рН воды. Небольшое увеличение доли перифитонных видов на глубинах 80-145 см керна могло быть связано с небольшим понижением уровня воды при сохранении значительных глубин и холодных зимних условий. Изменчивость химического состава верхней части отложений могла быть вызвана увеличением поступления питательных веществ около 1800-2400 л.н. и последующей эвтрофикацией озера. Это может быть связано с понижением уровня грунтовых вод, изменением расхода впадающих в озеро рек либо уменьшением сноса материала с берегов вследствие закрепления последних растительностью. В целом растительность не претерпевала существенных изменений в позднем голоцене, а увеличение содержания пыльцы сельскохозяйственных культур может быть связано с началом антропогенного освоения территории.

Проведенное исследование позволило установить различные условия осадконакопления в акватории озера Плещеева в позднем голоцене: стабильные условия в глубоководной центральной части и интенсивное поступление терригенного материала в прибрежные части. В период с 3300 по 2400 л.н. осевая глубоководная часть озера характеризовалась щелочными олиготрофными условиями, в период 2400-1800 л.н. предположительно произошло незначительное снижение уровней и эвтрофикация озера, а около 1800 л.н. глубина озера начала увеличиваться, а его трофность - понижаться.

Список литературы:

- [1] Гапеева М.В., Нургалиев Д.К., Сигарева Л.Е., Хайдес И. Исторические тренды биогенных элементов в донных отложениях Плещеева озера в естественных и антропогенных условиях // Экологическая химия. – 2005. – 14 (4). – С.55-62.
- [2] Крылов П.С. Сейсмоакустика донных отложений как основа палеогеофизических и палеоклиматических реконструкций: дисс. канд.геол.-мин. наук. Казанский федеральный университет, Казань, 2018. – 155 с.
- [3] Экосистема озера Плещеево // Под ред. Буторина Н.В., Складенко В.Л. – Л., Наука, - 1989. – 265 с.
- [4] Battarbee R.W., Jones V.J., Flower R.J. Diatoms. // J.P.Smol, H.J-B. Birks and W.M. Last (Eds.) Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators. – 2001/ – P.155–202.
- [5] Faegri, K., Iversen, J. Textbook of Pollen Analysis. – Copenhagen: Munksgaard, 1975. – 389 pp.
- [6] Palagushkina O., Frolova L., Zinnatova E. et al. Diatoms of sediments of Plescheevo Lake (Russia) as indicators of environmental changes in Holocene // 18<sup>th</sup> International Multidisciplinary Scientific Geoconferense. - 2018. - P.283-288.
- [7] Schramm, R., Heckel, J. 1998. Fast analysis of traces and major elements with ED (P) XRF using polarized X-rays: TURBOQUANT. // Journal de Physique. – 1998. - 8(PR5). – P.335–342.

## ЗАВОД ИМ. СВЕРДЛОВА (ЭТАЛОН) – ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ

**М.В. Ручкин<sup>1,2</sup>, М.В. Шитов<sup>1</sup>, В.И. Дуданова<sup>3</sup>, Р.С. Шухвостов<sup>3</sup>, П.Ю. Беляев<sup>4,5</sup>**

<sup>1</sup> ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского», Санкт-Петербург, Россия, ruchemax@list.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>4</sup> ФГБУ «ВНИИОкеангеология»

<sup>5</sup> Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН

## SVERDLOV (ETALON) FACTORY IS A KEY UPPER PLEISTOCENE SECTION IN THE NORTH-WEST OF THE RUSSIAN PLAIN

**M.V. Ruchkin<sup>1,2</sup>, M.V. Shitov<sup>1</sup>, V.I. Dudanova<sup>3</sup>, R.S. Shukhvostov<sup>3</sup>, P.Yu. Belyaev<sup>4,5</sup>**

<sup>1</sup> A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

<sup>2</sup> Saint Petersburg University, St. Petersburg, Russia

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>4</sup> FSBI "VNIIOkeangeologia"

<sup>5</sup> Northern Water Problems Institute of the Karelian Research Centre of the RAS

**Введение.** Карьер кирпичного завода им. Свердлова («Эталон») расположен в посёлке им. Свердлова, на правом берегу р. Невы, в центральной части Приневской низменности (59°48'20" с.ш., 30°40'20" в.д.). Карьер заложен на террасе Балтийского ледникового озера (БЛО) с абсолютной высотой 12–13 м (рис. 1). Разработка ленточных глин БЛО для изготовления кирпича ведётся на правом берегу Невы ниже Ивановских порогов с середины XIX в., и в настоящее время здесь насчитывается около 20 затопленных карьеров. Позднеледниковые отложения в одном из этих карьеров впервые были изучены К.К. Марковым и И.И. Красновым [8] в рамках варвохронологического изучения ленточных глин БЛО на Северо-Западе СССР. Эти работы были затем продолжены И.И. Красновым, который наряду с варвохронологией использовал спорово-пыльцевой и палеомагнитный методы [5].

В начале 1980 гг. при поисковых работах на кембрийские глины сиверской свиты (подстилают четвертичную толщу района) здесь был пробурен ряд скважин, которые вскрыли плейстоценовые образования на полную мощность. Керн из трёх скважин (№ 2, 8, 10) был изучен Э.С. Плешивцевой с соавторами при помощи спорово-пыльцевого и диатомового анализов [6]. В наиболее полном разрезе (скв. 10) выше коренных пород был вскрыт ледниковый комплекс московского возраста, включающий в себя морену и перекрывающие её ленточные глины; выше согласно залегают мгинские морские глины микулинского горизонта, а венчают разрез ошашковская морена и гляциолимний Балтийского ледникового озера [6]. По данным спорово-пыльцевого анализа, в средней части верхнемосковских ленточно-слоистых глин фиксируется потепление, которое Э.С. Плешивцева [6] сопоставила с «касплянским» интерстадиалом [3], а в мгинской толще представлены все восемь региональных палинозон микулинского межледниковья (M<sub>1</sub>–M<sub>8</sub> схемы В.П. Гричука [4]). Судя по составу диатомовых, проникновение морских вод в приледниковый бассейн впервые произошло в каспянский интерстадиал. Результаты недавних работ по изучению мгинских отложений в карьере при помощи спорово-пыльцевого метода [2], а также их первое датирование методом электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) [1], подтверждают выводы Э.С. Плешивцевой.

В разрезе карьера завода им. Свердлова на полную мощность вскрыта мгинская межледниковая толща, а также подстилающие и перекрывающие её отложения. Это единственный разрез на территории Северо-Запада России, где указанный интервал доступен для изучения в обнажениях, что открывает возможности для определения возраста границ и хроностратиграфического объёма мгинской свиты, установления основных этапов развития мгинского моря, а также до- и постмгинских континентальных палеобассейнов, соответственно, позднемосковского и ранневалдайского возраста. Особую актуальность этим проблемам придаёт то, что широко распространённые отложения мгинской (бореальной, земской) трансгрессии являются одним из надёжных глобальных достоверно синхронных корреляционных уровней – их формирование происходило в условиях эвстатического подъёма уровня Мирового Океана.

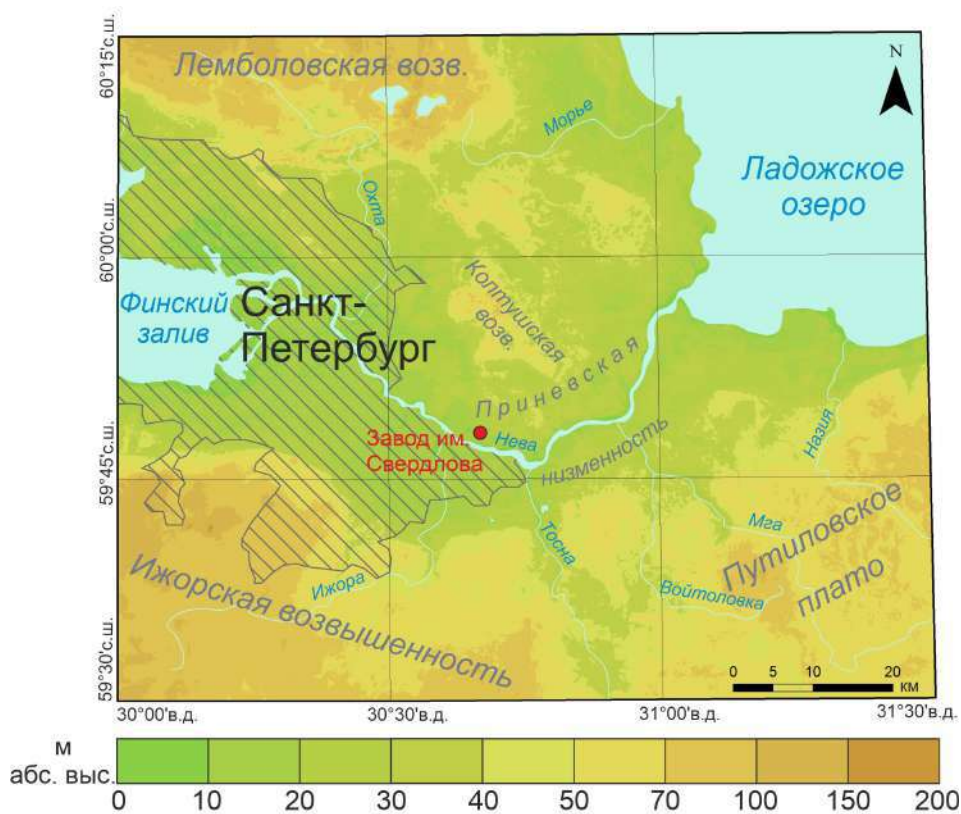


Рис. 1. Цифровая модель рельефа окрестностей Санкт-Петербурга SRTM 1 Arc-Second.

В ходе полевых работ 2020 и 2021 гг. в серии расчисток стенок карьера нами были установлены форма, характер и взаимоотношения разновозрастных геологических тел, структурно-текстурные особенности слагающих их отложений, проведены фотодокументация и опробование разреза для изучения при помощи спорово-пыльцевого, диатомового, макро- и микрофаунистического и палеомагнитного методов, а также определения абсолютного возраста при помощи метода оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) и радиоуглеродного анализа. Ниже изложены предварительные результаты полевых работ, определения макрофаунистических остатков и ОСЛ-датирования по зёрнам кварца песчаной фракции с использованием протокола измерений эквивалентной дозы SAR (single-aliquot regenerative-dose) [9]. Гамма-спектрометрические исследования выполнялись в лаборатории ОСЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Санкт-Петербург), а люминесцентный анализ – в Скандинавском центре люминесцентных исследований (Роскилле, Дания).

**Результаты исследований и их обсуждение.** В сводном разрезе четвертичной толщи карьера завода им. Свердлова выделяется 7 стратиграфо-генетических подразделений (снизу вверх): московские гляциолимний и гляциомариний, мгинский мариний, нижневалдайский лимний, ленинградский лимний (?), осташковская морена, осташковский гляциолимний, а также гляциолимний Балтийского ледникового озера (рис. 2).

*Московские гляциолимний и гляциомариний* (рис. 2) представлены ритмичным переслаиванием тёмно-коричневых алевритистых глин и светло-серых алевритов тонкопесчанистых максимальной видимой мощностью 6,2 м с кровлей на абсолютных отметках от -16 до -10 м. Снизу вверх по разрезу этой толщи мощность лент закономерно уменьшается от 10 см до 1–2 мм; в нижней части пачки встречаются дискообразные карбонатные конкреции (иматровы камни), характерные для озёрно-ледниковых отложений [10]. Помимо ленточной слоистости и иматровых камней, на приледниковый характер седиментации в позднемосковском палеобассейне указывает материал ледового разноса – многочисленные друпстоуны размером от нескольких миллиметров до 0,5 м. Расчленение толщи на озёрно-ледниковые и ледниково-морские отложения станет возможным после получения данных диатомового анализа.

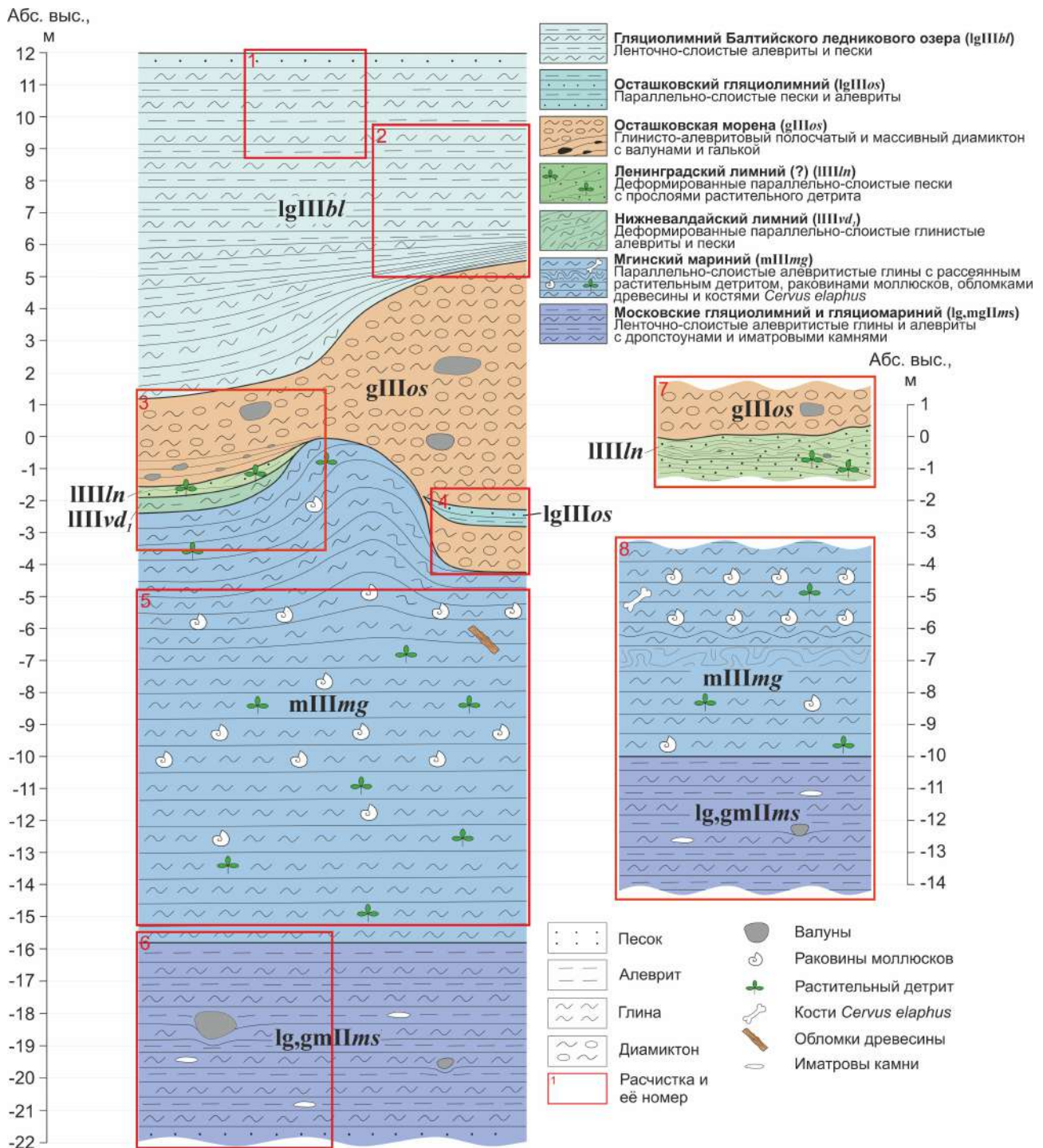


Рис. 2. Стратиграфическая схема разреза «Завод им. Свердлова».

*Мгинский мариний* (рис. 2) мощностью до 16 м представлен тонкослоистыми алевритистыми глинами с высоким содержанием рассеянного органического вещества, которое придаёт толще в нижней части голубоватый, а выше по разрезу иссиня-чёрный оттенок. Видимая органика появляется ещё в московских отложениях, на 30 см ниже литологической границы, которая была выделена нами по исчезновению ленточной слоистости. В глинах встречается большое количество остатков раковин двустворчатых моллюсков, приуроченных к 2–3 уровням, между которыми видимые створки раковин полностью отсутствуют. Раковины деформированы, с очень хрупкими створками, которые легко крошатся, поэтому из наших сборов удалось определить только несколько экземпляров *Portlandia arctica* (определения А.В. Меркульева, ЗИН РАН). Согласно Д.Ю. Большинову с

соавторами [1], в мгинских отложениях, вскрытых карьером, также встречаются *Arctica islandica*, *Cerastoderma glaucum*, *Clinocardium ciliatum*, *Corbicula fluminalis*, *Macoma balthica*, *Macoma calcarea*, *Mytilus edulis*, *Portlandia aestivalium* и *Portlandia siliquas*. Кроме того, в мгинских глинах нами были обнаружены кости передней правой ноги взрослой особи *Cervus elaphus* (определения П.А. Косинцева, ИЭРиЖ УрО РАН) и обломок древесины длиной около 30 см. В расчистке №8 (рис. 2) зафиксированы следы подводно-оползневых явлений – внутриформационные деформации и несогласие. В расчистке №3 (рис. 2) вблизи верхнего контакта мгинские глины смяты в складки, что, очевидно, связано гляциотектоническими явлениями осташковского возраста.

*Нижневалдайский лимний* выделен нами условно только в расчистке №3 (рис. 2) на абсолютных отметках от -2,4 м до -0,7 м. Он представлен переслаивающимися параллельно-слоистыми серыми глинистыми алевритами и светло-коричневыми тонкозернистыми песками. Эта пачка перемята конкордатно с деформациями в верхней части мгинской толщи. Её истинная мощность составляет около 0,5 м. Ранневалдайский возраст отложений предполагается по литологическому составу, структурно-текстурным особенностям, отличным от мгинских, и отсутствию раковин.

*Ленинградский лимний (?)* выявлен в двух расчистках (рис. 2). Он представлен светло-коричневыми параллельно-слоистыми песками с прослоями растительного детрита. Их кровля находится на отметках от -1,9 м до 0,4 м абс. выс. Первичные водно-осадочные текстуры в этой пачке часто замаскированы складчатыми и разрывными гляциотектоническими нарушениями. Максимальная видимая мощность пачки составляет 1,5 м. В расчистке №3 (рис. 2) по зёрнам кварца из ленинградских отложений получены две ОСЛ-даты. Средний ОСЛ-возраст толщи составил около 57 тыс. лет, что соответствует самому началу среднего валдая или рубежу ранне- и средневалдайского времени.

*Осташковская морена* распространена на всей площади карьера и представлена диамиктоном мощностью от 3 до 10 м с валунами кристаллических пород размером до 1,5 м по длинной оси. Высотные отметки её кровли изменяются от 1 до 5–6 м абс. выс. за счёт глубокого размыва в позднеледниковое время. В расчистке №3 (рис. 2) наблюдается типичная вертикальная последовательность фаз переработки подстилающих пород в тиллы [7]. Первая фаза: недеформированные мгинские глины; вторая фаза: гляциотектонит, включающий в себя смятые в складки мгинские, нижневалдайские и ленинградские отложения; третья фаза: динамометаморфический диамиктон с тектонической полосчатостью; четвёртая фаза: гомогенизированный диамиктон.

*Осташковский гляциолимний* отмечен только в расчистке №4 (рис. 2). Он представлен горизонтально-слоистыми светло-серыми мелкозернистыми песками и тёмно-серыми алевритами. Мощность гляциолимния не превышает 0,4 м. Мы полагаем, что данная толща имеет внутриледниковое происхождение, поскольку в ней отсутствуют деформации, характерные для пород, слагающих ложе ледника.

*Гляциолимний Балтийского ледникового озера* (рис. 2) распространён на всей площади карьера. Он компенсирует неровности рельефа кровли осташковской морены, имеет мощность от 6,5 м до 11 м и слагает площадку террасы БЛО с высотой 12–13 м абс. выс. Гляциолимний представлен ленточно-слоистыми песками и алевритами серого цвета в нижней и коричневого – в верхней части толщи. По структурно-текстурным особенностям в толще выделяется 5 пачек, формирование которых отражает регрессивное развитие приледникового бассейна. В ней удалось подсчитать 383 годовых ленты и зафиксировать три характерные дренажные ленты, отмеченные ранее И.И. Красновым [5] и пригодные для коннексий, а также горизонт ледового разноса в нижней части толщи с галькой и гравием кристаллических пород и глинистого материала.

**Заключение.** В карьере завода им. Свердлова вскрыта уникальная почти непрерывная последовательность позднечетвертичных отложений, доступная для непосредственного изучения в обнажениях. Согласный характер контакта мгинской толщи с ниже- и вышележащими, соответственно, московскими и валдайскими отложениями, позволяет



решить фундаментальную проблему определения возраста и продолжительности микулинского (эмского) межледниковья, а также установить хронологию развития позднемосковского и мгинского палеобассейнов. Установлено, что ОСЛ-возраст подморенных песков ленинградского горизонта составляет около 57 тыс. лет. Никаких признаков существования ранневалдайского (подпорожского, калининского) оледенения в изученном разрезе не зафиксировано.

Список литературы:

- [1] Большианов Д. Ю., Крылов А. В., Молодьков А. Н., Савельева Л. А., Аникина Н. Ю., Пушина З. В., Рашке Е. А., Никитин М. Ю., Клевцов А. С. Новые данные о строении, возрасте, составе органических остатков морских отложений в окрестностях Санкт-Петербурга // Известия РГО. – 2016. – Том 148. – № 3. – С. 25–46.
- [2] Борисова О. К., Новенко Е. Ю. Реконструкция растительности и климата в предмикулинское позднеледниковье по палинологическим данным // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2014. – № 5. – С. 30–35.
- [3] Буслович А. Л., Спиридонова Е. А., Рухина Е. В., Малаховский Д. Б. Среднечетвертичные отложения. В кн. «Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР» под ред. Д. Б. Малаховского и К. К. Маркова. – Ленинград, Наука, – 1969. – С. 104–111.
- [4] Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины» под ред. К. К. Маркова. – Москва, Изд-во АН СССР, – 1961. – С. 27–71.
- [5] Краснов И. И. Маршрут 5. Приневская низменность - Колтушская каменная возвышенность, долина реки Невы. В кн. «Путеводитель экскурсий А-15, С-15. Ленинград и Ленинградская область. К XI конгрессу Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА) в 1982 г.» под ред. И. И. Краснова и Е. П. Зарриной. – Москва, – 1982. – С. 41–52.
- [6] Плешивцева Э. С., Абакуменко Г. С., Горшкова С. С. Отчёт по изучению опорных разрезов четвертичных отложений окрестностей г. Ленинграда. 1984. Фонды ФБУ «ГФГИ по СЗФО», № 24556.
- [7] Bennett M. R., Glasseer N. F. Glacial geology: ice sheets and landforms. 2nd Edition. – Wiley-Blackwell, – 2009. P. 385.
- [8] Markov K. K., Krasnov I. I. A geochronological study of varve sediments in the north-western region of the USSR // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1930. – Том 2. – С. 27–46.
- [9] Murray A. S., Wintle A. G. The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability // Radiation Measurements. – 2003. – Vol. 37. – No. 4–5. – P. 377–381.
- [10] Salmi M. Imatra Stones in the Glacial Clay of Vuolenkoski // Bulletin de La Commission Géologique de Finlande. – 1959. – Vol. 186. – P. 1–27.
-

**КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ И НИЖНЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ПРИГРАНИЧНЫХ РЕГИОНОВ БЕЛАРУСИ И ЛИТВЫ  
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ МНОГОЛЕТНИХ  
ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

**Т.Б. Рылова<sup>1</sup>, В. Шейрене<sup>2</sup>, С.В. Демидова<sup>3</sup>, Д. Киселене<sup>2</sup>, А.В. Шидловская<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>ГНУ «Институт природопользования НАН Беларуси», Минск, Беларусь,  
rylova\_tatyana18@mail.ru, anne.shidlovskaya@gmail.com

<sup>2</sup>Центр исследований природы, Вильнюс, Литва,  
vaida.seiriene@gamtc.lt, dalia.kisieliene@gamtc.lt

<sup>3</sup>Государственное предприятие «НПЦ по геологии», филиал «Институт геологии», Минск,  
Беларусь, demidovasvet@mail.ru

**CORRELATION OF THE UPPER PLEISTOCENE INTERGLACIAL AND LOWER  
GLACIAL SEDIMENTS AT THE BELARUS AND LITHUANIA BORDER AREA  
BASED ON THE RESULTS OF COMPARATIVE ANALYSIS OF LONG-TERM  
PALEOBOTANICAL STUDIES**

**T. Rylova<sup>1</sup>, V. Šeirienė<sup>2</sup>, S. Demidova<sup>3</sup>, D. Kisielienė<sup>2</sup>, A. Shydlovskaya<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institute for Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus

<sup>2</sup>Nature Research Centre, Vilnius, Lithuania

<sup>3</sup>Republican Unitary Enterprise «Research and Production Center for Geology», branch  
«Institute of Geology», Minsk, Belarus

Анализ и сравнение геологических, палинологических и диатомологических данных по опорным разрезам верхнеплейстоценовых отложений (межледниковая и нижнеледниковая части) приграничных территорий Беларуси и Литвы позволили выполнить корреляцию данных отложений на уровне региональных стратиграфических подразделений, а также региональных пыльцевых зон и скоррелированных с ними диатомовых комплексов. По итогам данной работы построена для изученного региона схема межрегиональной геологической и климатостратиграфической корреляции верхнеплейстоценовых отложений (межледниково-нижнеледниковая часть) (таблица).

Схема состоит из двух основных блоков. В первом из них представлены региональные стратиграфические подразделения верхнего плейстоцена Беларуси (муравинский горизонт и кулаковский подгоризонт поозерского горизонта), а также региональные пыльцевые зоны, выделенные для изученных отложений территории Беларуси и отдельно – для ее северо-западной части, а также состав характерных диатомовых комплексов.

Во второй блок помещена стратиграфическая схема аналогичной части верхнего плейстоцена приграничной территории Литвы (мяркинская свита и нижняя подсвита нямунаской свиты) и соответствующие им региональные пыльцевые зоны и характерные диатомовые комплексы.

В правой части таблицы приведена стратиграфическая схема отложений верхнего плейстоцена Западной Европы (Eemian и Lower Weichselian) и их корреляция с морскими изотопными подстадиями.

Детальный анализ данных палинологических исследований опорных геологических разрезов муравинских и нижнепоозерских отложений, расположенных на территории Беларуси, приграничной с Литвой (разрезы Жукевичи, Комотово, Княжеводцы, Пышки, Понемунь, Богатыревичи, Тимошковици и др.), и последующее их сравнение с соответствующими материалами по другим регионам Беларуси позволили выявить особенности таксономического состава палинофлоры и количественного содержания ее основных компонентов в составе спектров локальных пыльцевых зон изученных разрезов и разработать региональную палиностратиграфическую схему муравинско-нижнепоозерских отложений для данной территории. Эта схема представлена в сравнении с региональными пыльцевыми зонами, выделенными для всей территории Беларуси.

Таблица. Схема межрегиональной геологической и климатостратиграфической корреляции верхнеплейстоценовых (межледниково-нижнеледниковая часть) отложений приграничной территории Беларуси и Литвы.

Общая стратиграфическая шкала		Беларусь (Рылова и др., 2008)		Северо-западная часть территории Беларуси (Рылова и др., 2020)		Литва (Кондратене, 1996)		Западная Европа (Behre, 1989; Cohen, Gibbard, 2019)												
Система	Отдел	Подотдел	Возраст, млн. лет	Горизонт	Подгоризонт	Региональные пыльцевые зоны – R PAZ	Региональные пыльцевые зоны – R PAZ	Диатомовые водоросли	Свита	Подсвита	Пыльцевые зоны	Диатомовые водоросли	Stage	Substage	Stadials Interstad.	MIS				
Четвертичная (квартер)	Плейстоцен	Верхний	0,117	Позорский	Кулаковский	pz 4	<i>Pinus–Betula</i>	pz 4	<i>Pinus–Betula</i>	Нямульская (Немпава)	Нижняя	J 2	<i>Betula–Pinus–Larix</i>	Weichselian	Lower					
						pz 3	<i>Artemisia–Poaceae–Betula nana</i>	pz 3	<i>Artemisia–Poaceae–Betula nana</i>			Nm 1b	<i>Artemisia–Cyperaceae–Betula nana</i>					<i>Aulacoseira ambigua, A. granulata, A. italica, Cyclotella kuetzingiana, C. ocellata, C. schumannii, Stephanodiscus rotula</i>	Odderade	5a
pz 2	<i>Betula–Pinus–Larix</i>	pz 2				<i>Betula–Pinus–Larix</i>	J 1	<i>Pinus–Betula–Larix</i>	<i>Ellerbeckia arenaria, Cavimula scutelloides, Stauroneis phoenicenteron, Navicula laterostrata, Gyrosigma attenuatum, Pinnularia viridis, Amphora pediculus</i>			Rederstal	5b							
pz 1	<i>Artemisia–Poaceae–Betula nana</i>	pz 1				<i>Artemisia–Poaceae–Betula nana</i>	Nm 1a	<i>Artemisia–Cyperaceae–Betula nana</i>	<i>Stauroneis construens, Stauroneis martyi, S. pinnata, Coccois disculus, Cymbella ehrenbergii, Gomphonema acumbatum</i>			Brörup	5c							
Средний	0,13	Муравинский		Сожский	mr 9	<i>Pinus</i>	mr 9	<i>Pinus</i>	Мяркнесская (Merkinė)		M 5	<i>Pinus</i>	Eemian							
					mr 8	<i>Picea–Pinus–Carpinus</i>	mr 8	<i>Picea–Pinus–Carpinus</i>			M 4	<i>Picea</i>							<i>Pinus</i> <i>Carpinus</i>	5e
					mr 7	<i>Carpinus–Picea</i>	mr 7	<i>Carpinus–Picea (+Abies+Hedera)</i>			M 3c	<i>Carpinus</i>							<i>Aulacoseira ambigua, Cyclotella kuetzingiana, Handmannia comita</i>	
					mr 6	<i>Carpinus–Tilia</i>	mr 6	<i>Carpinus–Tilia (+Abies+Hedera)</i>			M 3b	<i>Tilia</i>							<i>Ellerbeckia arenaria, Cavimula scutelloides</i>	
					mr 5	<i>Tilia–Corylus–Carpinus</i>	mr 5	<i>Tilia–Corylus–Carpinus (+Hedera)</i>			M 3a	<i>Quercus–Ulmus</i>							<i>Stauroneis construens, Stauroneis leptostauron, S. martyi, S. pinnata, Pseudostauroneis brevistriata, Tabellaria fenestrata</i>	
					mr 4	<i>Corylus–Quercus–Ulmus</i>	mr 4	<i>Corylus–Quercus–Ulmus (+Hedera)</i>			M 2	<i>Pinus–Betula–Quercus–Ulmus</i>								
			mr 3		<i>Quercus–Pinus–Corylus (mr 3a Pinus, mr 3b Corylus)</i>	mr 3	<i>Quercus–Pinus–Corylus (+Hedera) (mr 3a Pinus, mr 3b Corylus)</i>	M 1			<i>Pinus–Betula</i>									
			mr 2		<i>Pinus–Betula–Quercus</i>	mr 2	<i>Pinus–Betula–Quercus (+Ulmus)</i>													
mr 1	<i>Pinus–Betula–Picea</i>	mr 1	<i>Pinus–Betula–Picea (+Quercus+Ulmus)</i>																	
				pt-f-3	<i>NAP–Pinus–Picea obovata</i>	pt-f-3	<i>NAP–Pinus–Picea obovata</i>			Md 2	<i>Picea obovata</i>	Saalian			6					

Муравинские межледниковые отложения северо-западной части Беларуси подразделены на 9 региональных пыльцевых зон. Детальная характеристика и отличительные особенности таксономического состава палинофлоры и количественного содержания основных ее компонентов в составе пыльцевых спектров каждой зоны (в сравнении с пыльцевыми зонами, выделенными для муравинских отложений всей территории Беларуси) приведены в публикации [3]. Палиностратиграфическое расчленение нижнепоозерских отложений соответствует таковому для всей территории Беларуси [5].

В региональной стратиграфической схеме верхнего плейстоцена Литвы (мяркинско-нижненимунаская часть) мяркинские межледниковые отложения приграничной с Беларусью территории Литвы подразделены на 5 региональных пыльцевых зон, нижненимунаские – на 4 [2]. Авторами выполнено палиностратиграфическое расчленение опорных разрезов мяркинских и нижненимунаских отложений на исследуемой территории Литвы (разрезы Йоненис, Нятесос, Лишкава, Друскининкай, Ратничя, Мядининкай, Гайдунай и др.) на локальные пыльцевые зоны, которые сопоставлены с соответствующими региональными зонами.

Региональные пыльцевые зоны, выделенные для муравинских и нижнепоозерских отложений северо-западной части территории Беларуси, скоррелированы с региональными пыльцевыми зонами из мяркинских межледниковых и нижненимунаских отложений территории Литвы на основании аналогичной сукцессии пыльцевых зон, сходства таксономического состава палинофлоры и количественного содержания важнейших компонентов в составе пыльцевых спектров каждой из сравниваемых пыльцевых зон. Несмотря на указанное несомненное сходство, выявлены и некоторые региональные отличительные особенности.

Правомерность выполненной корреляции подтверждается аналогичной последовательностью пыльцевых зон, одинаковыми доминирующими и сопутствующими им характерными таксонами в составе спектров каждой сравниваемой зоны, а также близким количественным содержанием основных компонентов спектров. Полученные данные свидетельствуют о схожести последовательной смены природных обстановок на территории исследуемого региона Беларуси и Литвы под воздействием однонаправленных климатических изменений [4].

Рассмотрены особенности распределения доминирующих комплексов диатомей на определенных палиностратиграфических уровнях в белорусских (Понемунь, Гродно и Владыки) и литовских (Йоненис, Мядининкай и Бikuшкис) разрезах.

В северо-западной части Беларуси муравинская диатомовая флора изучена только в отложениях, накопившихся во второй половине межледниковья, включая часть оптимума и завершающие фазы [1]. На территории Литвы одновозрастная (мяркинская) флора обнаружена по всему разрезу межледниковых отложений [6]. Она содержится также и в залегающих выше раннеледниковых отложениях. На корреляционную схему вынесены виды диатомовых водорослей, наиболее часто встреченные в изученных отложениях, и, следовательно, наиболее распространенные в водоемах на протяжении межледниковья и последующего раннеледниковья позднего плейстоцена на приграничной территории Беларуси и Литвы. В этой связи следует отметить значительное участие в диатомовых комплексах планктонных представителей, а именно видов из родов *Stephanodiscus*, *Cyclotella*, *Handmannia* и *Aulacoseira*.

В разработанной схеме (таблица) приведена также корреляция стратиграфических подразделений верхнего плейстоцена (межледниково-нижнеледниковая часть) приграничного белорусско-литовского региона с соответствующими стратиграфическими подразделениями верхнего плейстоцена Западной Европы (Eemian и Lower Weichselian) и их соответствие морским изотопным стадиям и подстадиям (MIS 5a-5e).

Таким образом, выполненное детальное сопоставление региональных пыльцевых зон, выделенных в муравинско-нижнепоозерских и мяркинско-нижненимунаских отложениях верхнего плейстоцена на приграничной территории Беларуси и Литвы, а также изученных

диатомовых комплексов, позволило осуществить межрегиональную геологическую и климатостратиграфическую корреляцию данных отложений в исследуемом регионе.

Список литературы:

- [1] Демидова С.В. Диатомовая флора муравинского межледниковья Беларуси. – Минск: Экономпресс, 2013. – 199 с
- [2] Кондратене О. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. – Вильнюс: Academia, 1996. – 209 с.
- [3] Рылова Т.Б., Демидова С.В., Шидловская А.В. Стратиграфия муравинских отложений территории северо-западной Беларуси и палеогеографические реконструкции по палеоботаническим данным // Літасфера. – 2020. – № 2 (53). – С. 50–68.
- [4] Рылова Т.Б., Кондратене О.П., Шейрене В., Демидова С.В., Киселене Д., Шидловская А.В., Карабанов А.К. Муравинское/мяркинское межледниковье на приграничной территории Беларуси и Литвы // Літасфера. – 2021. – № 1 (54). – С. 36–57.
- [5] Рылова Т.Б., Савченко И.Е., Граношевский В., Винтер Х. Межрегиональная корреляция верхнеприпятских (Upper Wartanian), муравинских (Eemian) и нижнепоозерских (Lower Wistulian) пыльцевых зон Беларуси и Польши // Літасфера. – 2008. – №1 (28). – С. 64–75.
- [6] Шейрене В. Особенности межледниковой диатомовой флоры Литвы и ее значение для палеогеографии и стратиграфии: дис. ... д-ра наук: 2Е. – Вильнюс, 1996. – 183 с.

## ЭВОЛЮЦИЯ ДОЛИНЫ РЕКИ ГОРГАН ЗА ПОСЛЕДНИЕ 15 000 ЛЕТ (ПРОВИНЦИЯ ГОЛЕСТАН, ИРАН)

Д.В. Семиколенных<sup>1,2</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>1,2</sup>, В.Р. Беляев<sup>1</sup>, Т.А. Янина<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия, roger.kurbanov@gmail.com

<sup>2</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

## EVOLUTION OF THE GORGAN RIVER VALLEY IN THE LAST 15,000 YEARS (GOLESTAN PROVINCE, IRAN)

D.V. Semikolennykh<sup>1,2</sup>, R.N. Kurbanov<sup>1,2</sup>, V.R. Belyayev<sup>1</sup>, T.A. Yanina<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Lomonosov MSU, Moscow, Russia

Юго-восточное побережье Каспийского моря ввиду наличия морских и субэаральных осадков, доступных для изучения, ярко отражает историю Каспия в плейстоцене, его взаимосвязь с глобальными и региональными климатическими изменениями. В настоящее время ведутся масштабные исследования субэаральных отложений Иранского лёссового плато. Работы по палеоклиматическим реконструкциям региона для позднего плейстоцена были проведены С. Вламинком с коллегами [1].

Реконструкция колебаний Каспийского моря на основе геоморфологических данных в пределах иранского побережья фактически не проводилась. В данной работе нами предпринята попытка реконструировать историю развития самой обширной трансгрессии Каспийского моря — раннехвалынской, выявить этапы её развития на территории Северо-Восточного Ирана. Объектом исследования была выбрана долина реки Горган, в естественных обнажениях которой были изучены морские, аллювиальные и эоловые отложения. Нами было описано более 30 обнажений по всей долине, в пределах возможного влияния хвалынской трансгрессии (до высоты +70 м абс.). Впервые найдены обнажения смешанного аллювиально-морского происхождения, отражающие раннехвалынскую трансгрессию Каспийского моря. ОСЛ-датирование осадков позволило получить хронологию этапов развития природной среды региона за последние 15 тыс. лет. Таким образом, 14-15 тысяч лет назад средняя часть долины реки Горган была покрыта водами Каспийского моря. В отложениях средней части долины (высота +30 м), эта стадия представлена ритмическими глинами и суглинками смешанного морского и аллювиального происхождения с переходом в аллювиально-пойменные отложения. Верхняя часть разреза

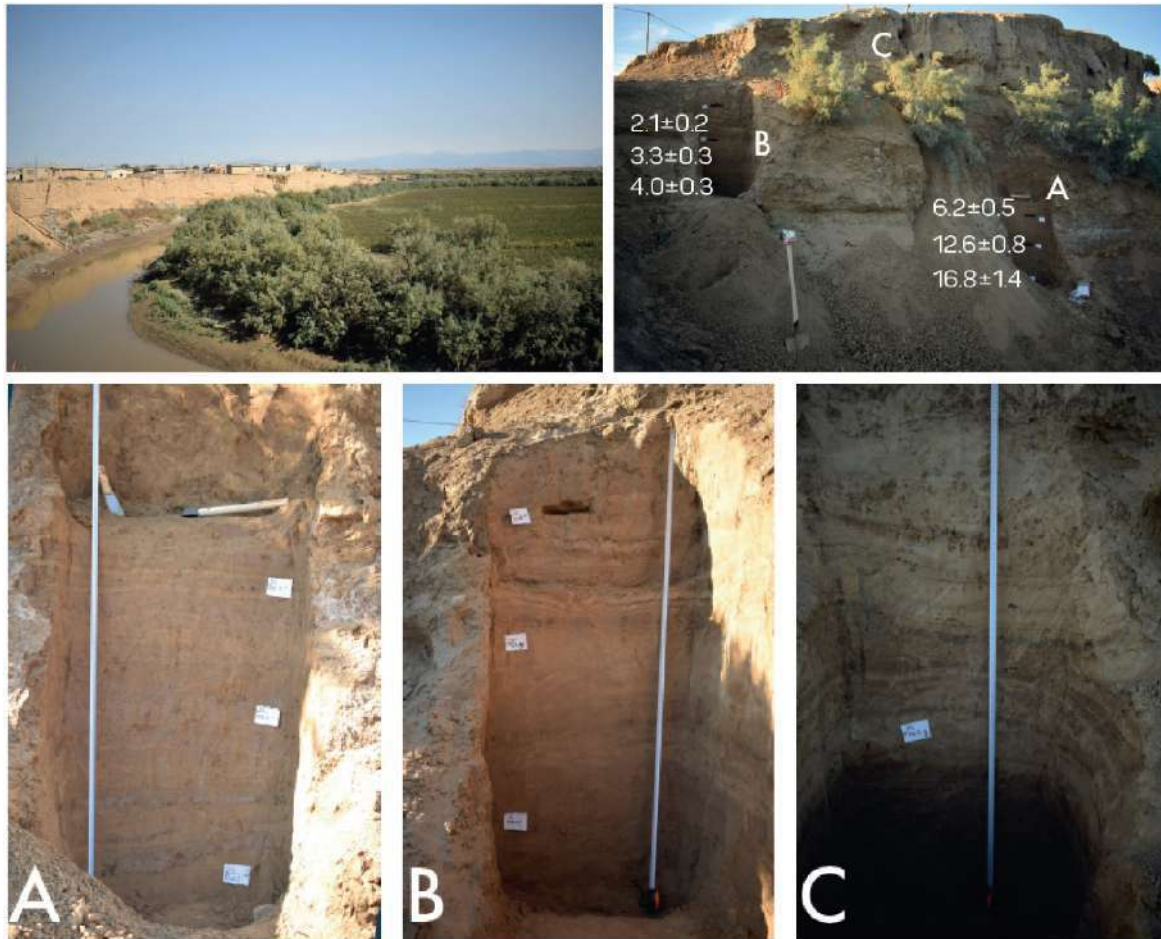


Рис. 1. Разрез Есир в береговом обнажении р. Горган с результатами ОСЛ-датирования.

представлена субэзральными лессовыми отложениями мощностью 7-8 м. Субэзральная фаза седиментации началась около 2 тысяч лет назад с высокой скоростью образования лёссовидных отложений. Полученные новые данные позволяют нам восстановить историю развития геоморфологии региона в заключительные этапы раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря (14-12 тысяч лет назад) и последующую континентальную стадию, во время которой произошло врезание долины реки Горган и накопление мощного слоя лёсса.

*Работа выполнена в рамках проекта РФФИ (20-55-56046 20)*

Список литературы:

[1] Vlaminc, S., Rolf, C., Franz, S.-O., Lauer, T., Kehl, M., Lehndorff, E., Frechen, M., Khormali, F. (2018): Late Pleistocene dust dynamics and pedogenesis in Southern Eurasia - detailed insights from the loess profile Toshan (NE Iran). Quaternary Science Reviews, 180: 75-95.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХРОНОСТРАТИГРАФИИ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЙ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Н.А. Таратунина<sup>1,2</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>1,2</sup>, К. Колтрингер<sup>3</sup>, Т. Стивенс<sup>3</sup>, В.В. Рогов<sup>2,4</sup>,  
Т.А. Янина<sup>1,2</sup>, М.П. Лебедева<sup>5</sup>, А.О. Makeev<sup>6</sup>, А.В. Русаков<sup>7</sup>

<sup>1</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия, taratunina@igras.ru

<sup>2</sup> Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

<sup>3</sup> Уппсальский университет, Уппсала, Швеция

<sup>4</sup> Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия

<sup>5</sup> Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия

<sup>6</sup> Факультет почвоведения МГУ, Москва, Россия

<sup>7</sup> Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

## NEW DATA ON CHRONOSTRATIGRAPHY OF LOESS-PALEOSOL SERIES OF THE LOWER VOLGA REGION

N.A. Taratunina<sup>1,2</sup>, R.N. Kurbanov<sup>1,2</sup>, C. Koltringer<sup>3</sup>, T. Stivens<sup>3</sup>,  
V.V. Rogov<sup>2,4</sup>, T.A. Yanina<sup>1,2</sup>, M.P. Lebedeva<sup>5</sup>, A.O. Makeev<sup>6</sup>, A.V. Rusakov<sup>7</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Uppsala University, Uppsala, Sweden

<sup>4</sup> Institute of Earth Cryosphere Tyumen Scientific Center SB RAS, Tyumen, Russia

<sup>5</sup> Dokuchaev Soils Science Institute RAS, Moscow, Russia

<sup>6</sup> Soils science Faculty, Lomonosov MSU, Moscow, Russia

<sup>7</sup> Earth Sciences Institute, SPBGU, Saint-Petersburg, Russia

На значительных пространствах Северного Прикаспия залегают мощные лёссовые отложения, формирующие так называемую ательскую свиту. Ввиду сложной трансгрессивно-регрессивной истории развития северной части Каспийского региона (в пределах Прикаспийской низменности), долгое время исследования были сосредоточены на реконструкциях параметров плейстоценовых бассейнов Каспия (соленость, фаунистический состав, границы, амплитуда колебаний и т.д.), в то время как изучение субаэральных отложений не получило столь широкого развития. В связи с чем строение, генезис, возраст и палеогеографические условия формирования ательских отложений Нижнего Поволжья являются дискуссионными проблемами стратиграфии и палеогеографии Каспийского региона.

В ходе полевых исследований (2016-2021 гг.), проведенных коллективом авторов в Нижнем Поволжье, выбраны три наиболее полных разреза этого региона, содержащие лёссово-почвенные серии (Средняя Ахтуба, Райгород, Ленинск). Для отложений проведены полевые исследования и комплекс лабораторных анализов.

### Методы

*Определение магнитной восприимчивости.* Для оценки интенсивности процесса почвообразования в прошлом широко используется оценка магнитная восприимчивость отложений. Влажность осадка определяет интенсивность постседиментационного выветривания, новообразование магнитных минералов. Магнитная восприимчивость рассматривается как архив записи увлажнения отложений в прошлом, а также может отражать влияние температуры через атмосферные явления и испарение. Определение магнитной восприимчивости выполнено в

*Абсолютное датирование* выполнено методом стимулированной люминесценции по кварцу и полевым шпатам в Северной лаборатории люминесцентного датирования (Орхусский университет, Дания). Лёссовые отложения являются хорошим материалом для датирования данным методом, поскольку в процессе переноса в воздушной среде полностью обнуляются и с минимальной ошибкой отражают время своего захоронения.

*Микростроение.* Изучение микроморфологии проводилось в рамках изучения микростроения монолитов образца и морфологии частиц песчаной фракции при помощи растрового электронного микроскопа Hitachi TM 3000 в лаборатории криотрасологии СКЗ СО РАН.

**Результаты**

Изученные разрезы расположены на правом и левом берегах Волго-Ахтубинской долины. Разрез Средняя Ахтуба ( $H_{абс.}$  13,68 м) расположен на левом берегу р. Ахтуба в стенке одной из балок, секущих поверхность раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря; разрез представлен (сверху вниз) мощной толщей хвалынских шоколадных глин, горизонтами аллювиальных отложений, а также лёссово-почвенной серией осадков общей мощностью более 8 м. Разрез Ленинск ( $H_{абс.}$  11,44 м) расположен также в стенке одной из балок на правом берегу р. Ахтуба, в 2 км западнее одноименного города; по строению разрез схож с Средней Ахтубой, однако в средней части разреза Ленинск лёссово-почвенную толщу перекрывает горизонт серых глин – результат продвижения и отступления Каспийского моря в ходе раннехвалынской трансгрессии [1]. В разрезе Райгород ( $H_{абс.}$  14,69 м), расположенном на правом берегу р. Волга вскрывается меньшая по мощности толща шоколадных глин (с переслаиванием), перекрывающая лессовую толщу с тремя горизонтами палеопочв, общей мощностью ~7 м; ниже разрез представлен аллювием различных фаций.

В разрезах вскрыты горизонты с криогенными структурами различного облика: тонкими клиновидными (от 30 см до 2,0 м); двухслойными, с более тонкой хвостовой частью и карманообразным верхом; а также совсем маломощными (до 25 см) клиновидной формы.

*Абсолютное датирование.* В настоящий момент для разрезов получены датировки методом ОСЛ, которые позволяют определить временные рамки накопления лёссово-почвенных отложений в Нижнем Поволжье в позднем плейстоцене. Результаты представлены на рис. 1.

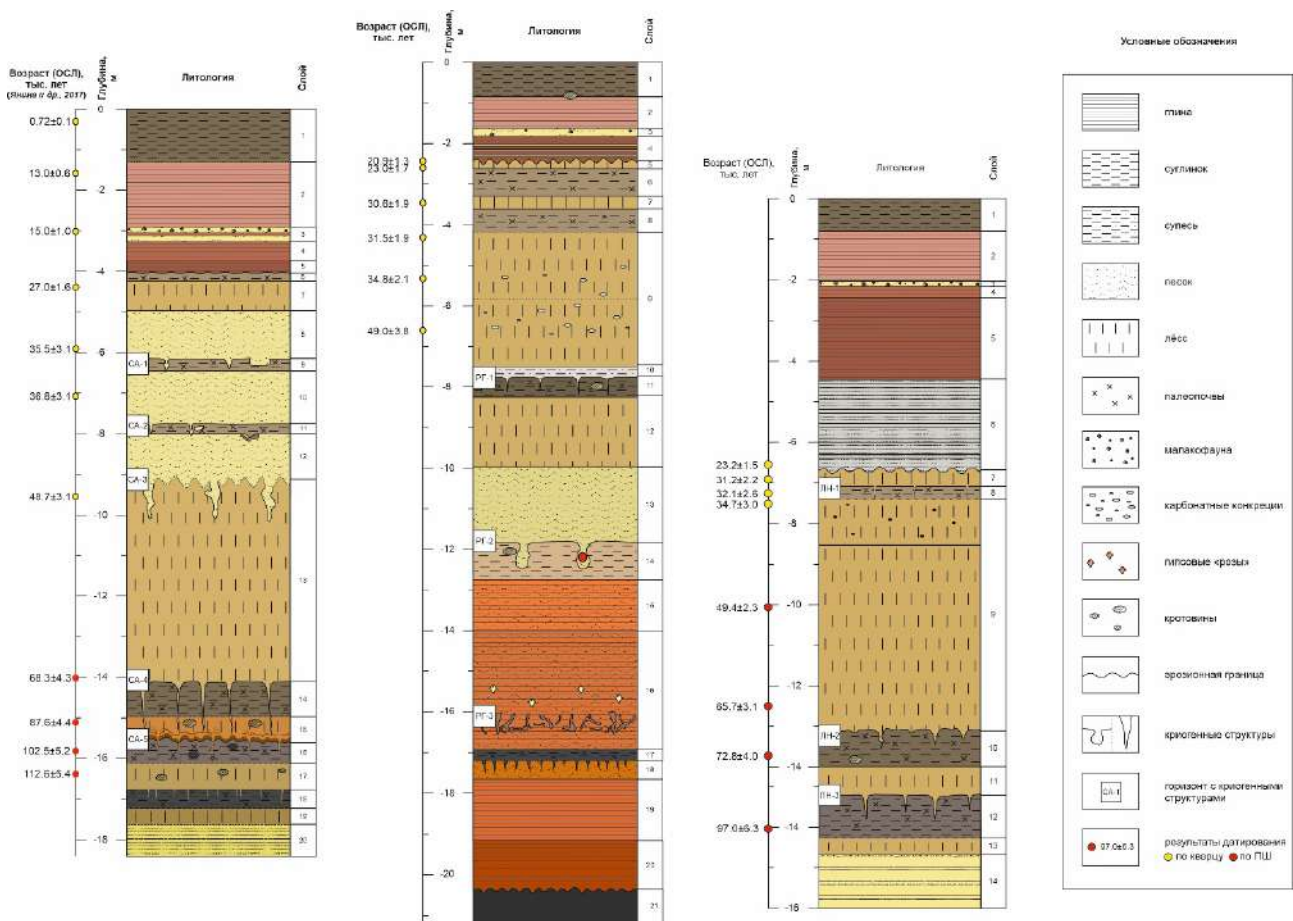


Рис. 1. Схемы изученных разрезов с результатами датирования.



Хронология разреза Средняя Ахтуба получена в 2017 г. [2]. Время формирования лёссово-почвенных отложений находится в пределах >100-45 тыс.л.н. Выше с размывом залегают аллювиальные отложения. Для разреза Рагород в настоящий момент определен возраст шести образцов в интервале 2,5-6,0 м (отн.); результаты позволяют предварительно определить время окончания формирования лёссовой толщи ~20 тыс.л.н.; выше с размывом залегают шоколадные глины. Накопление лёссово-почвенных серий разреза Ленинск характеризуется диапазоном 100-25 тыс.л.н. При датировании выполнены все стандартные тесты, а результаты показали хорошую обнуленность материала перед осадконакоплением, что обеспечивает достаточно точную оценку возраста.

*Магнитная восприимчивость.* Лёссовый материал трех изученных разрезов показывает довольно однородные и очень низкие значения магнитной восприимчивости  $\chi$  (от  $6,72 \cdot 10^{-8}$  до  $2,02 \cdot 10^{-7} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1}$ ) [3]. Палеопочвенные горизонты в лёссовых толщах не имеют отличий от основного осадка. Проведенные термомагнитные эксперименты ( $k_T$ ) для образцов лёссов и палеопочв показывают постепенное уменьшение  $k_T$  при низких температурах для всех образцов. Высокотемпературные эксперименты показывают снижение восприимчивости с 520 °С с резким обрывом при 580 °С во всех образцах лёссов и палеопочв.

*Карбонатность.* Лёссовые горизонты изученных разрезов отличаются высокой карбонатностью: в виде многочисленных конкреций и даже «роз» представлен гипс; на поверхности стенок – карбонатные примазки по типу белоглазки. Для разреза Ленинск проведено лабораторное определение содержания карбонатов, результаты которых свидетельствуют о высокой аридности периода формирования лёссов (содержание кальцита более 5-10%, доломита – менее 1%). В пользу большей увлажненности в период накопления палеопочвенных горизонтов свидетельствует меньшее содержание кальцита (1-6%).

*Микростроение отложений и морфоскопия кварцевых зерен.* Микростроение лёссовых отложений изученных разрезов характеризуется высокой пористостью, присутствием большого количества агрегатов с кальцитовым и железо-карбонатным цементом. Морфология кварцевых зерен разнообразна и носит признаки формирования отложений в различных условиях: присутствуют остроугольные зерна со свежими поверхностями, а также зерна со следами травления и вторично осажденным кремнием; встречены изометричные и вытянутые зерна с мелкоямчатым рельефом, кавернами и серповидными бороздами на повинности.

### **Выводы**

Лёссовые отложения Нижнего Поволжья являются важным архивом для понимания региональных изменений климата в позднем плейстоцене и реконструкции истории развития долины Волги в это время. В результате полевых работ и лабораторных определений международной группы исследователей (руководители Р.Н. Курбанов, Т.А. Янина, Т. Стивенс) выделены разрезы, содержащие значительные по мощности лёссово-почвенные серии.

Результаты микроморфологических исследований показывают, что при формировании лёссов эоловый фактор имел ведущую роль – в результате перевевания аллювиального материала Волги, часть которого претерпевала изменение (криогенную переработку) на осушенных поверхностях пойм и по берегам реки, пылеватые частицы транспортировались на водоразделы и далее включались в процесс осадконакопления с периодами почвообразования.

По результатам детального исследования магнитной минералогии лёссово-почвенных серий разреза Ленинск показано, что условия формирования в период накопления лёссовых горизонтов (80-27 тыс.л.н., МИС 4-3) были сухими и холодными. МИС 4 также характеризовалась высокой скоростью ветра, в то время как в МИС 3 фиксируются короткие более влажные и более теплые эпизоды.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-55-56046).*

Список литературы:

- [1] Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T. First reliable chronology for the early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // *Boreas*. – 2021. – 50 (1). – Pp. 134-146.
- [2] Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей Э.С., Ткач Н.Т., Сычев Н.В. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2017. № 1. С. 21–29.
- [3] Koltringer C., Stevens T., Bradák B., Almqvist B., Kurbanov R., Snowball I., Yarovaya S. 2020: *Enviromagnetic study of Late Quaternary environmental evolution in Lower Volga loess sequences, Russia. Quaternary Research*, 25 pp.

**ТЕРМИЧЕСКИЙ МАКСИМУМ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА НА Р. БОЛЬШАЯ ДУБЁНКА (ТВЕРСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

**А.П. Фоменко<sup>1</sup>, Л.А. Савельева<sup>1</sup>, Ф.Е. Максимов<sup>1</sup>, А.Ю. Петров<sup>1</sup>, В.А. Григорьев<sup>1</sup>, С.С. Попова<sup>2</sup>, В.Ю. Кузнецов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, fomenko.antonina@gmail.com

<sup>2</sup> Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, Россия, celenkova@gmail.com

**MIKULINO (EEMIAN) INTERGLACIAL THERMAL MAXIMUM ACCORDING TO PALYNOLOGICAL INVESTIGATION OF THE BOL`SHAYA DUBYONKA SECTION (TVER` REGION)**

**A.P. Fomenko<sup>1</sup>, L.A. Savelieva<sup>1</sup>, F.E. Maksimov<sup>1</sup>, A.Yu. Petrov<sup>1</sup>, V.A. Grigoriev<sup>1</sup>, S.S. Popova<sup>2</sup>, V.Yu. Kuznetsov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

<sup>2</sup> Komarov Botanical Institute RAS, Saint-Petersburg, Russia

Микулинские континентальные отложения описаны во множестве разрезов на Русской равнине. Как известно, это межледниковье сопоставимо с эемским интергляциалом в Западной и Центральной Европе, которое по распространённому мнению коррелирует с морской изотопной подстадией 5e (МИС-5e) [14]. Геохронологическая позиция эемского межледниковья (128-115 тыс. л.) получена на основе изучения малакофауны [14].

Продолжительность и временные рамки микулинского межледниковья на Русской равнине являются предметом дискуссий, в том числе из-за ограниченного числа методов количественного датирования, которые могут быть применены к отложениям такого возраста. Одним из них является уран-ториевый (<sup>230</sup>Th/U) метод датирования [7, 8]. Соответственно для решения вопроса о временных рамках последнего межледниковья необходимо проводить комплексные палеоботанические и геохронологические исследования континентальных осадков Русской равнины.

В качестве района исследований выбрана Тверская область, где проходит предполагаемая граница максимального распространения валдайского оледенения [2, 13]. Очевидно, разрезы микулинских отложений, находящиеся за пределами распространения ледника [1, 10, 11], представляют наиболее полную летопись развития растительности на протяжении последнего межледниковья. Наиболее репрезентативными из них, включающими отложения оптимальной фазы межледниковья, являются профили в Центрально-Лесном Заповеднике [10] и на р. Малая Коша [1, 11]. Среди разрезов, находящихся в области распространения валдайского ледника, наиболее интересным, имеющим результаты палеоботанических и геохронологических исследований является обнажение на р. Сижина [3, 6, 8, 11, 13].

К числу недостаточно изученных разрезов относится обнажение на р. Большая Дубёнка, микулинские отложения которого, подстилаемые и перекрытые моренными образованиями, были вскрыты при проведении геологического картирования района Верхней Волги во второй половине XX в. [2]. Определение относительного возраста гиттиных и торфянистых отложений из разреза впервые проведено Н.С. Чеботарёвой с соавторами посредством спорово-пыльцевого анализа образцов, отобранных через каждые 20 см [11]. По его результатам выделены пыльцевые зоны М4-М7 согласно стратиграфической схеме, предложенной В.П. Гричуком для Восточно-Европейской равнины [5]. Спустя несколько лет для уточнения палеогеографии верховьев Волги Е.Н. Анановой с соавторами разрез был изучен вновь и подвергнут более детальному спорово-пыльцевому анализу (с интервалом отбора образцов 10-15 см) [1]. Отмечено большее разнообразие определённых видов растительности, в том числе прибрежно-водных. Кроме того, в отложениях московского ледника зафиксировано господство дочетвертичных микрофоссилий [1]. По результатам исследований установлены пыльцевые зоны М3-М7.

Осенью 2020 г. работы в этом районе были возобновлены. Коллективом лаборатории «Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана им. В.П. Кёппена» Института наук о Земле СПбГУ вновь был изучен разрез на правом берегу р. Большая Дубёнка (56°52'30,7" с.ш., 33°11'17,3" в.д.) с целью опробования на следующие виды анализов: спорово-пыльцевой, палеокарпологический и уран-ториевый. Снизу вверх вскрыты отложения мощностью 126 см: 126-116 см – глинистый диамиктон, с карбонатными включениями и гравием; 116-104 см – переходный слой от диамиктона и торфу; 104-96 см – торф, с большим количеством неразложившихся органических остатков; 96-36 см – песчанистая гиттия, с растительными остатками; 36-30 см – алевриты, с пятнами ожелезнения; 30-14 см – алевриты; 14-0 см – песчанистый диамиктон, с гравием, галькой и валунами.

Исследование проведено с высокой частотой отбора образцов для спорово-пыльцевого анализа, которая составила 6 см, на контакте слоёв – 2 см. Обработка проб проводилась по стандартной методике с применением тяжёлой жидкости [4]. Определено более 50 пыльцевых и споровых таксонов. Выделение палинозон выполнено с использованием кластерного анализа. Кроме того, проведена биомизация полученных результатов [15]. Подсчёт концентрации пыльцы посредством добавления спор-индикаторов *Lycopodium* [16], а также изучение различных непыльцевых палиноморф позволили более детально восстановить палеогеографические обстановки межледниковья. Из органогенных слоёв (торфа и гиттии) по методике, описанной В.П. Никитиным [9], отобраны и определены карпоиды (семена и плоды). Получен  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  возраст органогенных слоёв [7].

Проведённые палеоботанические исследования позволяют сделать вывод о том, что органогенные отложения начали формироваться в начале микулинского межледниковья (зона М1). Спорово-пыльцевые спектры отражают типичную смену доминант в лесных сообществах, характерную для последнего межледниковья. Не зафиксированным остаётся переходный этап от микулинского межледниковья к эпохе валдайского оледенения (зона М8), отложения которого, по всей видимости, были эродированы ледником.

В первую половину термического максимума (зона М4) распространялись умеренные листопадные леса, в составе которых преобладал дуб, в основном *Quercus robur*, в меньшей степени был распространён вяз. Участие также принимали *Viburnum* и *Fraxinus*, концентрация пыльцы последнего в это время была максимальна и составляла 8 тыс. пыльцевых зёрен в одном грамме осадка (п.з./г). В этот интервал времени также отмечена наибольшая концентрация пыльцы *Salix* (11 тыс. п.з./г). В травянистом покрове доминировали представители семейства Сурепасеае и Роасеае. Снижение процентного содержания зелёных водорослей *Pediastrum*, а также количества и разнообразия остатков прибрежно-водной растительности позволяет предположить, что уровень локального водоёма повышался.

Далее (зона М5) накапливались осадки относительно глубокого водоёма, содержание в них водорослей *Pediastrum* и *Botryococcus* составляет 1-2%. Методом биомов реконструирована растительность умеренных листопадных лесов. Основными лесообразующими породами являлись липа, вяз и дуб, концентрация пыльцы которых превышала 60 тыс. п.з./г. Наибольшее распространение вблизи водоёма получили *Alnus* и *Corylus*, влаголюбивые растения. Кроме того, в лесах произрастал *Humulus lupulus*. В отложениях этой зоны зафиксированы единичные карпологические остатки прибрежно-водных растений, например, *Scirpus* sp.

Во вторую половину термического максимума (зона М6) водоём, вероятно, достиг своей максимальной глубины. В его отложениях, плотных песчаных гиттиях, не обнаружены зелёные водоросли, обитающие в мелководных озёрах, не удалось зафиксировать и какие-либо карпологические остатки растений. Биомизация указывает на развитие прохладных смешанных лесов, представленных грабом и липой. Стоит отметить, значительную роль *Picea*, концентрация пыльцы которой составила 360 тыс. п.з./г. Среди травянистых преобладали осоковые. В лесах также произрастали папоротники *Osmunda*.

Во время термического максимума микулинского межледниковья климат был влажнее и теплее современного. Об этом свидетельствуют результаты изучения целого ряда разрезов Тверской области [1, 3, 6, 8, 10, 11, 12], а также разреза «Нижняя Боярщина» [5]. Однако стоит отметить, что процентная доля граба в отложениях разреза на р. Большая Дубёнка существенно выше в сравнении с другими разрезами, находящимися южнее. Это может быть связано с северо-восточным направлением миграции граба в то время [12].

Получены первые данные датирования органогенных отложений разреза на р. Большая Дубёнка. Предварительная оценка изохронного  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  возраста серии образцов из торфа и нижней части песчаной гиттии позволяет предположить, что начало термического максимума последнего межледниковья в разрезе на р. Большая Дубёнка отвечает завершению подстадии МИС-5е.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №20-05-00813 «Уран-ториевый возраст и история развития начальных, оптимальных и конечных фаз микулинского межледниковья на Северо-Западе Русской равнины».*

#### Список литературы:

- [1] Ананова Е.Н., Заррина Е.П., Казарцева Т.И., Краснов И.И. Новые данные по стратиграфии межледниковых отложений на реках Малая Коша и Большая Дубёнка (верховья Волги) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1973. – № 40. – С. 22-34.
- [2] Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Московская. Лист О-36-XXVIII. Объяснительная записка. – М. – 1962. – 84 с.
- [3] Гиттерман Р.Е., Куприна Н.П., Шанцер Е.В. О микулинском возрасте межледниковых слоёв у д. Килешино (Верхняя Волга) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1975. – № 44. – С. 84-88.
- [4] Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. – М: ОГИЗ. – 1948. – 223 с.
- [5] Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. – М.: Наука. – 1989. – 183 с.
- [6] Карпухина Н. В., Писарева В. В., Зюганова И. С., Константинов Е. А., Захаров А.Л., Баранов Д. В, Уткина А. О., Панин А. В. Новые данные по стратиграфии разреза у д. Килешино (Тверская область) – ключ к пониманию границ оледенений на Валдайской возвышенности в верхнем плейстоцене // Известия РАН. Серия Географическая. – 2020. – Т. 84. – №6. – С. 874-887.
- [7] Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Новая версия  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирования верхне- и среднеледниковых погребенных органогенных отложений // Вестник СПбГУ. – 2010. – Сер. 7. – Вып. 4. – С. 94-107.
- [8] Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Левченко С.Б., Григорьев В.А., Петров А.Ю., Фоменко А.П., Хребтневский В.В., Кузнецов В.Ю. К вопросу о хронологии микулинского межледниковья на

Северо-Западе Русской равнины // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. – 2020. – Вып. 7. – С. 322-326.

[9] Никитин В.П. Палеокарпологический метод (Руководство по методике изучения ископаемых семян и плодов). – Томск: Изд-во Том. ун-та. – 1969. – 81 с.

[10] Новенко Е.Ю., Зюганова И.С., Козлов Д.Н. Эволюция растительного покрова в позднем плейстоцене на территории Центрально-Лесного Заповедника // Известия РАН. Серия Географическая. – 2008. – №1. – С. 87-99.

[11] Чеботарёва Н.С., Недошивина М.А., Столярова Т.И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1961. – № 26. – С. 35-49.

[12] Чепурная А.А. Особенности миграции широколиственных пород по территории Восточно-Европейской равнины в микулинское межледниковье // Известия РАН. Серия Географическая. – 2009. – №4. – С. 69-77.

[13] Lasberg K., Kalm V., Kihno K. Ice-free interval corresponding to Marine Isotope Stages 4 and 3 at the Last Glacial Maximum position at Kileshino, Valdai Upland, Russia // Estonian Journal of Earth Sciences. – 2014. – 63 (2). – P. 88-96.

[14] Litt T., Gibbard P. Definition of a Global Stratotype Section and Point (GSSR) for the base of the Upper (Late) Pleistocene Subseries (Quaternary System/Period) // Episodes. – 2008. – Vol. 31. – № 2. – P. 260–263.

[15] Prentice C.I., Guiot J., Huntley B., Jolly D., Cheddadi R. Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka // Climate Dynamics. – 1996. – Vol.12. – P.185-194.

[16] Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen et Spores. – 1971. – Vol. 13. – P. 615–621.

---

---

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕМИЯ ИМЕНИ А.А. ВЕЛИЧКО.....	1
<i>Чичагов В.П.</i>	
АНДРЕЙ АЛЕКСЕЕВИЧ ВЕЛИЧКО: ЭПИЗОДЫ ДРУЖЕСКОГО СОТРУДНИЧЕСТВА.....	9
<i>Герасимова М.М.</i>	
РОЛЬ А.А. ВЕЛИЧКО В ПАЛЕОАНТРОПОЛОГИЧЕСКОМ ИЗУЧЕНИИ ЭСКИМОСОВ.....	13
СЕКЦИЯ № 1 АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ	
<i>Алексеева В.А., Ларин С.И., Лаухин С.А., Ларина Н.С.</i>	
МОРФОСКОПИЯ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ГРИВНЫХ ТОЛЩ ТОБОЛ-ИШИМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ.....	15
<i>Алексеева Н.В., Ербаева М.А., Хензыхенова Ф.И., Намзалова О.Д.-Ц.</i>	
ФАУНА МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ: БИОРАЗНООБРАЗИЕ И УСЛОВИЯ СРЕДЫ ОБИТАНИЯ.....	21
<i>Бадюкова Е.Н., Лобачева Д.М., Макшаев Р.Р.</i>	
ИЗМЕНЕНИЯ МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ И ОБЛИКА ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА.....	25
<i>Бадюкова Е.Н.</i>	
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДАГЕСТАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ НА ФОНЕ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ КАСПИЯ (ТУРАЛИНСКИЙ УЧАСТОК).....	29
<i>Баранская А.В., Захаров А.Л., Сороковиков В.А.</i>	
ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЕЙ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В ГОЛОЦЕНЕ И ОТЛОЖЕНИЯ ЛАЙД И МЕЛКОВОДНЫХ ЗАЛИВОВ КАК ИХ ИНДИКАТОР.....	32
<i>Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Амосова А.А., Ван Харденбрук М., Эдвардс М.Е., Решетова С.А., Волчатова Е.В., Чубаров М.В., Щетников А.А., Филинов И.А.</i>	
ПРИРОДНАЯ СРЕДА ВОСТОЧНО-САЯНСКОГО ГОРНОГО РЕГИОНА В ПОСЛЕДНИЕ 14 ТЫСЯЧ ЛЕТ: КОМПЛЕКСНЫЕ ЗАПИСИ ИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР.....	36
<i>Беляев Ю.Р., Панин А.В., Бронникова М.А., Кирюхина А.Д., Кошурников А.В., Крамынин А.М., Павлов М.А., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Захаров А.Л., Сычев Н.В.</i>	
РАЗВИТИЕ ОЗЕРНО-ФЛЮВИАЛЬНЫХ СИСТЕМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТУРАНО- УЮКСКОЙ КОТЛОВИНЫ (САЯНО-ТУВИНСКОЕ НАГОРЬЕ) В ПОСЛЕДНИЕ 100 ТЫСЯЧ ЛЕТ.....	41
<i>Белянин П.С., Белянина Н.И.</i>	
ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ АРТЕМОВСКОЙ ВПАДИНЫ В ЗАВЕРШАЮЩУЮ СТАДИЮ СРЕДНЕГОЛОЦЕНОВОГО ОПТИМУМА И В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ.....	46
<i>Бердникова А.А., Янина Т.А., Сорокин В.М., Романюк Б.Ф.</i>	
КОРРЕЛЯЦИЯ БАССЕЙНОВ ПОНТО-КАСПИЯ В ПОЗДНЕМ КВАРТЕРЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ БУРЕНИЯ).....	49
<i>Борисова О.К., Нарышкина Н.Н., Константинов Е.А., Панин А.В.</i>	
ДИНАМИКА ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ПРЕБОРЕАЛЕ НА ЗАПАДЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ.....	54

<i>Бухонов А.В.</i> ФРАКЦИОННО-ГРУППОВОЙ СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПАЛЕОПОЧВ КАК ИНДИКАТОР РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ .....	58
<i>Васильева А.Н., Галанин А.А., Курбанов Р.Н., Шапошников Г.И.</i> СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ УСТЬ-БУОТАМСКОГО ОБНАЖЕНИЯ БЕСТЯХСКОЙ ТЕРРАСЫ Р. ЛЕНЫ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ) .....	61
<i>Вольвах А.О., Вольвах Н.Е., Овчинников И.Ю.</i> ЛЁССОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ДИНАМИКА ИХ НАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРО- ЗАПАДНОМ ПРИСАЛАИРЬЕ, ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (МИС-1 – МИС-3) .....	65
<i>Гаврилов Д.А., Смоленцева Е.Н., Сапрыкин О.И.</i> ПОЧВЫ ОЗЁРНЫХ КОТЛОВИН КАК ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ РИТМОВ ГОЛОЦЕНА .....	68
<i>Газизова Т.Ю., Сапелко Т.В.</i> РОЛЬ ПЫЛЬЦЫ МАКРОФИТОВ В ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ОЗ. ХОВАТАНЛАМПИ .....	73
<i>Галанин А.А., Курбанов Р.Н., Шапошников Г.И., Васильева А.Н., Лыткин В.М.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ БЕСТЯХСКОЙ ТЕРРАСЫ Р. ЛЕНЫ В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. ЯКУТСКА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ) .....	76
<i>Галанин А.А., Павлова М.Р., Шапошников Г.И., Торговкин Н.В., Тихонравова Я.В., Васильева А.Н., Лыткин В.М.</i> СТРОЕНИЕ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ДЮННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИЛЕНСКОГО ПЛАТО (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ) .....	81
<i>Гаранкина Е.В., Лобков В.А., Шоркунов И.Г., Беляев В.Р.</i> РЕЛИКТОВАЯ КРИОГЕННАЯ МОРФОСКУЛЬПТУРА В РАЗРЕЗАХ И РЕЛЬЕФЕ БОРИСОГЛЕБСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ .....	85
<i>Голубева Ю.В., Марченко-Вагапова Т.И.</i> РАЗВИТИЕ МАЛЫХ ОЗЕР В ДОЛИНЕ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. КУИ (СЕВЕРО-ЗАПАД БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ) .....	91
<i>Грачев А.М., Голосов В.Н.</i> РОЛЬ ГЛОБАЛЬНОЙ ДЕНУДАЦИИ В ИЗМЕНЕНИЯХ АТМОСФЕРНОГО CO <sub>2</sub> И ПРОБЛЕМА ЕЕ РЕКОНСТРУКЦИИ НА ДЛИТЕЛЬНОЙ ВРЕМЕННОЙ ШКАЛЕ .....	93
<i>Деркач Е.С., Ганюшкин Д.А.</i> ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ ОЛЕДЕНЕНИЙ ГОРНЫХ МАССИВОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ .....	94
<i>Дружинина О.А., Гольева А.А., Напреенко-Дорохова Т.В., Напреенко М.Г., Соснина И.А.</i> МИКРОБИОМОРФНЫЙ АНАЛИЗ КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ДИНАМИКИ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ И УРОВНЯ ВОДЫ КУРШСКОГО ЗАЛИВА В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ .....	97
<i>Дуданова В.И., Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Шухвостов Р.С.</i> КЛЮЧЕВЫЕ СОБЫТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПРИНЕВЬЯ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ .....	99
<i>Еловичева Я.К.</i> МНОГООБРАЗИЕ КОМПОНЕНТОВ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА	

И ГОЛОЦЕНА БЕЛАРУСИ В ЦЕЛЯХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ НА ОСНОВЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ .....	104
<i>Жилич С.В., Кривоногов С.К., Гаврилов Д.А., Смоленцева Е.Н., Као С., Рудая Н.А.</i> ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО НОВЫМ ДАННЫМ ИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА САРГУЛЬ И ПАЛЕОПОЧВ В ЕГО КОТЛОВИНЕ (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ).....	109
<i>М.А. Зенина</i> КОМПЛЕКСЫ ОСТРАКОД ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНОГО МОРЯ .....	111
<i>Зыкин В.С., Зыкина В.С.</i> ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И ГЕНЕЗИСА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ.....	113
<i>Зыкина В.С., Зыкин В.С.</i> ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ СУБАЭРАЛЬНОЙ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ .....	117
<i>Идрисов И.А., Пинской В.Н., Борисов А.В.</i> РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЮГА ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ.....	121
<i>Измайлов Я.А.</i> МОРФОЛОГИЯ ПЕРЕУГЛУБЛЕННЫХ РЕЧНЫХ ДОЛИН И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСЛЕДНЕЙ ЛЕДНИКОВОЙ РЕГРЕССИИ ЧЕРНОГО МОРЯ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ) .....	126
<i>Казачков Г.В., Левыкин С.В.</i> К ПРЕДСТАВЛЕНИЯМ О ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОЛАНДШАФТАХ НА ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА (ЕДОМ) В СВЕТЕ ЭОЛОВОЙ ВЕРСИИ ЕГО ГЕНЕЗИСА.....	129
<i>Калинин П.И., Алексеев А.О., Кудреватых И.Ю., Панин П.Г., Карпухина Н.В.</i> ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОГЕНЕЗА ЛЁССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУССКОЙ РАВНИНЫ.....	134
<i>Калугин А.С., Морозова П.А.</i> СТОК ВОЛГИ В ПЕРИОД ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО МАКСИМУМА .....	137
<i>Караевская Е.С., Демидов Н.Э., Никулина А.Л., Столпникова Е.М., Ширрмайстер Л., Карлов Д.С., Гуро П.В., Казанцев В.С., Елизаров И.М., Веттерих С.</i> ПРОКАРИОТНЫЕ СООБЩЕСТВА МЕРЗЛЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОРОД МОРСКОГО ГЕНЕЗИСА ОСТРОВА ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН КАК ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ МАРКЕР .....	141
<i>Карпухина Н.В., Панин А.В., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Максимов Ф.Е., Захаров А.Л., Петров А.Ю., Зюганова И.С., Мюррей Э.</i> К ВОПРОСУ О ГРАНИЦЕ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ.....	144
<i>Карпухина Н.В., Захаров А.Л., Украинцев В.Ю.</i> ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ РЕКИ ЛУГИ В ВЕРХНЕМ ТЕЧЕНИИ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ.....	146
<i>Кашидан А.И., Шейнкман В.С.</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ MIS 2 ЛЕДНИКОВЫХ КУПОЛОВ И ЛЕДЯНЫХ ПОТОКОВ БАРЕНЦЕВА ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА НА ОСНОВЕ ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ.....	148



<i>Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.</i> ИЗМЕНЕНИЯ ПРИТОКА РЕЧНЫХ ВОД В МОРЯ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА МИКРОВОДОРОСЛЕЙ (НА ПРИМЕРЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ) .....	152
<i>Ковалева Н.О., Ковалев И.В., Столпникова Е.М.</i> ПОЧВЕННЫЕ БИОМАРКЕРЫ КАК АРХИВ ИНФОРМАЦИИ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ (НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО КРЫМА) .....	157
<i>Константинов Е.А., Пономарева В.В., Данишик М., Портнягин М.В., Мазнева Е.А., Сычев Н.В., Захаров А.Л., Фрехен М., Тсукамото С.</i> ТЕФРА В ЛЕССОВО-ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ СЕРИЯХ ПРЕДКАВКАЗЬЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО УСЛОВИЯМ ЗАЛЕГАНИЯ И ХРОНОСТРАТИГРАФИИ .....	161
<i>Константинова Н.Г.</i> РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ВНУТРЕННИХ ДОЛИН ХИБИНСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) В УСЛОВИЯХ ДЕГЛЯЦИАЦИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ.....	165
<i>Костин Д.Н., Антонов О.М., Курприянова Н.В., Крылов А.В., Григорьев В. А.</i> ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТАЙМЫРА: ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И НОВЫЕ ДАННЫЕ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ ЗА 2017-2020 гг. (ГГС-200, S-45-IX, X, XI, XII) .....	167
<i>Кузьмина С.А., Базилян А.Э.</i> ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ИСКОПАЕМЫХ НАСЕКОМЫХ В ЭОЛОВЫХ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ И ИХ РОЛЬ В РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНОЙ ОБСТАНОВКИ ПРОШЛОГО.....	170
<i>Курбанов Р.Н., Колтрингер К., Таратунина Н.А., Стивенс Т.</i> ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ УРВ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ДЛЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЙ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ.....	172
<i>Лазукова Л. И., Константинов Е.А., Вайкутиене Г.</i> ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ОЗЕРА НЕРО В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНЕ (ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА) .....	176
<i>Ларин С.И., Ларина Н.С., Алексеева В.А.</i> ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРИВ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ КВАРТЕРЕ.....	181
<i>Лебедева Е.В.</i> ВЛИЯНИЕ ГАЗОГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА РЕЧНЫХ ДОЛИН ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОН.....	185
<i>Левковская Г.М., Болиховская Н.С., [Аникович М.В.], С.Н. Лисицын, Бузова Н.Д., Саблин М.В., [Кузьмина И.Е.], Каспаров А.К., Платонова Н.И., Боголюбова А.Н., Степанова М.Ю.</i> ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ХРОНОСРЕЗА 52-40 ТЫС.Л.Н. НА РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И ЗООЦЕНОЗЫ ПОЙМЕННО-БАЛОЧНОГО РЕФУГИУМА КОСТЕНКИ 12 И ВОДРАЗДЕЛЬНОГО РЕФУГИУМА СТРЕЛИЦА ИЗ БАССЕЙНА ВЕРХНЕГО ДОНА.....	190
<i>Ликотов Е.Ю.</i> НАХОДКИ КРУПНО- И ГРУБООБЛОМОЧНОГО ОКАТАННОГО МАТЕРИАЛА НА ПРИДОЛИННОЙ ВЕРШИННОЙ ПОВЕРХНОСТИ – НОВЫЕ ФАКТЫ СТРОЕНИЯ, ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ДОЛИНЫ р. БУРЕЯ.....	195

- Лобков В.А., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В., Беляев В.Р., Шеремецкая Е.Д., Модин И.Н., Ерохин С.А., Красникова А.М., Шевченко В.А., Скобелев А.Д.*  
РЕВИЗИЯ РОЛИ РЕЛИКТОВОЙ КРИОГЕННОЙ МОРФОСКУЛЬПТУРЫ  
В ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЕ СУЗДАЛЬСКОГО ОПОЛЬЯ С ПРИМЕНЕНИЕМ  
МЕТОДОВ ГЕОФИЗИКИ И ПАЛЕОПОЧВОВЕДЕНИЯ ..... 197
- Лудикова А.В., Баумер М., Федоров Г.Б., Меллес М.*  
ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЯ ОЗ. БОЛЬШОГО ЩУЧЬЕГО (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)  
В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ  
ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА ..... 202
- Лукашов А.А.*  
ЗАВЕРШАЮЩАЯСЯ КАРДИНАЛЬНАЯ ПЕРЕСТРОЙКА ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ  
СЕТИ В МЕЖДУРЕЧЬЕ НУРЫ И ИШИМА (Р. ЕСИЛЬ), БЛИЗ ГОРОДА НУРСУЛТАН  
(АКМОЛИНСК) ..... 206
- Лукьянычева М.С., Галанин А.А., Васильева А.Н., Лыткин В.М., Шапаников Г.И., Павлова М.Р., Кузьмина С.А.*  
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГРАНИЦАХ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ  
ВЕРХОЯНСКОГО ХРЕБТА В ДОЛИНЕ РЕКИ УНДЮЛЮГ ..... 209
- Маккавеев А.Н., Караваев В.А.*  
ЛОЖБИННО-РЫТВИННЫЕ ОЗЕРА В МЕЩЕРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ..... 214
- Макашев Р.Р., Бадюкова Е.Н., Лобачева Д.М., Штыркова Е.И., Тюнин Н.А., Котеньков С.А., Соловьев Д.С.*  
СТРОЕНИЕ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДЕЛЬТЫ  
Р. ВОЛГИ..... 217
- Макашев Р.Р., Свиточ А.А., Бадюкова Е.Н., Ткач Н.Т., Лобачева Д.М., Бердникова А.А., Тюнин Н.А., Клювиткина Т.С., Сычев Н.В.*  
РАННЕХВАЛЫНСКИЙ ЭТАП НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ ..... 220
- Малов В.И., Страховенко В.Д., Белкина Н.А., Потахин М.С., Овдина Е.А.*  
СОПОСТАВЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА..... 224
- Матлахова Е.Ю., Панин А.В., Украинцев В.Ю.*  
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ Р. МОКШИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ..... 229
- Мацковский В.В., Заговская Э.П., Турчинская С.М., Жданова Е.Ю., Михаленко В.Н., Семеняк Н.С., Соломина О.Н.*  
СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА В ГОДИЧНЫХ КОЛЬЦАХ СОСНЫ ЦЕНТРА  
РУССКОЙ РАВНИНЫ – ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ..... 231
- Мащенко Е.Н., Андреев А.А., Воскресенская Е.В., Вострикова Т.П., Выгузова Е.П., Жужгова Л.В., Е.Н. Зюганова И.С., Кузьмина С.В., Островский С.Л., Чурилов Э.В.*  
ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ  
MAMMUTHUS TROGONTERII В ОХАНСКОМ РАЙОНЕ ПЕРМСКОГО КРАЯ..... 233
- Миронюк С.Г.*  
МЕГАМАСШТАБНАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЛИНЕЙНОСТЬ И РЕЛИКТОВЫЕ БОРОЗДЫ  
АЙСБЕРГОВОГО ВЫПАХИВАНИЯ (ПЛУГМАРКИ) БАРЕНЦЕВА МОРЯ И ИХ  
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ..... 238
- Морковин Б.И., Мащенко Е.Н., Подлеснов А.В., Ле Суан Дак*  
ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ  
ПЕЩЕРНЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ПОЗВОНОЧНЫХ  
В СЕВЕРНОМ ВЬЕТНАМЕ..... 243

<i>Мусаэлян Р.Э., Лебедева М.П., Ростовцева Ю.В., Варламов Е.Б.</i> ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕХВАЛЫНСКИХ ШОКОЛАДНЫХ ГЛИН НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗОВ РАЙГОРОД И СРЕДНЯЯ АХТУБА) .....	250
<i>Мухаметшина Е.О.</i> ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ПЛЕНИГЛЯЦИАЛА И РАННЕГО ГОЛОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ.....	254
<i>Назаров Н.Н., Фролова И.В.</i> ПОДПРУДНЫЕ ВОДОЕМЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КЕЛЬТМИНСКОЙ ЛОЖБИНЫ .....	257
<i>Найдина О.Д.</i> ИЗМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ И КЛИМАТА СЕВЕРО-КАВКАЗСКО- КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА В ПЛИО-ПЛЕЙСТОЦЕНЕ.....	261
<i>Наугольных С.В.</i> ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ПАЛЕОПОЧВА РАЗРЕЗА «ГЕНЕРАЛ» (РАМЕНСКИЙ РАЙОН МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ) И ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ УСЛОВИЯ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ .....	263
<i>Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Толстобров Д.С., Шварев С.В.</i> ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В ЕВРОПЕЙСКОЙ СУБАРКТИКЕ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕР В РАЙОНАХ ЧУНА- И ЛУВЕНЬГСКИХ ТУНДР (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН) .....	264
<i>Овсепян Е.А., Тетар М., Иванова Е.В., Макс Л., Тидеманн Р.</i> ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ СОДЕРЖАНИЯ КИСЛОРОДА В ПРОМЕЖУТОЧНЫХ И ГЛУБИННЫХ ВОДАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА.....	270
<i>Овсепян Я.С., Лопатина Д.А., Занина О.Г., Талденкова Е.Е., Степанова А.Ю.</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ПАЛЕОСРЕДЫ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ.....	272
<i>Опекунова М. Ю., Голубцов В. А.</i> ФОРМИРОВАНИЕ ПОЙМ БАССЕЙНА РЕКИ БЕЛАЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАНГАРЬЕ)..	274
<i>Павлова М.Р., Галанин А.А.</i> ЭЛОВЫЕ ЛАНДШАФТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ: ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ.....	279
<i>Панин П.Г.</i> ЛЁССОВО-ПОЧВЕННАЯ СЕРИЯ РАЗРЕЗА ЭЛИСТА (РЕСПУБЛИКА КАЛМЫКИЯ) .....	284
<i>Петров А.Ю., Томилов А.А., Костромина Н.А., Савельева Л.А., Васильева А.В., Кузнецов В.Ю.</i> ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ В ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ .....	288
<i>Поротов А.В., Мысливец В.И., Кортаев В.Н.</i> РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ШЕЛЬФА ЮГО-ВОСТОЧНОГО КРЫМА В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ .....	292
<i>Правкин С.А., Большианов Д.Ю.</i> ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ ДОЛИНЫ НИЖНЕЙ ЛЕНЫ: НОВЫЕ ДАННЫЕ, ПРОТИВОРЕЧИЯ И ПРОБЛЕМЫ.....	297

<i>Пузаченко А.Ю., Маркова А.К.</i> НЕЛИНЕЙНОСТЬ, ПОРОГОВЫЙ ЭФФЕКТ И ТЕМПОРАЛЬНАЯ ИНВАРИАНТНОСТЬ В ЭВОЛЮЦИИ КОМПЛЕКСОВ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ.....	301
<i>Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Луговой Н.Н., Шварев С.В., Шилова О.С., Аляутдинов А.Р.</i> ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ Р. ВАРЗУГИ В ГОЛОЦЕНЕ (ТЕРСКИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОРЯ) .....	306
<i>Романенко Ф.А., Кононов Ю.М., Тимирева С.Н., Джевахашвили П.С.</i> ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ВАРЗУГИ (ТЕРСКИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОРЯ) В ГОЛОЦЕНЕ.....	310
<i>Рудая Н.А., Карачурина С.Е., Као С.</i> НЕКОТОРЫЕ ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ АЛТАЙСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ В КОНТЕКСТЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ЕВРАЗИИ.....	313
<i>Руденко О.В., Новенко Е.Ю., Мазей Н.Г., Курриянов Д.А.</i> ИСКОПАЕМЫЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ ИЗ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕР ПЛАТО ПУТОРАНА КАК ИНДИКАТОР ЛАНДШАФТНЫХ ОБСТАНОВОК ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА.....	317
<i>Рудинская А.И., Гаранкина Е.В., Семеняк Н.С., Беляев В.Р., Шеремецкая Е.Д., Беляев Ю.Р.</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВЫХ СЕЛЕВЫХ СОБЫТИЙ ХИБИН.....	322
<i>Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Токарев М.Ю., Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю., Савельева Л.А., Белкина Н.А.</i> ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ И ВЕЛИКИХ ОЗЕР ПО ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ЛЕДНИКОВЫЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ .....	326
<i>Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Смирнов М.В.</i> ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ БАССЕЙНА ОЗ. БАЙКАЛ.....	331
<i>Рылова Т.Б., Матвеев А.В., Шидловская А.В.</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛАНДШАФТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БЕЛОРУССКОГО ПОЛЕСЬЯ В ОПТИМУМЕ МУРАВИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ.....	334
<i>Садоков Д.О., Сапелко Т.В., Меллес М., Федоров Г.Б.</i> ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЛЕТОПИСЬ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ В ВОЛОГОДСКОЙ ОБЛАСТИ (СЕВЕРО-ЗАПАД РОССИИ) .....	338
<i>Самусь А.В., Константинов Е.А.</i> ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В РОСТОВСКОЙ НИЗИНЕ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ ПО НОВЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАНЫМ .....	342
<i>Свиточ А.А., Янина Т.А.</i> БИОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ КАСПИЙСКИХ ТЕРРАС ДАГЕСТАНА .....	346
<i>Семиколенных Д.В., Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей Э.Ш.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ЭЛЬТИГЕН (КЕРЧЕНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) .....	348

- Сердюк Н.В., Осипова Е.М., Данукалова Г.А., Сыромятникова Е.В., Зеленков Н.В., Абдыканова А., Шнайдер С.В., Кривошапкин А.И.*  
ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ СРЕДЫ ФЕРГАНСКОЙ ДОЛИНЫ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-РАННЕГО ГОЛОЦЕНА ПО ДАННЫМ ИСКОПАЕМОЙ ФАУНЫ 351
- Сизов О.С.*  
ГРАНИЦЫ ПОКРОВНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ:  
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ РЕАНАЛИЗ ..... 355
- Слагода Е.А., Опокина О.Л.*  
ПОСТКРИОГЕННЫЕ И ПАЛЕОКРИОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ..... 360
- Смирнов М.В., Рыжов Ю.В.*  
ПОЙМЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В ДОЛИНЕ РЕКИ ТАРБАГАТАЙКИ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ) ..... 364
- Смоленцева Е.Н.*  
ТРАНСФОРМАЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ИНТРАЗОНАЛЬНЫХ ЛАНДШАФТОВ СТЕПНОГО БИОМА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ..... 367
- Соловьева Д.А., Окунев А.С., Курпянова Н.В., Веркулич С.Р.*  
УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПРИУСТЬЕВЫХ ЧАСТЯХ ДОЛИН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗЕМЛИ НОРДЕНШЕЛЬДА, ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН, В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ..... 373
- Сосин П.М., Курбанов Р.Н., Амирзода О.Х., Токарева О.А.*  
РЕТРОСПЕКТИВА ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ ФОРМАЦИИ ТАДЖИКИСТАНА..... 374
- Стрелецкая И.Д., Письменюк А.А., Васильев А.А., Гусев Е.А., Облогов Г.Е., Задорожная Н.А.*  
ФОРМИРОВАНИЕ ЛЬДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ..... 377
- Сычев Н.В., Константинов Е.А., Захаров А.Л., Мазнева Е.А., Фрехен М., Тсукамото С., Карпухина Н.В.*  
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХРОНОЛОГИИ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛЕССОВ ТЕРСКО-КУМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ..... 341
- Сычева С.А.*  
РАНЖИРОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПАЛЕОПОЧВ ПО СТЕПЕНИ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ РАЗВИТИЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ РАЗНОПЕРИОДНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ РИТМОВ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ..... 384
- Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С., Шпильхаген Р.Ф., Баух Х.А., Аверкина Н.О., Николаев С.Д.*  
МАТЕРИАЛ ЛЕДОВОГО И АЙСБЕРГОВОГО РАЗНОСА В ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРОЛИВА ФРАМА И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ..... 387
- Таратунина Н.А., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Курчатова А.Н., Янина Т.А., Курбанов Р.Н.*  
ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ КРИОГЕНЕЗ В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА ЧЕРНЫЙ ЯР..... 390
- Тимирева С.Н., Кононов Ю.М., Зюганова И.С., Филимонова Л.В., Романенко Ф.А.*  
РАЗВИТИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В НИЗОВЬЕ Р. ВАРЗУГА В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ..... 394

<i>Титов В.В., Тесаков А.С., Байгушева В.С., Нестерук Г.В., Польшин В.В., Симакова А.Н., Фролов П.Д., Янина Т.А., Пенкман К.</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНЫХ ОБСТАНОВОК СЕВЕРНОГО ПРИАЗОВЬЯ В КОНЦЕ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ПО ДАННЫМ ИЗ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА БЕГЛИЦА.....	398
<i>Тихонравова Я.В., Кузнецова А.О., Слагода Е.А.</i> СТРАТИГРАФИЯ ТОРФЯНИКОВ В ХАСЫРЕЯХ ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ.....	404
<i>Токарева О.А., Лебедева М.П., Тимирева С.Н., Кононов Ю.М., Таратунина Н.А., Мещерякова О.А., Курбанов Р.Н.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЙ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ КУБАНЬ.....	407
<i>Тюнин, Н.А.</i> ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УЧАСТКА ГЛАВНОГО УЗЛА РАЗВЕТВЛЕНИЯ ДЕЛЬТЫ КУБАНИ.....	410
<i>Украинцев В. Ю.</i> МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДЫ МОЩНОГО РЕЧНОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ ВОЛГИ В ПОЗДНЕВАЛДАЙСКУЮ ЭПОХУ .....	412
<i>Уткина А.О., Панин А.В.</i> СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИН ПРОРЫВА ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ .....	415
<i>Филимонова Л.В.</i> ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ И ЗАБОЛАЧИВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКО-ФИНЛЯНДСКОГО ПАРКА «ДРУЖБА» В ГОЛОЦЕНЕ .....	419
<i>Филиппова К.Г., Константинов Е.А., Захаров А.Л., Медведев А.А., Сычев Н.В., Кузьменкова Н.В.</i> ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ЧУХЛОМСКОМ ОЗЕРЕ (КОСТРОМСКАЯ ОБЛАСТЬ) .....	424
<i>Хмелева М.В., Панин П.Г., Чепалыга А.Л., Карпухина Н.В., Бухонов А.В.</i> РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОСКОПИИ ПЕСЧАНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЁН ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ СЕРИИ РАЗРЕЗА АЛЧАК-СЕДЛОВИНА (РЕСПУБЛИКА КРЫМ) .....	429
<i>Шарапов Д.В., Шейнкман В.С., Седов С.Н.</i> ПОЗДНЕЛЕДНИКОВАЯ ПУСТЫНЯ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ? МОРФОСКОПИЯ И ПСЕВДОМОРФОЗЫ ПО ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫМ ЛЬДАМ.....	432
<i>Шварев С.В.</i> СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОБЕРЕЖИЙ БЕЛОГО МОРЯ .....	437
<i>Шварев С.В., Субетто Д.А., Никонов А.А.</i> СЛЕДЫ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ) .....	441
<i>Шейнкман В.С., Седов С.Н.</i> ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОБСТАНОВОК СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ С ПОЗИЦИЙ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ.....	445

<i>Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Лазарева О.В., Тихонова Ю.С.</i> ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЕР ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ В ГОЛОЦЕНЕ.....	449
<i>Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Тихонова Ю.С.</i> ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОНЕЖСКО-ЛАДОЖСКОГО ПЕРЕШЕЙКА (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА СУЯРЛАМБИ) .....	454
<i>Шполянская Н.А.</i> СПОРНЫЕ ВОПРОСЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В МАТЕРИАЛАХ ПО КРИОЛИТОЗОНЕ.....	459
<i>Штыркова Е.И.</i> РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ГОЛОЦЕНОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДЕЛЬТЕ ВОЛГИ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ, ГЕОХИМИИ, ЛИТОЛОГИИ .....	464
<i>Шухвостов Р.С., Шитов М.В.</i> СЛЕДЫ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОНЕЖСКО-ЛАДОЖСКОГО РЕГИОНА.....	468
<i>Янина Т.А., Болиховская Н.С., Сорокин В.М., Курбанов Р.Н., Макшаев Р.Р., Бердникова А.А.</i> КОРРЕЛЯЦИЯ И СВЯЗЬ ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНЫХ СОБЫТИЙ В ПОНТО-КАСПИИ С ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВОЙ РИТМИКОЙ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ .....	471

СЕКЦИЯ № 2

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА СОВРЕМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ

<i>Барышников Г.Я.</i> СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ И РЕЛЬЕФ В АЛТАЙСКОМ РЕГИОНЕ: ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	476
<i>Бляхарчук Т.А., Курьина И.В.</i> ВЕКОВАЯ РИТМИКА УВЛАЖНЁННОСТИ КЛИМАТА В ГОРАХ ЗАПАДНОГО САЯНА ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЁРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИСТОРИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ЮЖНОЙ СИБИРИ .....	481
<i>Ветров В.А., Борисова О.К., Панин А.В.</i> ПОСТРОЕНИЕ СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОЕКЦИЙ ИЗМЕНЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ КЛИМАТА В НЕКОТОРЫХ РЕГИОНАХ РОССИИ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОАНАЛОГОВ .....	485
<i>Георгиади А.Г., Милюкова И.П.</i> РЕЧНОЙ СТОК ВОЛГИ В ТЕПЛЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЭПОХИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО, В ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И СЦЕНАРНОГО БУДУЩЕГО.....	490
<i>Голубцов В.А., Вантеева Ю.В., Воропай Н.Н.</i> СОСТАВ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ПОЧВ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ИХ ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТИ .....	495
<i>Идрисов И.А., Гусейнова А.Ш., Джамирзоев Г.С.</i> ЛЕДНИКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГОРЫ ШАЛБУЗДАГ (ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ) ...	500

<i>Ковалев И.В.</i> ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ТАМБОВСКОЙ РАВНИНЫ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ (ПО ДАННЫМ БИОГЕОХИМИИ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ) .....	504
<i>Кононов Ю.М., Тимирева С.Н.</i> ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В 20-М ВЕКЕ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ГОДОВОМ ПРИРОСТЕ СОСНЫ ОБЫКНОВЕННОЙ (PINUS SYLVESTRIS L.) НА СЕВЕРНОМ БЕРЕГУ БЕЛОГО МОРЯ.....	509
<i>Королева Е.С., Слагода Е.А.</i> ПОЛИГОНАЛЬНЫЕ ТОРФЯНИКИ СЕВЕРА ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ: ПЕРЕСТРОЙКА КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ И РЕЛЬЕФА В СВЯЗИ С КОЛЕБАНИЯМИ КЛИМАТА .....	515
<i>Кравцов Ю.В.</i> ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ ПОЧВ ИШИМСКОЙ СТЕПИ НА ОСНОВЕ РЕТРОСПЕКТИВНОГО АНАЛИЗА.....	519
<i>Куприянов Д.А., Новенко Е.Ю., Мазей Н.Г., Шатунов А.Е., Бородина К.А.</i> ИСТОРИЯ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 8500 ЛЕТ ПО ДАННЫМ ПАЛЕОАНТРАКОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА .....	524
<i>Лебедева М.П., Плотникова О.О., Варламов Е.Б., Чурилин Н.А., Романис Т.В.</i> ВЛИЯНИЕ СОСТАВА И СВОЙСТВ ХВАЛЫНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЭВОЛЮЦИЮ ПОЧВ И ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МИНЕРАЛОГО-МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ) .....	527
<i>Маликова Е.Л.</i> ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА РАЗВИТИЕ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НАДЫМ) .....	531
<i>Матишов Г.Г., Польшин В.В., Титов В.В., Кулыгин В.В., Коваленко Е.П., Тесаков А.С.</i> ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГОВЫХ ФОРМ АЗОВСКОГО МОРЯ НА ПРИМЕРЕ КОСЫ ДОЛГАЯ (КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ) .....	533
<i>Низовцев В.А., Дьяконов К.Н., Эрман Н.М.</i> СТАНОВЛЕНИЕ ЭВОЛЮЦИОННОГО ЛАНДШАФТОВЕДЕНИЯ В РОССИИ.....	536
<i>Новенко Е.Ю., Руденко О.В., Мазей Н.Г., Куприянов Д.А., Бородина К.А., Макарова Е.А.</i> ИЗМЕНЕНИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЕНИСЕЙСКОЙ СИБИРИ В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ: НОВЫЕ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗУ КРУПНОБУГРИСТОГО ТОРФЯНИКА В РАЙОНЕ ИГАРКИ.....	540
<i>Рябогина Н.Е., Идрисов И.А., Южанина Э.Д., Трошина А.А., Борисов А.В.</i> ГОЛОЦЕН СЕВЕРНОГО КАВКАЗА – ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И АНТРОПОГЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ТОРФЯНЫХ ПАЛЕОАРХИВОВ.....	545
<i>Рябуха А.Г., Поляков Д.Г., Стрелецкая И.Д., Ковда И.В.</i> РОЛЬ ПАЛЕОМЕРЗЛОТЫ В ФОРМИРОВАНИИ ПОЛИГОНАЛЬНО-БУГРИСТОГО МИКРОРЕЛЬЕФА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ .....	548
<i>Трофимец Л.Н., Паниди Е.А., Лаврусевич А.А.</i> О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОЦЕЗИЕВОГО МЕТОДА ИЗУЧЕНИЯ ПОТЕРЬ ПОЧВЫ ВСЛЕДСТВИЕ ЭРОЗИИ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ БАСЕЙНА ВЕРХНЕЙ ОКИ .....	553



СЕКЦИЯ № 3  
ВОПРОСЫ ГЕОАРХЕОЛОГИИ

<i>Агаджанян А.К.</i> ЗООГЕОГРАФИЯ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПАЛЕОЛИТА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ.....	558
<i>Агаджанян А.К., Шуньков М.В., Козликин М.Б.</i> ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ МЕЛКИЕ ПОЗВОНОЧНЫЕ ВОСТОЧНОЙ ГАЛЕРЕИ ДЕНИСОВОЙ ПЕЩЕРЫ, СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ.....	563
<i>Анойкин А.А.</i> ПАЛЕОЛИТ ПРИМОРСКОГО ДАГЕСТАНА: АРХЕОЛОГИЯ, ХРОНОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ.....	568
<i>Базарова В.Б., Лящевская М.С., Цыденова Н.В.</i> ПРИРОДНАЯ СРЕДА И ЧЕЛОВЕК В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ-ГОЛОЦЕНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ.....	573
<i>Бессуднов А.А.</i> ГМЕЛИНСКАЯ ИСКОПАЕМАЯ ПОЧВА КАК ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ МАРКЕР ДЛЯ ПАЛЕОЛИТА КОСТЁНОК.....	577
<i>Болиховская Н.С.</i> ПАЛИНОФЛОРЫ И КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ГАЛЕРЕИ ПАМЯТНИКА ПАЛЕОЛИТА ДЕНИСОВА ПЕЩЕРА (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ) .....	582
<i>Бричева С.С., Ахметгалеева Н.Б., Куренкова Е.И., Захаров А.Л., Шашерина Л.В., Кандинов М.Н., Медведев С.П., Панин А.В.</i> ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЯ ПАМЯТНИКОВ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЛИТА КУРСКОГО ПОСЕЙМЬЯ ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ.....	587
<i>Бурова Н.Д., Синицын А.А.</i> НИЖНИЕ КУЛЬТУРНЫЕ СЛОИ КОСТЕНОК 14: ФАУНА КАК ИНДИКАТОР ФУНКЦИОНАЛЬНОЙ СПЕЦИФИКИ ИССЛЕДОВАННЫХ УЧАСТКОВ ПАМЯТНИКА .....	591
<i>Васильев С.А.</i> ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЛИТ ВЕРХНЕГО ЕНИСЕЯ: ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ДРЕВНИЙ ЧЕЛОВЕК .....	594
<i>Васильев С.В., Боруцкая С.Б.</i> АДАПТАЦИЯ ЭСКИМОСОВ ГРЕНЛАНДИИ И КАНАДЫ К АРКТИЧЕСКОМУ КЛИМАТУ .....	597
<i>Воскресенская Е.В.</i> ПОСТДЕПОЗИЦИОННЫЕ НАРУШЕНИЯ КУЛЬТУРНЫХ СЛОЕВ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ ХОТЫЛЕВСКИХ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК.....	598
<i>Демаков Д.А., Лычагина Е.Л., Зарецкая Н.Е., Лантева Е.Г., Трофимова С.С., Косинцев П.А.</i> КОСИНСКИЕ МЕЗОЛИТИЧЕСКИЕ СТОЯНКИ И ИХ ПРИРОДНОЕ ОКРУЖЕНИЕ .....	602
<i>Дружинина О.А.</i> ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК АРХИВ ИНФОРМАЦИИ О РАННЕМ АНТРОПОГЕННОМ ВОЗДЕЙСТВИИ НА ЛАНДШАФТЫ ВИШТЫНЕЦКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ПРИБАЛТИКА) .....	606

- Зольников И.Д., Анойкин А.А., Филатов Е.А., Выборнов А.В., Пархомчук Е.В., Васильев С.К., Курбанов Р.Н.*  
 КУШЕВАТ-ПАМЯТНИК НАЧАЛА ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА В НИЗОВЬЯХ ОБИ:  
 ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ,  
 ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ..... 607
- Клементьев А.М.*  
 ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КРАСНОЯРСКОЙ ВПАДИНЫ В ПАЛЕОЛИТИЧЕСКУЮ  
 ЭПОХУ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОТЕРИОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ..... 611
- Колесников Р.А., Тупахина О.С., Плеханова Л.Н.*  
 РАЗВИТИЕ ПОДЗОЛОВ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА ЯМГОРТ  
 В СЕВЕРНОЙ ТАЙГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ..... 616
- Комагорова М.А., Борисевич Е.А.*  
 НЕОЛИТИЧЕСКАЯ СТОЯНКА КОЛОМЦЫ ПОД НОВГОРОДОМ: ЧТО ЗАСТАВИЛО  
 ЛЮДЕЙ ПОКИНУТЬ ЕЕ..... 620
- Коркка М.А., Романис Т.В., Седов С.Н., Очередной А.К.*  
 НОВЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ  
 ОБСТАНОВКИ ПОСЛЕДНЕГО КРИОХРОНА ДЛЯ ГРУППЫ РАЗНОВРЕМЕННЫХ  
 СРЕДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ХОТЫЛЕВО I ..... 625
- Кривошапкин А.И., Томсен К.Й., Курбанов Р.Н., Таратунина Н.А.*  
 К ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТА НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ И УСЛОВИЙ  
 ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В РАЙОНЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ  
 СТОЯНКИ ОБИ-РАХМАТ ..... 630
- Кулаков С.А., Гиря Е.Ю., Титов В.В.*  
 О НЕКОТОРЫХ СПОСОБАХ АДАПТАЦИИ К ПРИРОДНОЙ СРЕДЕ  
 НА СТОЯНКЕ БОГАТЫРИ/СИНЯЯ БАЛКА ..... 632
- Курбанова Ф.Г., Пузанова Т.А., Асеева Е.Н., Куст П.Г., Руденко О.В.*  
 ПАЛЕОЛАНДШАФТНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ СРЕДНЕВЕКОВЬЯ НА ОСНОВЕ  
 ИЗУЧЕНИЯ ПОЧВ ГОЧЕВСКОГО АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА..... 638
- Кургаева А.И., Седов С.Н., Чавес-Вергара Б., Бессуднов А.А., Константинов Е.А.*  
 МАГНИТНЫЕ И ОРГАНИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ В ПАЛЕОПОЧВЕННОМ  
 РАЗРЕЗЕ КОСТЕНКИ 17..... 642
- Куренкова Е.И., Тумской В.Е., Хлопачев Г.А., Панин А.В., Зюганова И.С.*  
 ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИНЫ  
 РЕКИ СУДОСТЬ И ЗАСЕЛЕНИЕ ЧЕЛОВЕКОМ  
 ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ ЮДИНОВО ..... 647
- Лаптева Е.Г., Трофимова С.С., Зарецкая Н.Е., Лычагина Е.Л., Чернов А.В., Копытов С.В. Демаков Д.А.*  
 ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И ЭТАПЫ ЗАСЕЛЕНИЯ ВЕРХНЕГО  
 ПРИКАМЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ ..... 650
- Маркова А.К.*  
 ФАУНА МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ СТОЯНКИ  
 БЫКИ 7 (БАССЕЙН СЕЙМА): ВИДОВОЙ СОСТАВ, ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ... 655
- Мещерин М.Н.*  
 РАННИЕ ЭТАПЫ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА КРАСНОЯРСКОЙ КОТЛОВИНЫ  
 (СРЕДНЯЯ СИБИРЬ, РОССИЯ) ..... 659

<i>Павленок Г.Д., Бочарова Е.Н., Гладышев С.А., Таймагамбетов Ж.К., Анойкин А.А.</i> КАРАСАЙ – ПЕРВАЯ МЕЗОЛИТИЧЕСКАЯ СТОЯНКА В ВОСТОЧНОМ КАЗАХСТАНЕ.....	664
<i>Павленок К.К., Когай С.А., Павленок Г.Д., Мухтаров Г., Кот М.</i> ВАРИАТИВНОСТЬ СЫРЬЕВЫХ СТРАТЕГИЙ НАСЕЛЕНИЯ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ- ШАНЯ В СРЕДНЕМ ПАЛЕОЛИТЕ .....	667
<i>Павлов П.Ю.</i> О ВРЕМЕНИ ПОЯВЛЕНИЯ ЧЕЛОВЕКА СОВРЕМЕННОГО ВИДА (НОМО SAPIENS SAPIENS) НА СЕВЕРО–ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ И УРАЛЕ.....	670
<i>Поротов А.В.</i> ЭВОЛЮЦИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА НА ОСНОВЕ АРХЕОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ.....	674
<i>Разгильдеева И.И., Решетова С.А.</i> ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРВОЙ НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ Р.МЕНЗА В КОНТЕКСТЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ.....	679
<i>Решетникова Р.А., Ковалева Н.О.</i> ИЗОТОПНАЯ ПОДПИСЬ ПОГРЕБЁННЫХ ПОЧВ И КУЛЬТУРНЫХ СЛОЕВ ПОСЕЛЕНИЙ СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ.....	684
<i>Решетова С.А., Безрукова Е.В., Тетенькин А.В., Маартен ван Харденбрук.</i> ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ МАМАКАНСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ): НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ХРОНОЛОГИИ, РАСТИТЕЛЬНОСТИ, КЛИМАТУ .....	687
<i>Рыбалко А. Г., Курбанов Р. Н., Янина Т. А.</i> ХРОНОЛОГИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ДАГЕСТАНА (НОВЫЕ ДАННЫЕ) .....	692
<i>Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Лудикова А.В., Колпаков Е.М., Шумкин В.Я.</i> ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ КАНОЗЕРА НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ.....	694
<i>Седов С.Н., Синицын А.А., Лев С.Ю., Бессуднов А.А., Бессуднов А.Н., Сычёва С.А., Романис Т.В., Шейнкман В.С., Коркка М.А.</i> ПАЛЕОПОЧВЫ И РЕКОНСТРУКЦИЯ СРЕДЫ ОБИТАНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СООБЩЕСТВ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ.....	699
<i>Сердюк Н.В., Колобова К.А., Кривошапкин А.И.</i> ПРИРОДНЫЕ СООБЩЕСТВА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ ОТ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ДО СОВРЕМЕННОСТИ .....	704
<i>Синицын А.А.</i> ПОГРЕБЕННЫЕ ПОЧВЫ, ГОРИЗОНТЫ ТРЕЩИН И ХИАТУСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МИСЗ В РАЗРЕЗАХ СТОЯНОК КОСТЕНКОВСКОЙ ГРУППЫ.....	707
<i>Сорокин А.Н., Карманов В.Н., Морозов В.В., Смирнов А.Л.</i> ЗАБОЛОТСКИЙ ТОРФЯНИК В СВЕТЕ ГЕОАРХЕОЛОГИИ.....	709
<i>Сычева С.А., Бессуднов А.А., Бессуднов А.Н., Тимирева С.Н., Кононов Ю.М., Симакова А.Н., Филиппова К.Г.</i> СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ СТОЯНКИ ФИНАЛЬНОГО ПАЛЕОЛИТА ДИВНОГОРЬЕ 1 (ВОРОНЕЖСКАЯ ОБЛ.) .....	715

<i>Тумской В.Е., Едемский Д.Е., Прокопович И.В., Лев С.Ю.</i> ПРИРОДА ДЕФОРМАЦИЙ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАРАЙСКОЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ.....	719
<i>Федорова М.Е., Русаков А.В.</i> ЗАФИКСИРОВАННЫЕ ПОЧВЫ В ЗЕМЛЯНЫХ КИРПИЧАХ В ОСНОВАНИИ МЕНШИКОВА БАСТИОНА ПЕТРОПАВЛОВСКОЙ КРЕПОСТИ (Г. САНКТ-ПЕТЕРБУРГ) .....	724
<i>Чендев Ю.Г., Пузанова Т.А., Курбанова Ф.Г.</i> ПАЛЕОПОЧВЫ КУРГАНОВ СРУБНОЙ КУЛЬТУРЫ И ИХ РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ АНАЛОГИ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ.....	726
<i>Чепалыга А.Л.</i> ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДРЕВНЕЙШИХ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК ЮГА РОССИИ В РАЗВИТИЕ ИДЕЙ А.А. ВЕЛИЧКО .....	731
<i>Шашерина Л.В., Стефутин С.А., Зозуля С.С., Панин А.В.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕСРЕДНЕВЕКОВЫХ ПОСЕЛЕНИЙ В ДНЕПРО-ДВИНСКОМ РЕГИОНЕ (НА ПРИМЕРЕ ПАМЯТНИКОВ ГНЁЗДОВО И ШНИТКИНО) .....	732
<i>Шашков М.В., Жданов А.А., Чаргынов Т., Алишер кызы С., Дедов И.Е., Сайфуллоев Н., Шнайдер С.В.</i> ИЗУЧЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСТАТКОВ КОСТРОВИЦ С ОЦЕНКОЙ ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ВИДОВ ТОПЛИВА НА АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКАХ СУРУНГУР (ФЕРГАНСКАЯ ДОЛИНА) И ИСТЫКСКАЯ ПЕЩЕРА (ПАМИР) .....	737
<i>Шашков М.В., Жданов А.А., Алишер кызы С., Сайфуллоев Н., Шнайдер С.В.</i> АНАЛИЗ ЛИПИДНЫХ БИОМАРКЕРОВ ИЗ КЕРАМИКИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАМЯТНИКА ИСТЫКСКАЯ ПЕЩЕРА .....	739
<i>Шуныхов М.В., Агаджанян А.К., Болиховская Н.С., Козликин М.Б.</i> ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ТРАДИЦИЙ НА АЛТАЕ.....	740
<i>Щелинский В.Е., Трихунков Я.И., Симакова А.Н.</i> АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЕЗА С ФАУНОЙ ПСЕКУПСКОГО КОМПЛЕКСА РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА НА Р. ПСЕКУПС У СТАНИЦЫ САРАТОВСКОЙ (ПРЕДГОРЬЯ СЗ КАВКАЗА): ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ.....	743

СЕКЦИЯ № 4

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

<i>Андреичева Л.Н.</i> ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РОССИИ.....	748
<i>Астахов В.И.</i> О ДАТИРОВАНИИ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ СРЕДНЕГО ВАЛДАЯ .....	752
<i>Баранов Д.В., Карпущина Н.В., Мухаметшина Е.О., Панин А.В.</i> ПОКРОВНЫЕ СУПЕСИ ВЕРХНЕВОЛЖЬЯ: РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ВОЗРАСТ.....	757

<i>Баранов Д.В., Панин А.В.</i> ДИНАМИКА И ПРИЧИНЫ ВРЕЗАНИЯ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ ПО ДАННЫМ ОСЛ ДАТИРОВАНИЯ ЛЕСТНИЦЫ ТЕРРАС .....	761
<i>Бартова А.В.</i> О СТРАТИФИКАЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ О. НОВАЯ СИБИРЬ .....	762
<i>Вольвах Н.Е., Вольвах А.О., Курбанов Р.Н.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ НОВОСИБИРСКОГО ПРИОБЬЯ .....	769
<i>Гаврилова А.А., Стативко В.С.</i> МОДЕЛЬНЫЙ РАСЧЁТ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ В КАСПИЙСКО- АЗОВСКОМ РЕГИОНЕ .....	772
<i>Гарова Е.С., Каллиокоски М., Гудмундсдоуттир Э.</i> КРИПТОТЕФРА ИСЛАНДСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ В ЕВРОПЕЙСКОЙ АРКТИКЕ .....	775
<i>Григорьев В.А., Костин Д.Н., Максимов Ф.Е., Левченко С.Б., Крылов А.В.</i> УРАН-ТОРИЕВЫЙ ВОЗРАСТ ФОССИЛИЗИРОВАННЫХ КОЛОНИЙ КОРАЛЛИНОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ ИЗ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛУОСТРОВА ТАЙМЫР.....	778
<i>Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Карпущина Н.В., Корсакова О.П.</i> БЕЗЛЁДНЫЙ РАННИЙ ВАЛДАЙ НА СЕВЕРЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ.....	781
<i>Захаров А.Л., Гаранкина Е.В., Зарецкая Н.Е., Карпущина Н.В., Константинов Е.А., Луговой Н.Н., Рудинская А.И., Шоркунов И.Г., Украинцев В.Ю.</i> САРСКОЕ БОЛОТО – ПАЛЕОАРХИВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА КРАЕВОЙ ЗОНЫ МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ .....	786
<i>Зольников И.Д., Курбанов Р.Н., Деев Е.В., Картозия А.А., Филатов Е.А., Васильев А.В.</i> БИЙСКАЯ ТЕРРАСА – АНАЛОГ СУПЕРПАВОДКОВОЙ САЛЬДЖАРСКОЙ ТОЛЩИ ГОРНОГО АЛТАЯ НА ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЕ.....	789
<i>Коркин С.Е., Коркина Е.А., Русаков А.В.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА «КИРЬЯС» .....	792
<i>Кравченко Е.Н., Обадэ Т.Ф.</i> ГЕОИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА (ГИС) «ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ТЕРРАСЫ Р. ДНЕСТР» .....	795
<i>Кузьмина С.А., Ершова Е.К., Захаров А.Л., Зюганова И.С., Колесников С.Ф., Панин П.Г., Сычева С.А.</i> ИВАНЦЕВСКИЙ РАЗРЕЗ ПОГРЕБЕННЫХ ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ОКРАИНЕ Г. ДМИТРОВ МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ.....	801
<i>Курбанов Р.Н., Таратунина Н.А., Янина Т.А., Мюррей Э.С.</i> АБСОЛЮТНАЯ ХРОНОЛОГИЯ РАЗВИТИЯ ХВАЛЫНИ - КРУПНЕЙШЕЙ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ .....	806
<i>Мазнева Е.А., Константинов Е.А., Пономарева В.В., Портнягин М.В., Зеленин Е.А., Александрин М.Ю., Бердникова А.А., Захаров А.Л.</i> КРИПТОТЕФРА В ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОСАДКАХ БОЛЬШОГО КАВКАЗА.....	808
<i>Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Савельева Л.А., Григорьев В.А., Петров А.Ю., Фоменко А.П., Баранова Н.Г.</i> К ВОПРОСУ О ВРЕМЕННЫХ ГРАНИЦАХ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ И ЕГО ОТДЕЛЬНЫХ ФАЗ.....	812

<i>Маликов Д.Г., Голованов С.Е.</i> МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	817
<i>Назаров Д.В., Никольская О.А., Жигмановский И.В., Ручкин М.В.</i> ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОЗЕРО НА СЕВЕРЕ АРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ШЕЛЬФЕ КАРСКОГО МОРЯ.....	820
<i>Панин А.В., Барышников Г.Я., Деев Е.В., Зольников И.Д., Курбанов Р.Н.</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ К УТОЧНЕНИЮ ВОЗРАСТА АЛТАЙСКИХ МЕГАПАВОДКОВ.....	822
<i>Платонова Н.И., Левковская Г.М., Лапшин В.А.</i> О СИНХРОННОСТИ ЗАВЕРШЕНИЯ ТРАНСГРЕССИЙ ЛАДОЖСКОГО И ИЛЬМЕНСКОГО ПАЛЕООЗЕР ~2.4. ТЫС.Л.Н. И ИХ КОРРЕЛЯЦИИ С МАКСИМУМОМ ПЫЛЬЦЫ ОЛЬХИ .....	826
<i>Плешивецова Э.С., Ауслендер В.Г., Шитов М.В.</i> ШЕСТЬДЕСЯТ ЛЕТ ИЗУЧЕНИЯ НИЖНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ.....	831
<i>Рудинская А.И., Контантинов Е.А., Гедминиене Л., Вайкутиене Г., Суздаев С., Тарашкевичус Р.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИСТОРИИ ПЛЕЩЕЕВА ОЗЕРА В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ..	836
<i>Ручкин М.В., Шитов М.В., Дуданова В.И, Шухвостов Р.С., Беляев П.Ю.</i> ЗАВОД ИМ. СВЕРДЛОВА (ЭТАЛОН) – ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ.....	839
<i>Рылова Т.Б., Шейрене В., Демидова С.В., Киселене Д., Шидловская А.В.</i> КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ И НИЖНЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ПРИГРАНИЧНЫХ РЕГИОНОВ БЕЛАРУСИ И ЛИТВЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ МНОГОЛЕТНИХ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ .....	844
<i>Семиколенных Д.В., Курбанов Р.Н., Беляев В.Р., Янина Т.А.</i> ЭВОЛЮЦИЯ ДОЛИНЫ РЕКИ ГОРГАН ЗА ПОСЛЕДНИЕ 15 000 ЛЕТ (ПРОВИНЦИЯ ГОЛЕСТАН, ИРАН) .....	847
<i>Таратунина Н.А., Курбанов Р.Н., Колтрингер К., Стивенс Т., Рогов В.В., Янина Т.А., Лебедева М.П., Макеев А.О., Русаков А.В.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХРОНОСТРАТИГРАФИИ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЙ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ.....	849
<i>Фоменко А.П., Савельева Л.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Григорьев В.А., Попова С.С., Кузнецов В.Ю.</i> ТЕРМИЧЕСКИЙ МАКСИМУМ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА НА Р. БОЛЬШАЯ ДУБЁНКА (ТВЕРСКАЯ ОБЛАСТЬ) .....	852

Научное издание

**ПУТИ ЭВОЛЮЦИОННОЙ ГЕОГРАФИИ**

**Выпуск 2**

Материалы II Всероссийской научной конференции  
посвященной памяти профессора А.А. Величко  
(Москва, 22-25 ноября 2021 г.)

Институт географии РАН  
119017, Москва, Старомонетный пер., д. 29