

**ПЕРИГЛЯЦИАЛ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ
РАВНИНЫ
И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

**МАТЕРИАЛЫ
ВСЕРОССИЙСКОЙ НАУЧНОЙ
КОНФЕРЕНЦИИ**

**РОСТОВ ВЕЛИКИЙ
25–26 АВГУСТА 2023 г.**



**Ростов Великий
Москва
2023**

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ
Российской академии наук



основан в 1918 году



Российский
научный фонд



**ПЕРИГЛЯЦИАЛ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ
РАВНИНЫ
И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

**МАТЕРИАЛЫ
ВСЕРОССИЙСКОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ**

РОСТОВ ВЕЛИКИЙ, 25–26 АВГУСТА 2023 г.

Ростов Великий
Москва
2023

УДК 551.89

ББК 26.82

DOI: 10.15356/periglacial978-5-89658-069-0

Утверждено к печати Учёным советом Института географии РАН

Редакционная коллегия:

А. О. Макеев (МГУ имени М. В. Ломоносова),

А. В. Панин (ИГ РАН),

Д. А. Субетто (РГПУ им. А. И. Герцена)

Редакция, вёрстка:

Е. Д. Шеремецкая (ИГ РАН)

Рецензенты:

проф., д.г.н. С. И. Болысов (МГУ имени М. В. Ломоносова)

проф., д.г.н. А. В. Чернов (МППУ)

Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири. Материалы Всероссийской научной конференции. Ростов Великий, 25–26 августа 2023 г. [Электронное издание] – М.: ИГ РАН, 2023. 221 с.

ISBN 978-5-89658-069-0

Настоящий сборник представляет доклады, сделанные на Всероссийской научной конференции «Перигляциал Восточно-Европейской равнины», посвященной проблемам комплексного изучения палеогеографии, четвертичной геологии и геоморфологии поздневалдайской криолитозоны. География представленных исследований распространялась и на территорию Западной Сибири, что учтено в названии сборника. Материалы рассматривают ряд актуальных вопросов: реконструкции природных обстановок бывшей перигляциальной зоны по данным изучения озёрных и болотных архивов, восстановление времени и условий формирования криогенных реликтов и палеопочв в строении разрезов рыхлых отложений и пространственной организации почвенного покрова. Обсуждаются проблемы стратиграфии верхнечетвертичных толщ и происхождения покровных суглинков и лёссов, палеогидрологии рек и перестроек гидрографической сети. Сборник будет интересен специалистам в области четвертичного периода, географии почв и палеопочвоведения, геоморфологии, палеолимнологии, а также студентам и аспирантам перечисленных специальностей.

УДК 551.89

ББК 26.82

DOI: 10.15356/periglacial978-5-89658-069-0

ISBN 978-5-89658-069-0

© Текст. Авторы, 2023

© ИГРАН, 2023

© МГУ имени М. В. Ломоносова, 2023

© РГПУ им. А. И. Герцена, 2023

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике представлены развернутые тезисы докладов конференции «Перигляциал Восточно-Европейской равнины», состоявшейся 25–30 августа 2023 г.

Конференция была организована Институтом географии РАН при поддержке факультета почвоведения МГУ имени М. В. Ломоносова, Института наук о Земле СПбГУ, факультета географии РГПУ им. А. И. Герцена, Комиссии по изучению четвертичного периода РАН, ГМЗ «Ростовский кремль», сельскохозяйственного предприятия ООО «Красный маяк».

Конференция и последовавший за ней полевой симпозиум продолжают ряд научных мероприятий, посвященных геоморфологии, палеогеографии и четвертичной геологии Верхневолжья. В августе 1969 г. состоялась трехдневная полевая экскурсия Международного симпозиума «Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена», организованного Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР (Симпозиум ..., 1969; Иванова, 1972). Симпозиум был организован по инициативе председателя палеогеографической Комиссии ИНКВА чл.-корр. АН СССР. К. К. Маркова как одно из мероприятий VIII Конгресса ИНКВА (Париж, 30 августа – 5 сентября 1982 г.). Стиль проведения симпозиума напоминал нынешнюю конференцию: не более 20 аудиторных докладов, а основная часть – обширные полевые экскурсии на Верхней Волге и в Якутии. В 1984 г. состоялась двухдневная автобусная экскурсия 27-го Международного геологического конгресса (4–14 августа 1984, Москва) (Судакова и др., 1984). Руководителями экс-

курсии были Н. Г. Судакова (МГУ) и В. В. Дашевский (ПГО центральных районов Мингео РСФСР). В июле 2001 г. в городе Ярославле был проведен симпозиум Комиссии по изучению четвертичного периода РАН «Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и геоэкология Ярославского Поволжья» (Проблемы ..., 2001). В симпозиуме приняли участие исследователи Ярославщины и смежных областей: из Москвы, Санкт-Петербурга, Сыктывкара, Саранска, Череповца. Проведены три научные экскурсии с осмотром разрезов четвертичных отложений в окрестностях Рыбинска, Углича и Ростова. Традиция сопровождать научные сессии полевыми выездами продолжена и в этот раз.

Нынешняя конференция, включавшая научные сессии и четырехдневный полевой симпозиум (рис. 1), была посвящена широкому кругу вопросов четвертичной геологии, палеогеографии, геоморфологии, палеоклиматологии, палеолимнологии, почвоведения, криолитологии и других смежных областей знаний. Особое внимание уделялось валдайским природным обстановкам, характеризовавшимся динамичными климатическими ритмами с чередованием холодных и теплых, аридных и гумидных обстановок (Palacios et al., 2022). Эти ритмы определяли характер процессов осадконакопления и педогенеза, проходивших на фоне широкого развития мерзлотных и эрозионных явлений и озёрных обстановок. Эпизоды стабилизации поверхности, сопровождавшиеся развитием палеопочв, ритмично прерывались склоновым и субаэральным осадконако-



Рис. 1. Участники конференции «Перигляциал Восточно-Европейской равнины» и полевого симпозиума на фоне котловины озера Неро

плением и криогенными преобразованиями. Сформировавшиеся в перигляциальной обстановке суглинистые отложения полигенетичны и во многом определяют организацию современных почвенных тел и покрова. К настоящему времени сложная динамика осадконакопления и педогенеза позднелейстоценовой эпохи восстановлена на основе изучения выполнений депрессий ледникового рельефа (Путеводитель ..., 1969; Судакова и др., 1984; Проблемы ..., 2001; Rusakov et al., 2014; Garankina et al., 2022). Тем не менее, полнота палеогеографической записи в автономных и подчинённых позициях перигляциального ландшафта различна. Эта проблема подчёркивает актуальность исследования междуречных комплексов краевой зоны московского оле-

денения. Наиболее острая дискуссия сейчас сосредоточена на реконструкции событий эпохи последней дегляциации и позднеледниковья (21–11 тыс. л. н.), отражающей учащуюся ритмичность и контрастность смены условий географической среды.

География участников конференции обширна — от Калининграда до Тюмени и от Оренбурга до Карелии. Самые многочисленные делегации направили две столицы — Москва и Санкт-Петербург. Конференция прошла на базе Государственного музея-заповедника «Ростовский Кремль» в Ростове. С приветственным словом к конференции обратился заместитель директора Государственного музея-заповедника «Ростовский кремль» по научной работе А. Г. Морозов. С пленарными докла-

дами выступили В. И. Астахов («Последний перигляциал Русской равнины в сравнении с соседними регионами»), Д. А. Субетто («К вопросу о формировании озёрно-ледниковых отложений»), О. К. Борисова («Опыт реконструкции растительности и климата в перигляциальной области поздневалдайского оледенения по палеофлористическим данным»), И. Д. Стрелецкая («Полигональные структуры и связанные с ними деформации в породах»), А. О. Макеев («Почвы на моренах московского криохрона как архив палеогеографической информации»), Е. В. Гаранкина («Покровные суглинки как перигляциальный феномен: происхождение и возраст»), А. А. Гольева («Фитолитные комплексы почв и культурных слоёв Владимирского Ополя»), С. И. Ларин («Перигля-

циальные реликты Сартанского криохрона на юго-западе Западной Сибири»), Е. Ю. Новенко («Интерстадиальная позднеплейстоценовая растительность бассейна Средней Десны: реконструкция по палеоботаническим данным разреза стоянки Хотылёво I»), А. Г. Рябуха («Палеокриогенный генезис западного рельефа Оренбургской области») и А. В. Панин («О существовании гипотетического Тверского приледникового озера в контексте первичного заселения Дубнинской низины»).

В первый день (25 августа) в Музее ростовского купечества состоялся тематический круглый стол, посвящённый палеогеографическим проблемам развития Ростовской низины, Борисоглебской возвышенности и долины Верхней Волги. Во вто-

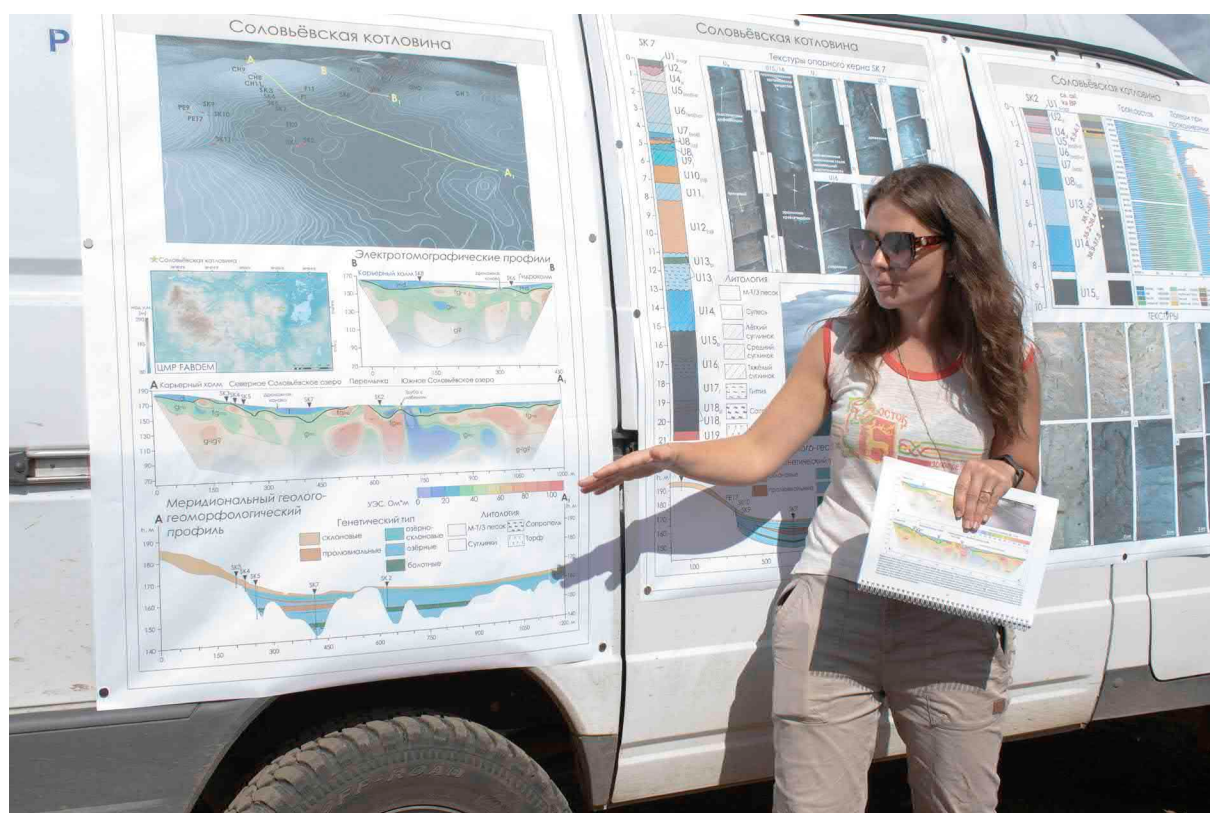


Рис. 2. Е. В. Гаранкина демонстрирует строение чехла четвертичных отложений на восточном макросклоне Борисоглебской возвышенности



*Рис. 3. Дискуссия на карьере.
Обсуждается контакт озёрных и ледниковых отложений*

рой день (26 августа) пленарные и стендовые сессии проходили в Конюшенном дворе Государственного музея-заповедника «Ростовский Кремль».

За аудиторными выступлениями последовал четырёхдневный полевой тур, который включал знакомство с рельефом, геологическими разрезами, погребёнными почвами и реликтовыми криогенными горизонтами перигляциальной области валдайского оледенения. Полевые объекты представляли Е. А. Константинов (ИГ РАН), А. В. Русаков (СПбГУ), Е. В. Гаранкина (МГУ), И. Г. Шоркунов (ИГ РАН), А. О. Макеев (МГУ), В. А. Лобков (ИГ РАН) и Л. С. Фролова (МГУ). В организации полевого тура активное участие приняли сту-

денты и выпускники географического и почвенного факультетов МГУ, аспиранты и молодые сотрудники ИГ РАН.

В первый день полевого тура обсуждалась флювиальная история котловины озера Неро, а также ледниковая морфоскульптура Борисоглебской возвышенности и озёрное осадконакопление как фактор её послеледникового преобразования (рис. 2, 3). Участникам было продемонстрировано строение чехла покровных отложений междуречного комплекса, включая погребённые почвенные горизонты и педоседименты и их криогенные деформации (рис. 4).

Во второй и третий день было рассмотрено строение цокольных террас долины реки Волги и прилегающих моренных гряд в

интервале высот от 117 до 180 м над уровнем моря (рис. 5). Участникам полевого симпозиума был продемонстрирован реликтовый ледниковый рельеф московского возраста и почвы на двучленных отложениях (рис. 6). Обращено внимание на отсутствие речных террас в долине Верхней Волги и эоловую переработку надморенного слоя двучленных отложений на цокольных террасах в позднеледниковье.

В третий и четвертый дни участники полевого тура ознакомились с рельефом и геологическим строением Владимирского ополья, а также структурой почвенного покрова, в значительной степени унаследовавшего черты реликтовой криогенной морфоскульптуры. Были представлены разрезы основных поверхностей и замкнутых понижений – блоков и межблочий палеокрио-

генного рельефа (рис. 4). Рассматривались также вопросы освоения человеком Владимирского ополья в летописную эпоху.

Полевая экскурсия проходила на фоне памятников древнерусской истории и культуры, широко представленных на Золотом Кольце, с которым совпадал маршрут Симпозиума.

Желающие подробнее ознакомиться с фотоматериалами конференции могут посетить странички отдела палеогеографии Института географии РАН в соцсетях: https://vk.com/quaternary_science, <https://web.telegram.org/a/#-1729705721>. Путеводитель полевого тура (выпущен на английском языке) можно скачать здесь: <http://eg.igras.ru/ru/quarternear2023/>.

Тезисы докладов отражают разнообразную тематику конференции. Следу-



Рис. 4. И.Г. Шоркунов демонстрирует строение чехла покровных отложений междуречного комплекса



*Рис. 5. А. О. Макеев рассказывает
о строении цокольных террас в долине
Верхней Волги*

ет подчеркнуть, что значительная часть материалов представлена молодыми исследователями, в том числе студентами и аспирантами.

Том открывается обзорной работой В. И. Астахова, описывающей перигляциал Русской равнины в сравнении с соседними регионами. Ряд представленных материалов посвящен палеоклиматическим реконструкциям на основе разнообразных подходов и показателей.

В обобщающей работе, подводящей итог

многолетних исследований, О. К. Борисова представила опыт реконструкции климата и растительности от последнего ледникового максимума до голоцена по палеофлористическим данным.

Материалы В. С. Посаженниковой с коллегами по Сарскому болоту показывают соответствие палеоклиматической записи болота и Гренландского ледяного керна.

Палеокриогенный анализ четвертичных отложений позволяет использовать параметры древней криолитолозоны как индикаторы усиления континентальности климата, похолодания, аридизации и широкого распространения сезонной и многолетней мерзлоты. Эти исследования выполнены в различных районах Русской равнины и Западной Сибири (материалы И. Д. Стрелецкой, Р. С. Шухвостова, А. Г. Рябухи, С. И. Ларина, А. О. Курасовой и др.).

Ряд исследований посвящен формированию покровного комплекса междуречий:

- покровным суглинкам в перигляциальной области центра Восточно-Европейской равнины (материалы Д. В. Баранова, Е. В. Гаранкиной, А. В. Русакова, И. Г. Шоркунова);
- заключительному этапу лёссовой седиментации (Н. В. Мокиевский);
- возможным механизмам текстурной дифференциации в почвах микулинского межледникового (О. С. Хохлова);
- разделению междуречного комплекса отложений на основе дробного гранулометрического анализа (Е. Д. Шеремецкая).

Ряд исследований, представленных на конференции (и в данном издании), предварял объекты полевого тура. Так, в работе В. А. Лобкова с коллегами описывается пространственная модель организации почвенного покрова в пределах Суздальского плато



Рис. 6. И.Д. Стрелецкая объясняет механизм мерзлотных деформаций

на основе детально изученных разрезов послеледниковой толщи. Эта модель обсуждалась в четвертый день полевого тура на ключевом участке «Гнездилово». Почвы на двучленных отложениях московского возраста как архив палеогеографической информации демонстрировались во второй и третий день полевого тура А. О. Макеевым.

Блок материалов посвящен формированию озёрных котловин и озёрному осадконакоплению в позднеледниковье, как в перигляциальных, так и ледниковых областях Русской равнины: на Карельском бере-

гу Белого моря, Галичско-Чухломской возвышенности, Днепро-Двинском междуречье (материалы Л. А. Савельевой, Т. С. Шелеховой, К. Г. Филипповой и др.).

Гидрологический режим рек перигляциальной области, катастрофические перестройки и трансформация структуры речной сети во время последнего оледенения и в позднеледниковье рассмотрены в работах Н. Е. Зарецкой, А. Ю. Сидорчука и Л. В. Шашериной.

В исследовании Т. В. Прокофьевой показано, как природное почвенно-породное разнообразие определяет разнообразие городских почв г. Москвы. Влияние древнего освоения Ополья человеком на растительный покров Владимирского ополья рассматривается А. А. Гольевой.

А. О. Макеев, А. В. Панин, Д. А. Субетто

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Иванова И. К. (1972) *В комиссии по изучению четвертичного периода при секции Наук о Земле АН СССР (1969 и 1970 гг.)*. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 38. С. 156-164.

Путеводитель экскурсий Москва – Верхняя Волга. Симпозиум «Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена» (1969) Под ред. С. Л. Бреслава. М.: ИГ АН. 70 с.

Путеводитель экскурсий. Верхняя Волга и Золотое Кольцо. XI конгресс ИНКВА (1981) Под ред. С. М. Шика, С. М. Цейтлина. М.: ВИНТИ. 55 с.

Судакова Н. Г., Дашевский В. В., Писарева В. В. и др. (1984) *Четвертичные от-*

ложения окрестностей г. Ростова-Ярославского. Путеводитель экскурсии XXVII Международного геологического конгресса. М. 26 с.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и геоэкология Ярославского Поволжья. Материалы симпозиума (2001) Под ред. Ю.А. Лаврушина, И.А. Чистяковой. М.: ГЕОС. 158 с.

Palacios D., Hughes P.D., García-Ruiz J.M. et al. (Eds.) (2022) *European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations*. Elsevier. 528 p. <https://doi.org/10.1016/C2020-0-00404-4>

Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L. et al. (2015) *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. Vol. 365. No. 3. P. 26-41. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.029>.

Garankina E., Lobkov V., Shorkunov I. et al. (2022) *Identifying relict periglacial features in watershed landscape and deposits of Borisoglebsk Upland, Central European Russia*. Journal of the Geological Society. Vol. 179. No. 5. <https://doi.org/10.1144/jgs2021-135>

ПОСЛЕДНИЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛ РУССКОЙ РАВНИНЫ В СРАВНЕНИИ С СОСЕДНИМИ РЕГИОНАМИ

В. И. Астахов ^{1,2,3,*}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт

имени А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт географии РАН, Москва, Россия

* E-mail: val-asta@yandex.ru

В рамках сравнения последнего перигляциала Русской равнины с соседними регионами рассматривается проблема региональной и межрегиональной корреляции средневалдайских осадочных образований на основе опубликованных датированных и палеонтологически изученных разрезов. Популярная концепция мегаинтерстадиала с таежными ландшафтами, разработанная для центра и северо-запада Русской равнины, не выдерживает сравнения с западноевропейскими аналогами и с детально датированными современной геохронометрией разрезами крайнего Северо-Востока. Её главный дефект — зональная несовместимость реконструированных с помощью спорово-пыльцевого анализа лесных ландшафтов с лесотундрами на вечной мерзлоте Центральной Европы и с тундро-степными ландшафтами бассейнов Волги и Печоры. Вероятная причина палеогеографического рассогласования — недооценка астрономического возраста верхненеоплейстоценовых отложений традиционными радиоуглеродными датами, близкими к пределу метода.

Ключевые слова: корреляция, валдайский перигляциал, радиоуглеродное датирование, палеогеографическая зональность

Главная проблема перигляциальной палеогеографии России — корреляция безлёдных этапов позднего неоплейстоцена с пленигляциалом Западной Европы. Для крайнего севера Русской равнины эта корреляция основана на большом количестве опико-люминесцентных (OSL) и AMS радиоуглеродных дат, полученных в последнюю четверть века при совместных русско-норвежских исследованиях разрезов верхнего неоплейстоцена (Mangerud et al., 1999; Астахов, Свенсен, 2011). В центре и на северо-за-

паде Русской равнины, где таких дат гораздо меньше, ситуация далеко не однозначна. Это видно из сравнения популярных схем средневалдайских этапов с давно установленными палеогеографическими событиями пленигляциала Центральной и Северо-Западной Европы.

Несмотря на современный более мягкий климат и более низкие широты по сравнению с центральной и северной Россией, для средневислинских интерстадиалов по многим индикаторам реконструируются от-

крытые лесотундровые ландшафты со степными элементами на прерывистой вечной мерзлоте при доминантных средних июльских температурах не выше 10 °С (Huijzer, Vandenberghe, 1998; Dzieduszyńska et al., 2020). Эти перигляциальные ландшафты не имеют ничего общего с современными широколиственными лесами на европейских широтах 50–55° с.ш.

Для этой темы важно также, что они кардинально отличаются от плейстоценовых таежных лесов с примесью широколиственных деревьев, которые по спорово-пыльцевым данным предложены для северо-запада (56–60° с.ш.) Русской равнины в хронометрическом интервале 46–25 радиоуглеродных (49–29 астрономических) тыс. л. н. Раннее потепление 46–40 ¹⁴С тыс. л. н. лет реконструировано на основании 60–80 % древесной пылицы в палинологических диаграммах. А для уровня в 33–34 ¹⁴С тыс. лет описаны даже 10 % пылицы широколиственных деревьев. Ещё два эпизода с климатом не намного холоднее современного предложены для интервала 31–25 тыс. радиоуглеродных лет (Арсланов и др., 1981; Спиридонова, 1983). Эти реконструкции лесных ландшафтов средневалдайского «мегаинтерстадиала» до сих пор используются во многих стратиграфических схемах, несмотря на их зональную несовместимость с детально изученными палеоландшафтами европейского пленигляциала.

Другие, более реалистичные оценки средневалдайской обстановки можно найти в работах сотрудников Института географии РАН. Так, в мощной толще глин Галичского палеоозера на Верхней Волге для интервала 55–23 тыс. л. н. установлены спорово-пыльцевые спектры перигляциаль-



Рис. 1. Сумма геохронометрических данных по основным осадочным образованиям второй половины верхнего неоплейстоцена на юго-восточном побережье Баренцева моря (Астахов, Свенсен, 2011)

ной тундро-степи с лесными островами, что вполне согласуется с палеогеографией западноевропейского пленигляциала (Величко и др., 2001). Для последнего, брянского, интерстадиала с датами в интервале 33–24 ¹⁴С тыс. лет (37–28 тыс. астрономических лет) по мегафауне, растительным остаткам и мерзлотным почвам во многих разрезах установлена типичная перигляциальная обстановка тундро-степи, кото-

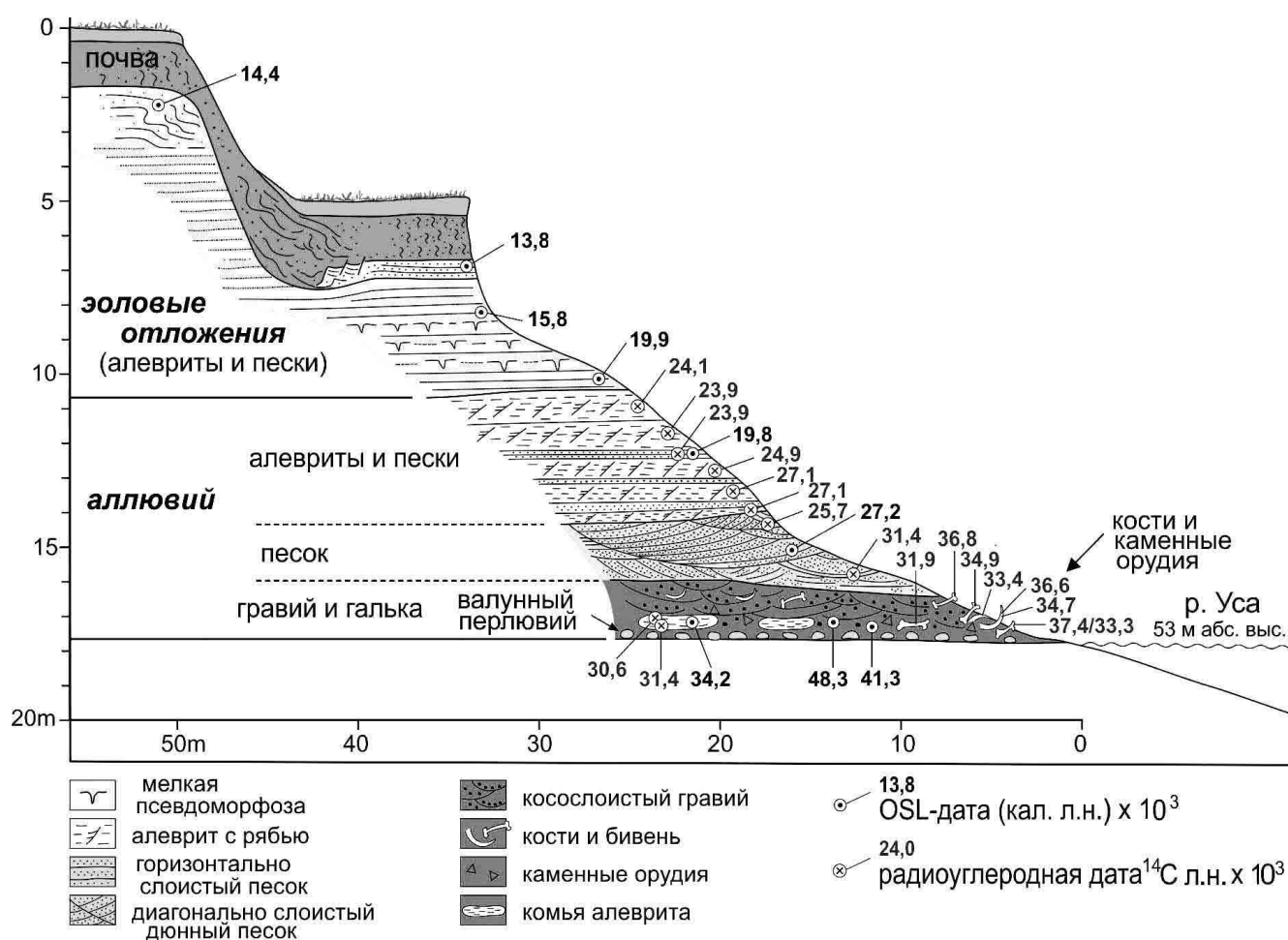


Рис. 2. Разрез 2-й террасы р. Усы на палеолитической стоянке Мамонтова Курья: послеледниковая аллювиальная и эоловая седиментация в перигляциальных условиях 40–14 тыс. л. н. (по Svendsen, Pavlov, 2003)

рая уверенно сопоставляется с европейским интерстадиалом денекампа (Markova et al., 2002). Таким образом, в средневалдайских разрезах Центральной России не обнаружено следов густой тайги, которая якобы в то время господствовала в Ленинградской и Вологодской областях.

Для понимания общей ситуации необходимо также учитывать лучше всего датированные современной хронометрией (AMS, ^{14}C и OSL) разрезы верхнего неоплейстоцена таежных районов крайнего северо-востока

Русской равнины. Сумма наличных геохронологических данных представлена на рис. 1 (Астахов, Свенсен, 2011). В детально изученных разрезах Мамонтовой Курьи (Svendsen and Pavlov, 2003) и Ямозера (Henriksen et al., 2008) отсутствуют признаки лесных ландшафтов в послеледниковом плейстоцене. Так, в скважине Ямозера (65°01' с.ш., 50°40' в.д., средняя тайга), безлесные тундровые и степные сообщества палинологически прослежены от лесотундры на уровне 60 люминесцентных тыс. л. н. вплоть до по-

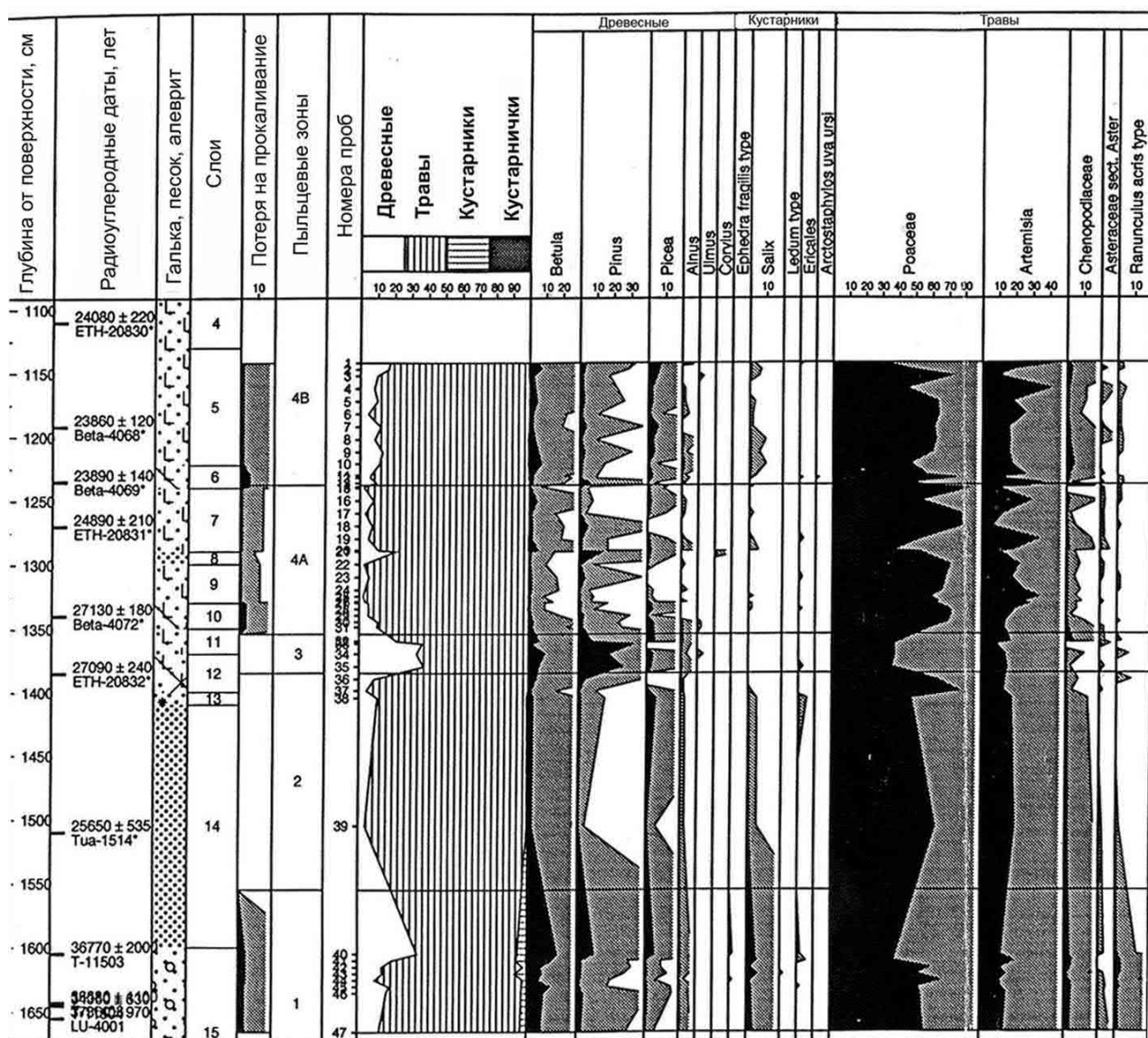


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Мамонтова Курья на Полярном круге в современной северной тайге, показывающая тундро-степной ландшафт вдоль р. Усы в интервале 40–24 тыс. л. н. (по Halvorsen, 2000, с сокращениями)

дошвы голоцена (Henriksen et al., 2008).

В опорном разрезе палеолитической стоянки Мамонтова Курья на 2-й террасе р. Усы (Полярный круг) для наиболее проблематичной части среднего-позднего валдая регистрируется непрерывная аллювиальная и эоловая аккумуляция в интервале 40–14 тыс. л. н. (рис. 2). Помимо многочисленных находок мамонтовой фауны в куль-

турном слое основания разреза, здесь важную палеогеографическую информацию дает спорово-пыльцевая диаграмма аллювиальных отложений (рис. 3), на которой отражается обстановка тундростепи со скудной древесной пылью и преобладанием трав, особенно злаков и полыней в интервале 38–24 (42–28 калиброванных) ¹⁴C тыс. лет. Диаграмма не только хорошо согласует-

ся с перигляциальной тундро-степью брянского интерстадиала Центральной России 33–24 ^{14}C тыс. л. н. (Markova et al., 2002), но и увеличивает её возраст на 5 тыс. лет.

Однако эти безлесные, типично перигляциальные ландшафты среднего валдая никак не вяжутся с берёзово-еловыми лесами аноргинского (50–48 ^{14}C тыс. л. н.) и елово-берёзовыми редколесьями урджужского (42.5–39.5 ^{14}C тыс. л. н.) и тырыбейского потеплений (38–34 ^{14}C тыс. л. н.), предложенных для Нижней Печоры на основании традиционного радиоуглеродного датирования спорово-пыльцевых зон (Лавров, Потапенко, 2005).

Объяснить указанные противоречия палеогеографической зональности проще всего заниженными значениями радиоуглеродного возраста, полученными традиционным методом датирования крупнообъемного растительного детрита. Разрезы центральных районов Русской равнины с редкими радиоуглеродными датами 1960–70-х годов на пределе возможностей метода нет смысла сопоставлять с верхним неоплейстоценом соседних районов, гораздо лучше изученным и датированным современными методами. Разрезы с обильной лесной пыльцой и старыми радиоуглеродными датами скорее всего получены из более древних отложений, возможно, из низов верхнего неоплейстоцена типа интерстадиалов бреруп, оддераде, верхневолжский, когда перигляциальная обстановка ещё не сформировалась ни в Западной Европе, ни на Русской равнине. Соответственно, нельзя рекомендовать использование ненадежно датированных лесных интервалов валдайского «мегаинтерстадиала» для дальнейших палеогеографических и стратиграфических

построений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 22-17-00259.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арсланов Х.А., Бреслав С.Л., Заррина Е.П. и др. (1981) *Климатостратиграфия и хронология среднего валдая Северо-Запада и Центра Русской равнины*. Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука. С. 12–27.

Астахов В.И., Свенсен Й.И. (2011) *Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России*. Региональная геология и металлогения. № 47. С. 12–27.

Величко А.А., Кременецкий К.В., Негенданк Й. и др. (2001) *Позднечетвертичная палеогеография северо-востока Европы (по данным комплексного изучения осадков Галичского озера)*. Известия Российской академии наук. Серия географическая. № 3. С. 42–54.

Свенсен Й.И., Павлов П., Хегген Х. и др. (2008) *Природные условия плейстоцена и палеолитические стоянки на севере западного склона Уральских гор*. Путь на Север: окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики (материалы Международной конференции). М.: Наука. С. 79–97.

Спиридонова Е.А. (1983) *Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и её значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины*. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 52. С. 42–57.

Astakhov V. (2014) *The postglacial Pleistocene of the northern Russian*

mainland. Quaternary Science Reviews. Vol. 92. P. 388–408. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.03.009>

Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., Roman M. (2020) *Vistulian periglacial and glacial environments in central Poland: an overview*. Geological Quarterly. Vol. 64. No.1. P. 54–73. <https://doi.org/10.7306/gq.1510>

Halvorsen L.S. (2000) *Palaeovegetation and environment during Weichselian stadials and interstadials at Mamontovaya Kurja and Sokolova in the Pechora basin, northern Russia*. Cand. Scient. thesis. Bergen: University of Bergen. 68 p.

Henriksen M., Mangerud J., Matiouchkov A. et al. (2008) *Intriguing climatic shifts in a 90 kyr old lake record from northern Russia*. Boreas. Vol. 37. Iss. 1. P. 20–37. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00007.x>

Huijzer B, Vandenberghe J. (1998) *Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and Central Europe*. Journal of Quaternary Science. Vol. 13.

Iss. 5. P. 391–417. [https://doi.org/10.1002/\(sici\)1099-1417\(1998090\)13:5<391::aid-jqs397>3.0.co;2-6](https://doi.org/10.1002/(sici)1099-1417(1998090)13:5<391::aid-jqs397>3.0.co;2-6)

Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. (1999) *Age and extent of the Barents and Kara Sea ice sheets in Northern Russia*. Boreas. Vol. 28. Iss. 1. P. 46–80. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00206.x>

Markova A.K., Simakova A.N., Puzachenko A.Yu. (2002) *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. Vol. 57. Iss. 3. P. 391–400. <https://doi.org/10.1006/qres.2002.2336>

Svendsen J.I., Pavlov P. (2003) *Mamontovaya Kurya: an enigmatic, nearly 40000 years old Paleolithic site in the Russian Arctic. The chronology of the Aurignacian and of the transitional technocomplexes*. Trabalhos de Arqueologia. Vol. 33. P. 109–120.

ОСОБЕННОСТИ ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТВЕРСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Д. В. Баранов ^{1,*}, А. О. Уткина ¹, Н. В. Карпухина ¹

¹ *Институт географии РАН, Москва, Россия*

^{*} *E-mail: dm_baranov@igras.ru*

Покровные отложения широко распространены в бассейне Верхней Волги. К началу XXI века единого представления об их особенностях распространения, литологическом составе, генезисе и возрасте не сформировалось. В настоящем исследовании рассматривается комплекс покровных отложений Тверского Поволжья. Установлено, что он представлен главным образом горизонтально слоистыми супесями, имеет облекающий характер залегания. Вкупе с высокой степенью сортировки материала и практически мономинеральным кварцевым составом определённые характеристики дают основание предполагать эоловый генезис покровных отложений. Установленный ОСЛ возраст толщ — 13–15 тыс. л. н. — соответствует возрасту покровных эоловых образований, известных на территории перигляциальной зоны последнего оледенения Восточно-Европейской равнины.

Ключевые слова: покровные отложения, Верхняя Волга, перигляциальная зона, поздний плейстоцен

Покровные образования, в том числе и на территории бассейна Верхней Волги, многие годы привлекали внимание значительного количества исследователей (Спиридонов, 1957; Величко, Бердников, Дашевский, 1969; Антонов, Рычагов, 2002; Шеремецкая, 2004 и др.). Рассматривались вопросы о литологическом составе отложений, возрасте и генезисе пород. Масштабные геологические работы в течение XX века позволили установить, что междуречные пространства бассейна Верхней Волги перекрыты покровом отложений суглинистого и, главным образом, супесчаного состава (Геологическая ..., 1961; Геологическая ..., 1977; Государственная ..., 1979). При геологическом описании они выделяются

в качестве комплекса отложений перигляциальных зон оледенений без информации о генезисе. В последнее время высказывается предположение об эоловом происхождении этих толщ, в частности в верховье р. Волги (Баранов и др., 2019; 2021).

Методика работ. В настоящей работе рассматриваются особенности покровных отложений Тверского Поволжья. На основе фондовых материалов (Отчёт Калининской ..., 1965) построен схематический геолого-геоморфологический профиль Верхневолжской низины через долины рек Волги, Тверцы и Тьмы (рис. 1). Для детального исследования были проведены буровые и шурфовочные работы на правобережном междуречье вблизи д. Моркино

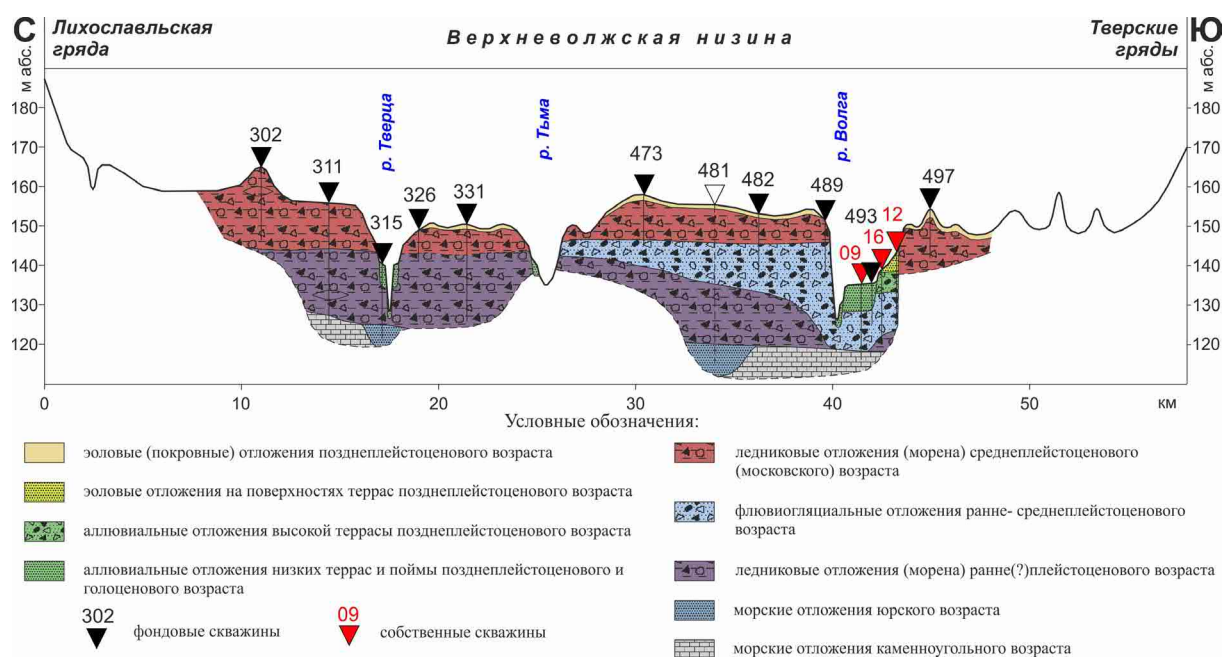


Рис. 1. Схематический геолого-геоморфологический профиль Верхневолжской низины, построенный по фондовым материалам (Отчёт Калининской ..., 1965)

Городище (Калининский район Тверской области, рис. 2). Бурение производилось установкой Pride Mount 80 на базе а/м УАЗ. Для более детального исследования был заложен шурф с отбором образцов на оптико-стимулированное люминесцентное датирование (ОСЛ).

Результаты. Подробное ознакомление с картографическими и фондовыми материалами (Отчёт Калининской ..., 1965) позволило установить, что большая часть скважин Тверского Поволжья, заложенных на междуречьях, с поверхности вскрывает супеси или тонко-мелкозернистые пески палевого, бежевого и светло-серого цвета. Как правило, эти отложения имеют горизонтальную слоистость, в них не встречены крупнообломочные включения, а подстилаются они мореной московского оледенения. Генетическое определение этих толщ различно: местами их выделяют в качестве по-

кровных образований без определения генезиса (Геологическая ..., 1961), но наиболее часто они рассматриваются в качестве нерасчленённых водно-ледниковых, озёрных и аллювиальных образований (Геологическая ..., 1977). В Ржевско-Старицком Поволжье вдоль долины р. Волги горизонтально-слоистые толщи в основании супесчаных пачек интерпретируются как осадки приледниковых озёр.

Построение схематического геолого-геоморфологического профиля Верхневолжской низины позволило установить, что рассматриваемые отложения формируют единую толщу, имеют покровный характер залегания и облекают формы более древнего ледникового рельефа (рис. 1). Их мощность изменяется от 20–30 см до 2–2.5 м, в среднем составляя 1.5–2 м.

Детальные исследования покровных отложений производились на междуречьях

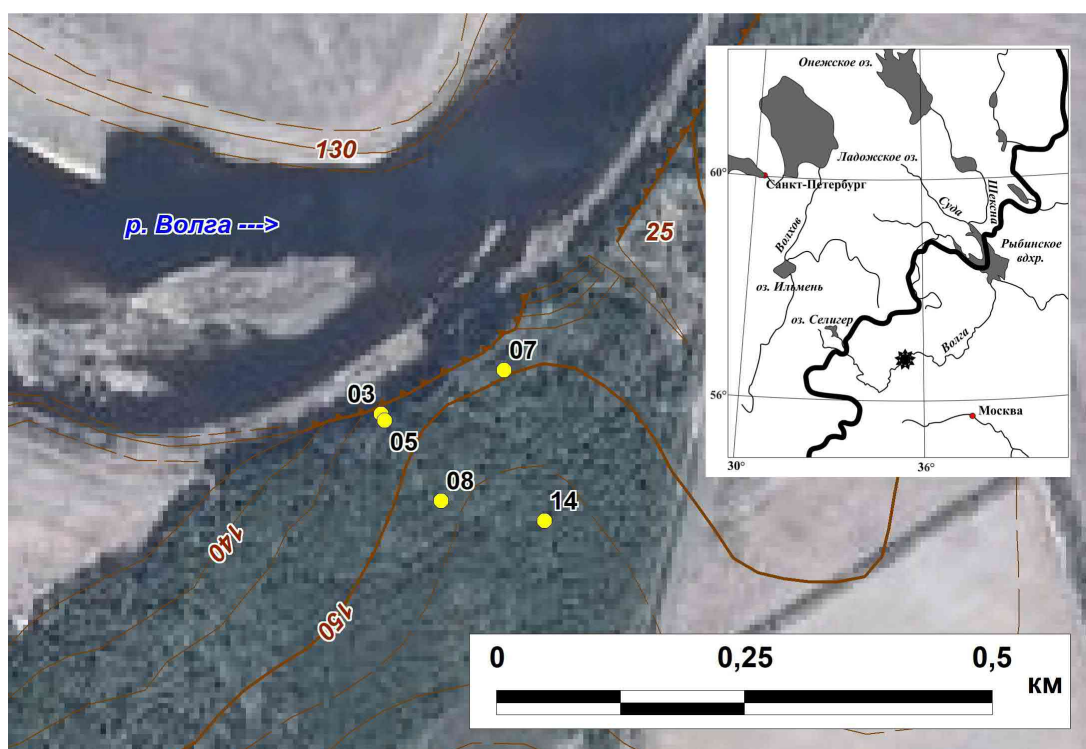


Рис. 2. Расположение скважин и шурфов в Тверском Поволжье. Сплошные горизонталы проведены через 10 м. Космический снимок: <https://yandex.ru/maps>. На врезке: положение района исследований относительно границы максимальной стадии поздневалдайского оледенения (по Astakhov et al., 2016)

ной поверхности правобережья р. Волги у д. Моркино Городище (рис. 2). Междуречье здесь представлено пологоволнистой с отдельными холмами моренной равниной на высотах 150–155 м абс. (26–31 м над урезом р. Волги). Буровыми скважинами вскрыты сильно глинистые, пылеватые, слюдистые алевроитистые супеси преимущественно розовато-бежевого цвета. В скв. 03, 05 и 07 супеси залегают с поверхности, тогда как в скв. 08 и 14 они перекрыты хорошо отмытыми и сортированными средне– мелкозернистыми песками коричневого цвета мощностью 0.6–0.7 м. Граница между супесями и песками чёткая и резкая. Обе толщи не содержат материала крупнее крупнозернистого песка. Максимальная мощность —

1.6 м — установлена в скв. 08.

Более детально строение супесчаной толщи исследовано в шурфе рядом со скв. 05. Установлена неоднородность гранулометрического состава: в толще, особенно в нижней части, отмечается горизонтальная слоистость, зафиксированы прослои как тонко- и мелкозернистого песка, так и алевроита, подчёркнутые цветом (рис. 3). На микроуровне отмечается высокая степень сортировки внутри прослоев, хорошая окатанность зёрен (3–4 класса). Частицы плотно упакованы. Текстура частиц беспорядочная (массивная). Не менее 90 % зёрен в толще представлены кварцем. Встречаются зёрна полевых шпатов и слюды. Из шурфа с глубины 0.5 и 1.0 м были отобра-



Рис. 3. Текстурные особенности в основании супесчаной толщи (97–114 см). Чёрный прямоугольник — место отбора образца для исследования на микроуровне. Жёлтым цветом показан OSL возраст с глубины 1.0 м

ны образцы на OSL-датирование. Возраст исследуемых толщ составил 12.8 ± 1.0 тыс. л. н. (Risø-198640) и 14.5 ± 1.1 тыс. л. н. (Risø-198641) соответственно.

Обсуждение результатов. Полученные результаты позволяют укрепить предположения об эоловом генезисе покровных отложений, выдвинутые ранее для территорий верховья Волги (Баранов и др., 2019, 2021). В качестве аргументов эолового происхождения рассматривается ряд особенностей. Во-первых, облекающий характер залегания толщ, выявленный при геоморфологическом профилировании. На более ранних материалах геологического картографирования характер залегания показан в некоторой степени условно, что не отражает действительности. Во-вторых, высокая степень сортировки материала, характерная

для эолового осадконакопления. При этом в отложениях отсутствует материал грубее крупнозернистого песка, а также глинистые и суглинистые прослои, как правило, образующиеся при седиментации в водной среде. В-третьих, преобладание устойчивых к механическому разрушению минералов, в частности кварца, а также хорошая окатанность зёрен; незначительное содержание легкоразрушаемых частиц минералов, в частности слюды. Все вышеперечисленные особенности рассматриваются в качестве характеристики нивейно-эоловых отложений, выделенных для Европейского северо-востока (Астахов, Свенсен, 2011; Астахов, 2020).

В-четвёртых, данные о возрасте толщ, свидетельствующие об осадконакоплении во время завершающих фаз деградации поздневалдайского оледенения.

В это время территория бассейна Верхней Волги уже дренировалась рекой (Баранов и др., 2019; Baranov, Utkina, Panin, 2022) и, соответственно, на таких высотах не могло происходить, в частности, озёрного осадкообразования.

В последние годы накапливается всё больше сведений о распространении эолового осадконакопления в позднеледниковье. В частности, это отмечено для северо-востока Европейской России, где покровные эоловые (нивейно-эоловые) отложения имеют возраст 14–17 тыс. л. н. (Астахов, Свендсен, 2011). Для территории Литвы определены несколько этапов эоловой активности, укладывающиеся в период 13–16 тыс. л. н. (Kalińska-Nartiša et al., 2015). Наши данные, полученные ранее для верховья р. Волги (Баранов и др., 2021) показывают чуть более молодой возраст эоловых образований — 9–13 тыс. л. н. Имеющиеся сведения фиксируют развитие эоловой аккумуляции в позднеледниковье в различных частях Восточно-Европейской равнины, а значит, предположение об эоловом генезисе покровных отложений Тверского Поволжья имеет право на существование.

Выводы. Покровные отложения Тверского Поволжья представлены супесями, тонко-мелкозернистыми песками, в основании горизонтальнослоистыми. Они характеризуются облекающим характером залегания, высокой степенью сортировки и практически мономинеральным кварцевым составом, что свидетельствует об эоловом происхождении. Возраст покровных отложений Тверского Поволжья составляет 13–15 тыс. л. н., что в целом соответствует возрасту эоловых образований, определённого для различных частей перигляциаль-

ной зоны последнего оледенения Восточно-Европейской равнины.

Исследование проведено в рамках проекта РНФ № 22–17–00259. Коллектив авторов благодарит А. Ю. Качалова (ИГ РАН) и А. С. Третниченко (ЕИПП РФ) за помощь в проведении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антонов С. И., Рычагов Г. И. (2002) *Покровно-склоновые образования бассейна Средней Протвы*. Вестник Московского университета. Серия 5. География. № 4. С. 39–44.

Астахов В. И. (2020) *Четвертичная геология суши*. С.-Пб.: Изд-во Санкт-Петербургского Университета. 440 с.

Астахов В. И., Свенсен Й. И. (2011) *Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России*. Региональная геология и металлогения. № 47. С. 12–27.

Баранов Д. В., Карпухина Н. В., Мухаметшина Е. О. и др. (2021) *Покровные супеси Верхневолжья: распространение, происхождение, возраст*. 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. С. 757–760.

Баранов Д. В., Панин А. В., Антонов С. И. и др. (2019) *Влияние гляциоизостатических движений земной коры в приледниковой зоне на развитие верховий р. Волги*. Вестник Московского университета. Серия 5. География. № 6. С. 90–101.

Величко А. А., Бердников В. В., Дашевский В. В. (1969) *Алтыново. Путеводи-*

тель экскурсий «Москва – Верхняя Волга». М.: КИЧП АН СССР, Институт мерзлотоведения СО АН СССР, ИГ АН СССР, Географический факультет МГУ, ГУЦР МинГео СССР. С. 30–33.

Геологическая карта СССР (четвертичные отложения) масштаба 1:200 000. Серия Московская. Лист О-36-XXVIII (1961) Авт. Т. И. Столярова. М.: Госгеолтехиздат.

Геологическая карта СССР (карта четвертичных отложений) масштаба 1:200 000. Серия Московская. Лист О-36-XXX (1977) Авт. О. Н. Козлова, А. И. Потехин, К. К. Рождественская. М.: ТГУЦР.

Государственная геологическая карта СССР (карта четвертичных отложений) масштаба 1:200 000. Серия Московская. Лист О-36-XXXV (1979) Авт. Л. Т. Семененко. М.: ТГУЦР.

Отчёт Калининской партии о геолого-гидрогеологической съёмке масштаба 1:200 000, проведённой на территории листа О-36-XXX в 1964–1965 гг. (1965) Сост.: А. И. Потехин, В. С. Потехина, О. Н. Козлова, Л. Т. Семененко. М.: МинГео СССР.

Спиридонов А. И. (1957) *Есть ли покровные суглинки в области последнего оледенения Русской равнины?* Вестник Московского университета. Серия 5. География. № 4. С. 211–216.

Шеремецкая Е. Д. (2004) *Особенности покровно-склоновых отложений в окрестностях г. Боровска (бассейн Средней Протвы).* Геоморфология. № 2. С. 74–81. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2004-2-74-81>

Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A. et al. (2016) *Glaciomorphological Map of the Russian Federation.* Quaternary International. Vol. 420. P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>

Baranov D. V., Utkina A. O., Panin A. V. (2022) *Tver proglacial lake (Tver region, Russia): myth or reality.* Limnology and Freshwater Biology. Vol. 5. Iss. 4. P. 1383–1384. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1383>

Kalińska-Nartiša E., Thiel C., Nartišs M. et al. (2015) *Age and sedimentary record of inland eolian sediments in Lithuania, NE European Sand Belt.* Quaternary Research. Vol. 84. Iss. 1. P. 82–95. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2015.04.001>

ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ПОЗДНЕВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ПО ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКИМ ДАННЫМ

О. К. Борисова^{1,*}

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

* E-mail: olgakborisova@gmail.com

В среднеширотной полосе Восточно-Европейской равнины переход от средневалдайского интерстадиала к максимуму последнего оледенения (LGM) был постепенным. В LGM летние температуры были наиболее низкими за всю эпоху поздневалдайского оледенения ($T_{июля}$ на 7–9 °C ниже современной). Поздняя часть LGM отличалась от ранней более низкими зимними температурами ($T_{январь}$ –21...–22 °C) и осадками ($P_{год}$). $T_{год}$ в LGM составляла около –6 °C. Это создавало условия для сплошного распространения многолетней мерзлоты и господства перигляциально-степной растительности. Потепление в позднем плейстоцене (17–19 тыс. л. н.) проявилось в повышении $T_{январь}$ и $P_{год}$. В холодные стадии позднеледникового (ранний, средний и поздний дриас) климат был более суровым и континентальным, чем в LGM: при близких среднегодовых температурах $T_{январь}$ была ниже на 3–6 °C, а годовая амплитуда температур достигала 45–50 °C, что почти в два раза больше, чем в LGM. Во время потепления бёллинг-аллерёд $T_{год}$ достигала +2 °C, $T_{июль}$ и годовая амплитуда температур приближались к современным, а $P_{год}$ была выше современной на 100–200 мм. В результате резкого потепления на рубеже позднеледниковья и голоцена $T_{июль}$ достигла современного уровня. $T_{январь}$ в пребореале была ниже современной на 7–8 °C. В этих условиях на ВЕР происходило быстрое расселение древесных пород и формирование бореальных лесных сообществ. В раннем голоцене на фоне значительного потепления произошло несколько похолоданий продолжительностью около 200 лет (пребореальная осцилляция, событие 8.2 тыс. л. н. и др.).

Ключевые слова: максимум последнего оледенения; потепление в позднем плейстоцене; холодные стадии ранний, средний и поздний дриас; интерстадиал бёллинг-аллерёд

Целью данного исследования является реконструкция растительности и климата в перигляциальной области поздневалдайского оледенения. В основу реконструкции положены палинологические и прочие палеоботанические данные по датированным радиоуглеродным методом отложениям

различных этапов последнего оледенения из разрезов в средней полосе Восточно-Европейской равнины (ВЕР). В дополнение к традиционной интерпретации данных спорово-пыльцевого анализа проведены эколого-ценотический анализ ископаемых флор (Зеликсон, Монозон, 1981) и количествен-

ные реконструкции основных климатических показателей путем определения района наибольшей современной концентрации видов для каждой ископаемой флоры, то есть той территории, где в настоящее время совместно произрастают все виды данной флоры или их большинство (Гричук, 1969 и др.). Реконструкции, полученные на основе палеоботанических данных, были сопоставлены с другими палеогеографическими данными по аналогичным временным интервалам для той же территории, а также с результатами исследований изотопного состава кислорода в океанических осадках и в ледяных кернах из Гренландии.

Плавный ход изменений соотношения легкого и тяжелого изотопов кислорода в глубоководных океанических осадках показывает, что в глобальном аспекте переход от заключительной теплой фазы морской изотопной стадии (МИС) 3 к термическому минимуму МИС 2 (Last Glacial Maximum — LGM) был постепенным (Lisiecki, Raymo, 2005). Это подтверждается результатами реконструкций по палеоботаническим данным, полученными для восточного сектора ВЕР, где растительность в максимальную фазу поздневалдайского оледенения представляла собой перигляциальную лесостепь (Гричук, 1982). Палинологические данные по разрезу Галич-2 (Величко и др., 2001) и эколого-ценотический анализ последовательного ряда ископаемых флор от оптимума заключительного (дунаевского) потепления средневалдайского мегаинтерстадиала до начала максимальной стадии поздневалдайского оледенения (Борисова, Нарышкина, 2023) свидетельствуют о постепенной перестройке в этот период состава и структуры растительных сообществ на окружаю-

щей озеро территории и об отсутствии резких климатических изменений на границе МИС 3 и 2. По эколого-ценотическому составу ископаемая флора первой половины LGM из разреза Галич-2 с возрастом около 24 тыс. калибр. л. н. (далее — тыс. л. н.) отличалась от флоры оптимума дунаевского интерстадиала только большим участием степных и луговых видов, в том числе галофильных, и меньшей долей болотных растений (Борисова, Нарышкина, 2023).

Несмотря на то, что похолодание на начальном этапе последнего оледенения развивалось постепенно, по своей амплитуде оно было весьма значительным. Реконструкция основных климатических показателей, проведенная при помощи метода ареалограмм, позволяет заключить, что интервал LGM характеризовался наиболее холодным летом за всю эпоху поздневалдайского оледенения: $T_{июль}$ была на 7–9 °C ниже современной. Среднегодовая температура ($T_{год}$) составляла около –6 °C, что создавало условия для сплошного распространения многолетней мерзлоты. Эти реконструкции соответствуют как результатам изучения реликтовых криогенных форм рельефа на территории ВЕР (Величко и др., 1982), так и изменениям изотопного состава кислорода, установленным для океанических осадков (Lisiecki, Raymo, 2005) и для ледниковых кернов из Гренландии (NorthGRIP Members, 2004; и др.).

Реконструкция для первой половины LGM из разреза Галич-2 (Борисова, 2021) показала, что средняя температура наиболее холодного месяца ($T_{январь}$) в этот период составляла -17 ± 3 °C, что ниже современной температуры на 8 ± 3 °C. При этом континентальность климата оставалась умерен-

ной – годовая амплитуда температур лишь немного превосходила современную, а среднегодовая сумма атмосферных осадков ($P_{год}$) была близка к современной. Климатические характеристики поздней, наиболее суровой части LGM – термического минимума валдайской ледниковой эпохи (около 21 тыс. л. н.) – реконструированы по палеофлористическим данным, полученным по отложениям усвячской свиты, распространенной в среднем течении р. Западной Двины. $T_{янв}$ в этот период понижалась до $-21...-22$ °С, а $P_{год}$ составляла 500 ± 100 мм, что приблизительно на 100 мм меньше современной суммы осадков на той же территории. Таким образом, климат поздней части LGM был более континентальным и сухим по сравнению с его ранней частью.

В позднем пленигляциале, 18-19 тыс. л. н., после окончания фазы наибольшего похолодания, в средней полосе ВЕР значительно возросло количество атмосферных осадков: отклонения $P_{год}$ от современного уровня составили $+300-+400$ мм (Борисова, 2021). Вероятно, в этот период увеличение атмосферных осадков при сохранении многолетней мерзлоты и высоких коэффициентах стока при дружном половодье приводило к повышению руслоформирующих расходов и, как следствие, к формированию крупных меандрирующих русел в перигляциальной области поздневалдайского оледенения (Sidorchuk et al., 2009). Около 17 тыс. л. н. потепление усилилось, температуры теплого сезона приблизились к современным, а $T_{год}$ впервые на протяжении позднего валдая достигла 0 °С, что должно было вызвать частичную деградацию многолетней мерзлоты в центральном регионе ВЕР (Борисова, 2021).

Это относительно кратковременное потепление в конце позднего пленигляциала сменилось новым похолоданием, наиболее ярко проявившимся в снижении зимних температур (отклонения $T_{янв}$ от современных значений составили $-14...-18$ °С), в увеличении континентальности климата и сокращении $P_{год}$ до уровня ниже современного. Эти изменения стали началом первой холодной стадии позднеледниковья – древнего, или раннего, дриаса. В конце раннего дриаса континентальность климата ещё более возросла, годовая амплитуда температур приблизилась к 50 °С, главным образом за счет снижения зимних температур (отклонения $T_{янв}$ от современных величин достигали $-20...-22$ °С). Годовая сумма осадков была на $100-200$ мм ниже современной (Борисова, 2021). Такая климатическая обстановка была благоприятной для нового этапа развития сплошной многолетней мерзлоты и господства перигляциально-степной растительности на ВЕР.

Соотношение легкого и тяжелого изотопов кислорода в ледяных ядрах из Гренландии (NorthGRIP Members, 2004; и др.) показывает, что в этом регионе палеотемпературы в LGM и в GS-2a (гренландский стадиал 2a), приблизительно соответствующий раннему дриасу европейской биостратиграфической шкалы, были близки между собой. Тем не менее, реконструкции, основанные на ареалогическом анализе ископаемых флор, свидетельствуют о том, что в средней полосе ВЕР климатические условия в раннем дриасе были значительно более суровыми, чем в LGM: при близких среднегодовых температурах $T_{янв}$ в эту холодную стадию была ниже на $3-6$ °С, а годовая амплитуда температур – больше на $10-15$ °С.

Основное потепление позднеледникового включает в себя интерстадиалы бёллинг и аллерёд, разделённые кратковременным похолоданием среднего дриаса. Анализ кислородно-изотопных кривых, полученных по гренландским ледниковым кернам, показывает, что потепление на рубеже раннего дриаса и бёллинга по скорости и амплитуде не уступало потеплению на границе голоцена, которое оценивается в 10 ± 4 °C менее чем за 50 лет (Grachev, Severinghaus, 2005). Согласно реконструкции по палеофлористическим данным для центральной части ВЕР (Борисова, 2021), это потепление наиболее ярко проявилось в росте зимних температур: от минимума в раннем дриасе до максимума в бёллинге $T_{\text{январь}}$ повысилась более чем на 15 °C. $T_{\text{июль}}$ в течение раннего дриаса и интерстадиалов бёллинг и аллерёд была близка к современной или ниже её на 1–2 °C. $T_{\text{год}}$ достигла положительных значений (до +2 °C) уже в бёллинге, что должно было вызвать деградацию сплошной многолетней мерзлоты, свойственной раннему дриасу, и прерывистое, а затем и островное её распространение. Годовая амплитуда температур в бёллинге-аллерёде приблизилась к современной. Снижение континентальности климата сопровождалось ростом увлажнения: $P_{\text{год}}$ была на 100–200 мм выше современной (Борисова, 2021). В это время в центральной части ВЕР происходило быстрое расселение древесных пород и формирование лесов из холодостойких экологически пластичных древесных пород – ели, берёзы и сосны.

В позднем дриасе в средней полосе ВЕР вновь установились более суровые климатические условия, чем в максимум последнего оледенения. Эта заключительная холодная

стадия позднеледникового отмечена в начале резким понижением $T_{\text{январь}}$, а затем, в меньшей степени, также $T_{\text{июль}}$, что выразилось в снижении $T_{\text{год}}$ до –6 °C. Похолодание климата в позднем дриасе создало благоприятные условия для последнего этапа распространения многолетней мерзлоты на ВЕР и увеличения ландшафтной роли открытых перигляциально-степных сообществ. $P_{\text{год}}$ в это время была на 100–200 мм меньше современной (Борисова, 2021).

Граница между позднеледниковьем и голоценом отмечена быстрым переходом от холодного резко континентального климата позднего дриаса к теплому умеренно-континентальному климату раннего голоцена. В пребореале и бореале $T_{\text{июль}}$ в средней полосе ВЕР была близка к современной, тогда как $T_{\text{январь}}$ все ещё оставалась ниже современной на 7–8 °C. Установление положительной $T_{\text{год}}$ привело к полной деградации многолетней мерзлоты в этом регионе. Количество осадков достигло современного уровня в пребореале, а затем несколько превысило его (Борисова, 2021). В этих условиях на ВЕР сложились бореальные лесные сообщества, близкие к современным, при сохранении реликтовых перигляциальных элементов во флоре и растительности.

В раннем голоцене, несмотря на освобождение ВЕР от поздневалдайского оледенения, в глобальном аспекте последнее оледенение все ещё продолжалось, поскольку деградация Лаврентийского ледникового покрова и связанных с ним приледниковых озёр оказывала влияние на климат, особенно значительное в Североатлантическом регионе. Следствием этих процессов было возникновение серии короткопериодных похолоданий раннего голоцена (Rasmussen

et al., 2006). По изменениям изотопного состава кислорода в ледяных кернах из Гренландии установлено, что после начальной теплой фазы пребореала продолжительностью около 300 лет произошло резкое похолодание (т.н. пребореальная осцилляция — ПБО), продлившееся около 200 лет, после чего температура воздуха в Гренландии вновь повысилась на 4 ± 1.5 °C за несколько десятилетий (Kobashi et al., 2008). Степень проявления ПБО и других подобных похолоданий в целом сокращалась с запада на восток и на ВЕР была довольно слабой (Борзенкова и др., 2017; Borisova et al., 2022).

Выводы. Похолодание от оптимума заключительного интерстадиала среднего валдая до максимальной фазы поздневалдайского оледенения (LGM) в средней полосе ВЕР развивалось постепенно и неуклонно. В целом интервал LGM характеризовался наиболее холодным летом за всю эпоху поздневалдайского оледенения ($T_{июля}$ на 7–9 °C ниже современной). Поздняя часть LGM отличалась от ранней части более низкими зимними температурами ($T_{января}$ –21...–22 °C) и осадками. $T_{год}$ составляла около –6 °C, что создавало условия для сплошного распространения многолетней мерзлоты и господства перигляциально-степных сообществ в растительном покрове.

Особый интерес представляет потепление в конце позднего пленигляциала, которое особенно ярко проявилось в повышении зимних температур и сопровождалось существенным ростом количества атмосферных осадков. Предположительно, этому потеплению соответствует этап резкого увеличения стока и формирования больших палеорусел в перигляциальной зоне ВЕР.

В холодные стадии позднеледникового климат был значительно более суровым и континентальным, чем в максимум поздневалдайского оледенения. В раннем, среднем и позднем дриасе при близкой $T_{год}$ годовая амплитуда температур достигала 45–50 °C, что почти в два раза больше этого показателя для LGM.

К началу голоцена ВЕР полностью освободилась ото льда. Однако глобальная климатическая система все ещё продолжала функционировать по «гляциальному» сценарию, как показывает развитие ряда короткопериодных резких похолоданий раннего голоцена — ПБО, похолодание 8.2 тыс. л. н. и др. Их амплитуда на ВЕР была меньше, чем в северо-западной и северной Европе и в целом сокращалась в направлении с запада на восток.

Исследования проведены по теме Государственного задания Института географии РАН № 0148-2019-0005 (FMGE-2019-0005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисова О. К. (2021) Ландшафтно-климатические условия в центральной части Восточно-Европейской равнины в последние 22 тысячи лет (реконструкция по палеоботаническим данным). Водные ресурсы. Т. 48. № 6. С. 664–675. <https://doi.org/10.31857/S0321059621060031>

Борисова О. К., Нарышкина Н. Н. (2023) Морская кислородно-изотопная стадия 3 – несостоявшееся межледниковье. LXXVI Герценовские чтения. География: развитие науки и образования: Материалы Международной научно-практической конференции 19–21 апреля 2023 года: в 2 т. Том. I.

СПб: РГПУ им. А. И. Герцена. С. 314–319.

Борзенкова И.И., Борисова О.К., Жильцова Е.Л. и др. (2017) *Холодный эпизод около 8200 лет назад в Северной Европе: анализ эмпирических данных и возможных причин*. Лед и снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 117–132. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-117-132>

Величко А.А., Бердников В.В., Нечаев В.П. (1982) *Реконструкции зоны многолетней мерзлоты и этапов её развития. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография)*. М.: Наука. С. 74–81.

Величко А.А., Кременецкий К.В., Негенданк Й. и др. (2001) *Позднечетвертичная палеогеография северо-востока Европы (по данным изучения осадков Галичского озера)*. Известия РАН. Серия географическая. № 3. С. 42–54.

Гричук В.П. (1969) *Гляциальные флоры и их классификация*. Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука. С. 57–70.

Гричук В.П. (1982) *Растительность Европы в позднем плейстоцене*. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография). М.: Наука. С. 92–109.

Зеликсон Э.М., Моносзон М.Х. (1981) *Флора и растительность бассейна Оки в интерстадиальные эпохи среднего плейстоцена*. Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука. С. 91–110.

Borisova O., Naryshkina N., Konstantinov E. et al. (2022) *Landscape and climate changes in the Preboreal in the northwestern European Russia*. Геоморфология. Т. 53. № 3. С. 19–28. <https://doi.org/10.31857/S0435428122030051>

[org/10.31857/S0435428122030051](https://doi.org/10.31857/S0435428122030051)

Grachev A.M., Severinghaus J.P. (2005) *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. Vol. 24. Iss. 5–6. P. 513–519. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.10.016>

Lisiecki L., Raymo M.A. (2005) *Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records*. Paleoceanography. Vol. 20. Iss. 1. PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>

Kobashi T., Severinghaus J., Barnola J.-M. (2008) *$4 \pm 1.5^\circ\text{C}$ abrupt warming 11,270 yr ago identified from trapped air in Greenland ice*. Earth and Planetary Sciences Letters. Vol. 268. Iss. 3–4. P. 397–407. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.032>

NorthGRIP Members. (2004) *High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the Last Interglacial period*. Nature. Vol. 431. P. 147–151. <https://doi.org/10.1038/nature02805>

Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M. et al. (2006) *A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination*. Journal of Geophysical Research-Atmospheres. Vol. 111. Iss. D6. D06102. <https://doi.org/10.1029/2005JD006079>

Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. (2009) *Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period*. Geomorphology. Vol. 113. Iss. 3–4. P. 137–157. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.03.007>

ПОКРОВНЫЕ СУГЛИНКИ КАК ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЙ ФЕНОМЕН: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ВОЗРАСТ

**Е. В. Гаранкина ^{1,*}, В. А. Лобков ^{1,2}, Е. Д. Шеремецкая ²,
И. Г. Шоркунов ^{1,2}**

¹*Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

²*Институт географии РАН, Москва, Россия*

** E-mail: evgarankina@gmail.com*

Перигляциальная зона валдайского оледенения – это источник региональной климатостратиграфической информации, сопоставимой с записями глобальных изменений природной среды. Мощные лёссово-почвенные серии южной части перигляциальной зоны используются как низкоразрешющие, но надёжные природные палеоархивы для таких региональных реконструкций. Однако считается, что более ближняя периферия древних ледниковых покровов лишена сопоставимой природной летописи, поскольку мощность послеледниковых отложений на междуречьях к северу уменьшается вопреки нарастанию интенсивности и динамики трансформации рельефа и ландшафта в целом. Поэтому специфический суглинистый чехол, покрывающий междуречные пространства центра Восточно-Европейской равнины, вот уже на протяжении более века остается камнем преткновения научных дискуссий по вопросам его происхождения, возраста и пространственно-временной корреляции. Покровные суглинки, при общей сжатости палеогеографической летописи, отличаются палимпсестовым типом записи, когда более молодые признаки накладываются на более древние, частично стирая и преобразуя их. Однако детальное исследование нескольких возвышенностей в краевой зоне московского оледенения позволило выявить воспроизводящую стратиграфическую последовательность на фоне высокого фациального разнообразия в строении чехла так называемых покровных суглинков. Мы установили принципиальный набор и очередность смены ключевых литостратиграфических пачек, разделённых сериями палеокриогенных и палеопочвенных горизонтов. Подобная организация подчёркивает полигенетичность, длительность и стадийность накопления суглинистого чехла междуречий в краевой зоне московского оледенения в течение всего позднего плейстоцена. Погребённые криогенные деформации и палеопочвенные признаки могут быть использованы как стратиграфические маркеры и отчасти как климатические индикаторы, при условии учета их палеогеоморфологической позиции и воспроизводимости в палеоландшафтах. Литологическое строение каждой пачки отражает специфический набор признаков, указывающих на существенные изменения в перигляциальных палеообстановках, которые были постепенными либо очень резкими, фиксируя крупные эрозионные события и локальные эпизоды врезания. Такой морфолитостратиграфический анализ и расчленение покровных суглинков оказались возможны благодаря комплексу макро-, мезо- и микроморфологических методов

исследования 3D-организации отложений, дополненных (палео)геоморфологическим анализом междуречий, в т.ч. по данным бурения. Это предоставило достоверную основу для хроностратиграфических корреляций в пределах всей позднеплейстоценовой перигляциальной зоны, показывая высокий потенциал иерархического морфогенетического подхода для раскрытия истории формирования таких сложных палеоархивов.

Ключевые слова: перигляциальная зона, палеокриогенез, эоловые отложения, озёра, лёссово-почвенные серии, литофациальный анализ, палеопочвенные горизонты, междуречья

Перигляциальная зона валдайского оледенения длительно изучается как источник региональной климатостратиграфической информации, сопоставимой с записями глобальных изменений природной среды, и для понимания откликов ландшафта на динамику ледниковых покровов. Мощные лёссово-почвенные серии, накапливавшиеся преимущественно вдоль южных границ перигляциальной зоны, показали потенциал служить низкоразрешающими, но надежными природными палеоархивами для таких региональных реконструкций. Однако традиционно считается, что более ближняя периферия древних ледниковых покровов лишена сопоставимой плакорной природной летописи, поскольку мощность постледниковых отложений к северу уменьшается вопреки нарастанию интенсивности и динамики трансформации рельефа и ландшафта в целом. Поэтому специфический суглинистый чехол, покрывающий междуречные пространства центра Восточно-Европейской равнины, вот уже на протяжении более века остается камнем преткновения научных дискуссий. Несмотря на явную генетическую и пространственную взаимосвязь с лёссово-палеопочвенными сериями более южных внеледниковых областей, покровные суглинки имеют существенно менее контрастное и более однородное строение. Это до

сих пор оставляло вопросы их происхождения, возраста и пространственно-временной корреляции без непротиворечивого решения. Поскольку лёссово-палеопочвенные серии демонстрируют типичную книгоподобную запись природных изменений, то ее чтение доступно классическим набором литологических методов. Покровные суглинки же, при общей сжатости их палеогеографической летописи, отличаются палимпсестовым типом записи (Память ..., 2008), когда более молодые признаки накладываются на более древние, частично стирая и преобразуя их.

Однако детальное исследование нескольких возвышенностей в краевой зоне московского оледенения (Шеремецкая и др., 2022; Garankina et al., 2019; Shishkina et al., 2019; Belyaev et al., 2020; Garankina et al., 2022; Valdaï ..., 2023 и т.д.) позволило выявить воспроизводящуюся стратиграфическую последовательность на фоне высокого фациального разнообразия (Шеремецкая и др., 2023) в строении чехла так называемых покровных суглинков (рис. 1). Мы установили принципиальный набор и очередность смены ключевых литостратиграфических пачек, разделенных серией наложенных криогенных и палеопочвенных горизонтов.

Стратиграфия верхней части послед-

никовой толщи (Лобков и др., 2023) хорошо сопоставима с ранее изученными опорными разрезами покровного чехла центра Восточно-Европейской равнины (Величко и др., 1996; Velichko et al., 2006; Sycheva et al., 2020). Палеокриогенные деформации С, нарушающие погребенную палеопочву IV, коррелируют с пластическими деформациями владимирского криогенного горизонта, а сама палеопочва – с повсеместно развитой геосолью, датируемой брянским интервалом среднего валдая (МИС 3) (Фролова и др., 2023). Залегающий выше лёссовидный суглинок (V) был отложен в поздневалдайское время на фоне преобладающего эолового привноса вещества и его значительной переработки склоновыми криогенными процессами.

В период основной дегляциации (Palacios et al., 2022) активный термокарст по погребенным ледогрунтовым жилам владимирского криогенного горизонта привел к обособлению межблочных понижений и более глубоких западин в узловых сочленениях. А пачка V была проработана почвообразованием, создавшим характерную систему трещин, которую можно отнести к трубчевскому педогенезу (Фролова и др., 2023). Последующее похолодание раннего дриаса привело к формированию новой системы морозобойных трещин, выполнение которых происходило в гораздо более суровых – холодных и сухих – условиях (Борисова, 2021) по типу первично-грунтовых либо ледогрунтовых клиньев (Garankina et al., 2022).

В период позднеледникового потепления, при деградации менее льдистой мерзлоты, делли и западины в узловых сочленениях служили зонами преимуществен-

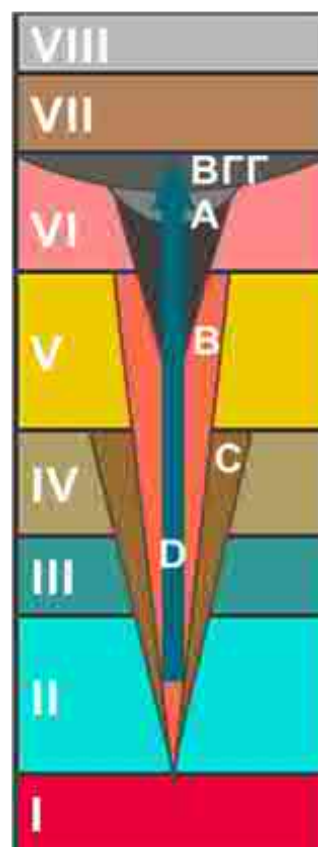


Рис. 1. Принципиальная стратиграфическая схема послеледникового покровного чехла краевой зоны московского оледенения. Отложения: I – ледниковые и водно-ледниковые; II – озёрные; III – лужевые и склоново-лужевые; IV – переработанные солифлюкцией и брянским педогенезом отложения II-III; V – эоловые и склоновые; VI – делювиальные; VII – агроделювиальные; VIII – пахотный горизонт. Палеокриогенные деформации: С – владимирский горизонт, псевдоморфозы по ПЖЛ; ярославский горизонт: В–А – псевдоморфозы по ледогрунтовым жилам и первично-грунтовым клиньям, D – диапироподобные тела. ВГГ – второй гумусовый горизонт

ной аккумуляции, концентрируя продукты делювиального смыва с микроповышений (пачки VI–VII). Последний криогенный импульс, создавший клиновидные деформации А, распространяющиеся с кровли выполнений западин и ложбин, относится к позднему дриасу. На это указывают позднеледниково-раннеголоценовые радиоуглеродные датировки темноцветного материала выполнений (Милановский, 2009; Александровский, 2011), в то время как залегающий выше в виде более широких линз без признаков криогенных деформаций реликтовый гумусовый горизонт (ВГГ) имеет уже гораздо более молодой возраст – ранне- и среднеголоценовый (Величко и др., 1996, Милановский, 2009, Александровский, 2022).

Отдельного внимания заслуживает нижняя часть чехла послеледниковых отложений, ранее в значительно меньшей степени обсуждавшаяся в литературе. В подстилании описанных выше эоловых и делювиальных пачек, палеокриогенных и палеопочвенных горизонтов на значительной части территории вскрываются озёрные и лужевые осадки II–III (Garankina et al., 2019). Их высокое фациальное разнообразие зачастую не позволяло проводить достоверную площадную корреляцию и говорить об их существенной геологической и геоморфологической роли в преобразовании первичных ледниковых ландшафтов, несмотря на многочисленные находки микулинских и ранневалдайских озёрно-болотных отложений в подчиненных позициях палеоландшафта (Путеводитель ..., 1969; Судакова и др., 1984; Rusakov et al., 2015; Borisova et al., 2022 и т.п.). Однако наши исследования показывают, что мелководные бассей-

новые фации имеют практически покровное распространение, встречаясь в пределах разных форм современного и палеорельефа. Они имеют парагенетическую связь со склоновыми отложениями, демонстрируя постепенное изменение соотношения признаков отложения в субаквальной и субаэральной обстановках, но свидетельствуя о преобладании первых.

Широкое распространение таких фациальных разностей связано с значительными, существенно превышающими современные, амплитудами первичной ледниковой топографии позднемосковского возраста и преобладанием в ней замкнутых отрицательных форм – небольших моренных западин и обширных котловин, сформировавшихся в результате вытаивания блоков мертвого льда (Shishkina et al., 2019). Их постепенное выполнение в начале микулинскими гиттиями и торфами, а затем и минеральными озёрными осадками валдайской эпохи определило основной тренд в постледниковой эволюции ландшафтов, направленный на выполаживание рельефа междуречий.

Полученный набор радиоуглеродных датировок таких озёрных выполнений в пределах Борисоглебской возвышенности позволяет не согласиться с утверждением о том, что озёрно-болотный морфолитогенез был характерен лишь для ранних стадий позднеплейстоценового развития центра Восточно-Европейской равнины – лишь до ранневалдайского времени (Borisova et al., 2022). Серия средневалдайских возрастов органо-минеральных линз в ритмично-слоистых суглинистых толщах доказывает, что значительная часть небольших, но широко распространенных локальных озёр продолжала существовать и позднее, вплоть до поздне-

го валдая. Именно тогда большая часть из них, ввиду значительного выполнения, активизации дополнительного эолового привноса вещества и усиления суровости климата в целом (Борисова, 2020), постепенно переходила к функционированию по типу остаточных водоемов или озёр-луж, а затем – к преобладанию субаэрального осадконакопления, описанного выше.

Подобная организация подчёркивает полигенетичность, длительность и стадийность накопления суглинистого чехла междуречий в краевой зоне московского оледенения в течение всего позднего плейстоцена. Погребённые криогенные деформации и палеопочвенные признаки могут быть использованы и в полной мере как стратиграфические маркеры, и отчасти как климатические индикаторы, при условии учета их палеогеоморфологической позиции и воспроизводимости в палеоландшафтах. Литологическое строение каждой пачки отражает специфический набор признаков, указывающих на существенные изменения в перигляциальных палеообстановках, которые были постепенными либо очень резкими, фиксируя крупные эрозионные события валдайского времени и более локальные эпизоды врезания.

Такой морфолитостратиграфический анализ и расчленение покровных суглинков оказались возможны благодаря комплексному применению макро-, мезо- и микроморфологических методов как при полевом, так и камеральном исследовании 3D-организации отложений, дополненных геоморфологическим анализом современной и погребённых поверхностей рельефа междуречий по данным бурения. Это предоставило достоверную основу для хронострати-

графических корреляций в пределах всей позднеплейстоценовой перигляциальной зоны, показывая высокий потенциал иерархического морфогенетического подхода для раскрытия истории формирования таких сложных палеоархивов. Это возможно даже в условиях отсутствия статистически достоверного количества определений абсолютного возраста ввиду недостатка подходящих для достоверного датирования фракций органического вещества и различных процессов, вовлечённых в локальное переотложение вещества.

Морфологическое, физико-химическое исследование и радиоуглеродное датирование отложений выполнено при поддержке гранта РНФ № 19-7-10061. Подготовка материалов к публикации осуществлена при поддержке гранта РНФ № 23-17-00073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александровский А.Л. (2011) *Эволюция почв низких террас озера Неро*. Почвоведение. № 10. С. 1155–1167.

Александровский А.Л., Чендев Ю.Г., Юртаев А.А. (2022) *Почвы со вторым гумусовым горизонтом и палеочернозёмы как свидетельства эволюции педогенеза в голоцене на периферии лесной зоны и в лесостепи (обзор)*. Почвоведение. № 2. С. 147–167. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22020022>

Борисова О.К. (2021) *Ландшафтно-климатические условия в центральной части Восточно-Европейской равнины в последние 22 тысячи лет (реконструкция по палеоботаническим данным)*. Водные ресурсы. Т. 48. № 6. С. 664–675. <https://doi.org/10.31857/S0321059621060031>

Величко А. А., Морозова Т. Д., Нечаев В. П. и др. (1996) *Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие*. М.: Наука. 150 с.

Лобков В. А., Шоркунов И. Г., Гаранкина Е. В. и др. (2023) *Пространственная организация почвенного покрова на модельном участке Владимирского Ополья*. Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири. Материалы Всероссийской научной конференции. Ростов Великий, 25–26 августа 2023 г. [Электронное издание]. М.: ИГ РАН. 212 с.

Милановский Е. Ю. (2009) *Гумусовые вещества почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения*. М.: ГЕОС. 186 с.

Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий (2008) Под ред. В. О. Таргульяна, С. В. Горячкина. М.: Изд-во ЛКИ. 692 с.

Путеводитель экскурсий Москва – Верхняя Волга. Симпозиум «Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена» (1969) Под ред. С. Л. Бреслава. М.: ИГ АН. 70 с.

Судакова Н. Г., Дашевский В. В., Писарева В. В. и др. (1984) *Четвертичные отложения окрестностей г. Ростова-Ярославского*. Путеводитель экскурсии XXVII Международного геологического конгресса. М. 26 с.

Фролова Л. С., Шоркунов И. Г., Гаранкина Е. В. и др. (2023) *Морфологическая диагностика реликтов позднеледникового педогенеза в дневных почвах Владимирского Ополья*. Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири. Материалы Всероссийской научной конференции. Ростов Великий, 25–26 августа 2023 г. [Электронное издание].

М.: ИГ РАН. 212 с.

Шеремецкая Е. Д., Каревская И. А., Самусь А. В. и др. (2022) *Новые данные о стратиграфической значимости разреза "Черемошник" (Ярославская область)*. Вестник Московского университета. Серия 5: География. № 4. С. 88–100.

Шеремецкая Е. Д., Гаранкина Е. В., Шишкина Ю. В. и др. (2023) *Методические аспекты применения гранулометрического анализа при детальном изучении отложений междуречий*. Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири. Материалы Всероссийской научной конференции. Ростов Великий, 25–26 августа 2023 г. [Электронное издание]. М.: ИГ РАН. 212 с.

Belyaev V. R., Garankina E. V., Shorkunov I. G. et al. (2020) *Holocene erosion and deposition within a small catchment of the northeastern Borisoglebsk Upland (Central European Russia)*. IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci., V Int. Conference on Ecosystem dynamics in the Holocene, 11–15 November 2019, Moscow. Vol. 438. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/438/1/012002>

Borisova O., Konstantinov E., Utkina A. et al. (2022) *On the existence of a large proglacial lake in the Rostov-Kostroma lowland, north central European Russia*. Journal of Quaternary Science. Vol. 37, No. 8. P. 1442–1459. <https://doi.org/10.1002/jqs.3454>

Garankina E. V., Belyaev V. R., Shorkunov I. G. et al. (2019) *Lake sedimentation as an underestimated agent of postglacial transformation of interfluvial and fluvial landscapes of the Borisoglebsk Upland, Central European Russia*. Land Use and Climate Change Impacts on Erosion and Sediment

Transport. Proceedings of IAHS, 27–31 August 2018, Moscow. Vol. 381. P. 13–20. <https://doi.org/10.5194/piahs-381-13-2019>

Garankina E. V., Lobkov V. A., Shorkunov I. G. et al. (2022) *Identifying relict periglacial features in watershed landscape and deposits of Borisoglebsk Upland, Central European Russia*. Journal of Geological Society. Vol. 5. No. 179. <https://doi.org/10.1144/jgs2021-135>

Palacios D., Hughes P. D., García-Ruiz J. M. et al. (Eds.) (2022) *European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations*. Elsevier. 528 p. <https://doi.org/10.1016/C2020-0-00404-4>

Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L. et al. (2015) *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. Vol. 365. P. 26–41. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.029>

Shishkina Y., Garankina E., Belyaev V. et al.

(2019) *Postglacial incision-infill cycles at the Borisoglebsk Upland: Correlations between interfluvial headwaters and fluvial network*. International Soil and Water Conservation. Res. Vol. 7. P. 184–195. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.02.001>

Sycheva S., Frechen M., Terhorst B. et al. (2020) *Pedostratigraphy and chronology of the Late Pleistocene for the extra glacial area in the Central Russian Upland (reference section Aleksandrov quarry)*. Catena. Vol. 94. P. 104689. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104689>

Valdai Periglacial Field Symposium Guidebook, 27–30 August 2023 (2023) Moscow. IG RAS. 160 p.

Velichko A. A., Morozova T. D., Nechaev V. P. et al. (2006) *Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia*. Quaternary International. Vol. 152–153. P. 14–30. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.12.003>

ФИТОЛИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОЧВ И КУЛЬТУРНЫХ СЛОЁВ ВЛАДИМИРСКОГО ОПОЛЬЯ

А. А. Гольева ^{1,*}

¹*Институт географии РАН, Москва, Россия*

^{*}*E-mail: golyeva@yandex.ru*

Проведен фитолитный анализ разновозрастных культурных слоёв и погребённого пахотного горизонта поселений Владимирского Ополя (могильник Большое Давыдовское 2, поселения Весь 5, Кибол 5 и 7, пахотный горизонт поселения Весь 5). Изучен хроноряд от III–V до XIII веков н. э. Показано, что хозяйственная деятельность жителей Ополя изменила растительный покров территории от хвойно-лиственного до лугового с элементами степного. Наличие фитолитов культурных злаков позволяет говорить о том, что земли распахивались даже на ранних этапах освоения, то есть естественные ландшафты были кардинально изменены не менее 1500 л. н. Фитолитный анализ позволил говорить о том, что люди выращивали пшеницу, ячмень, просо.

Ключевые слова: фитолиты, природная среда, антропогенные ландшафты, леса, культурные злаки, просо

Суздальское Ополье — территория Волго-Окского междуречья — рассматривается историками как ядро Северо-Восточной Руси XII в., один из очагов формирования древнерусской культуры (Макаров, Федорина, 2013). Это выражается в большом количестве разновозрастных археологических памятников на относительно небольшой территории. Многие поселения существовали, начиная со второй половины I тыс. н. э. до XIII в. (Макаров и др., 2005), что обуславливает существенную трансформацию исходных природных ландшафтов хозяйственной деятельностью человека. Целью данного исследования является определение характера изменений природной среды в процессе обживания данной территории.

Материалы и методы. В работе были

исследованы культурные слои и пахотный горизонт погребённой почвы четырех разновозрастных археологических памятников, расположенных недалеко друг от друга (рис. 1): могильник Большое Давыдовское 2, поселения Весь 5, Кибол 5 и 7 и пахотный горизонт, выявленный на поселении Весь 5.

Для этих и других памятников Ополя было получено большое количество радиоуглеродных дат (Макаров и др., 2011), что позволило несколько скорректировать возрастные границы существования отдельных поселений. В то же время полученные широкие хроноинтервалы и большое количество логически непонятных дат убедили авторов исследования принять за основу хронологию, сделанную на базе артефактов, обнаруженных во время проведения

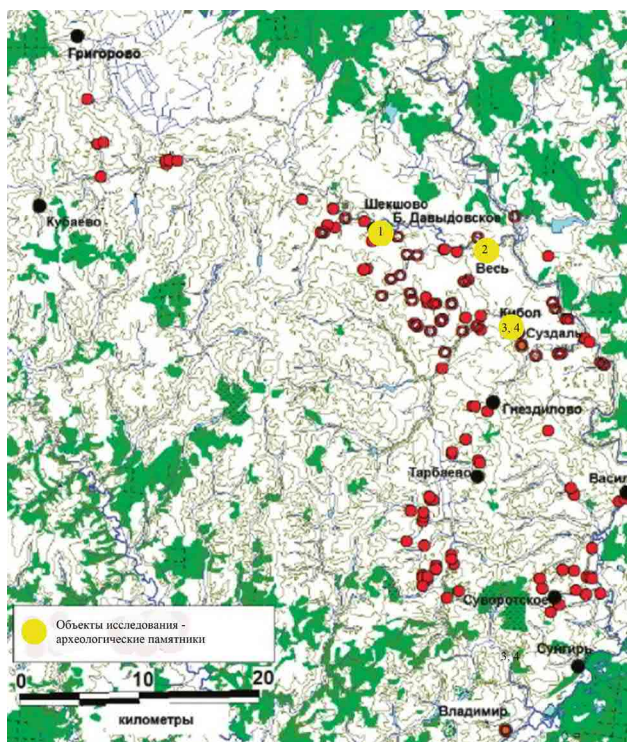


Рис. 1. Карта размещения археологических памятников в Суздальском Ополе (Макаров, 2019). Желтым цветом обозначены исследованные памятники: 1 — могильник Большое Давыдовское 2; 2 — поселение Весь 5; 3 — поселение Кибол 5; 4 — поселение Кибол 7

Таблица 1. Международное название морфотипов фитоцитов и их биоценотическая характеристика

ICPN 2.0 сокращ. код	ICPN 2.0 Морфотип	Растения
ELO_ENT	Elongate entire	Двудольные и ряд однодольных трав
BLO_RES BLO_VEL	Blocky restangular Blocky velloate*	Иглы хвойных
ACU_BUL_1	Acute bulbosus_1*	Лесные злаки и осоки
ACU_BUL_2 BIL ELO_SIN POL	Acute bulbosus_2* Bilobate Elongate sinuate Polylobate	Луговые злаки и осоки
RON_CON RON_TRZ	Rondel conical Rondel trapeziform	Степные злаки (сухие луга)
ELO_DEN	Elongate dendritic	Культурные злаки
BUL_FLA	Bulliform flabellate	Тростник
CRO	Cross	Листья и шелуха зерна культурного проса (в умеренном климатическом поясе)
SPH_PSI	Spheroid psilate	Мхи

*1 — с массивным основанием; 2 — с не массивным основанием

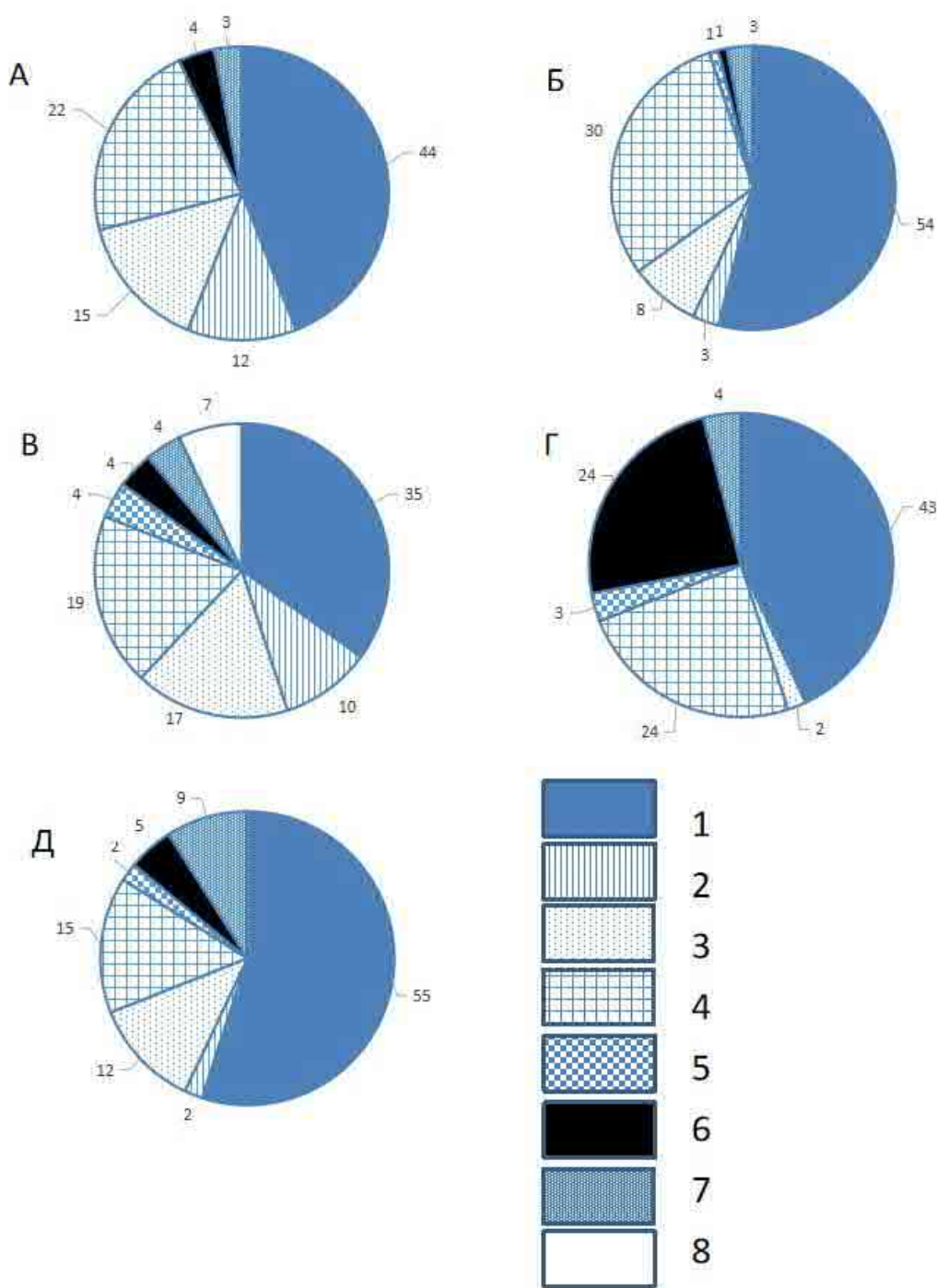


Рис. 2. Диаграммы состава фитолитных комплексов разновозрастных археологических объектов: А (Большое Давыдовское 2) — III–V вв. н. э.; Б (Кибол 7) — VI–VIII вв.; В (Весь 5, пахотный горизонт) — XI в.; Г (Весь 5, культурный слой) — XII–XIII вв.; Д (Кибол 5) — XI–XIII вв. Цифрами на диаграммах показаны доли (%) растительных сообществ: 1 — двудольные травы; 2 — иглы хвойных; 3 — лесные злаки и осоки; 4 — луговые злаки; 5 — степные злаки (сухие луга); 6 — культурные злаки; 7 — тростник/камыш; 8 — не диагностируемые обломки

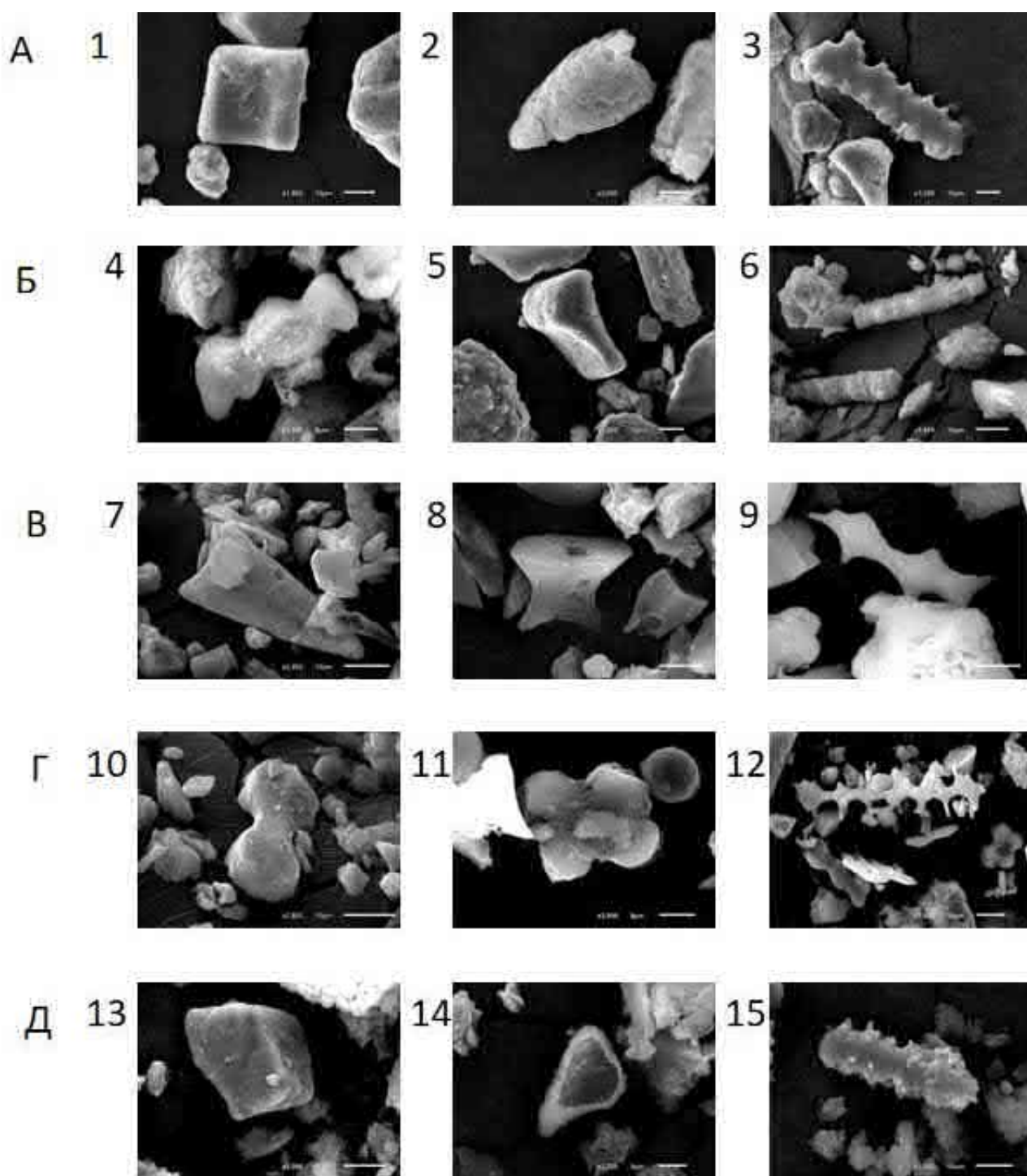


Рис. 3. Разнообразие встреченных морфотипов фитоцитов в исследованных разновозрастных объектах: А — III–V вв. н. э.; Б — VI–VIII вв.; В — XI в.; Г — XII–XIII вв.; Д — XI–XIII вв. Цифрами показаны морфотипы: 1, 13 — *BLO_RES* (хвойные); 2, 7 — *ACU_BUL_1* (лесные злаки и осоки); 3, 6, 9, 11, 12, 13 — *ELO_DEN*, *CRO* (разные культурные злаки); 4 — *ELO_SIN* (луговые злаки); 5 — *BUL_FLA* (тростник); 8 — *RON_CON* (степные злаки); 10 — *BIL* (луговые злаки); 14 — *ACU_BUL_2* (луговые злаки и осоки)

раскопок. Поэтому в настоящей работе, мы будем придерживаться в основном хронологии, указанной в археологической литературе (Спиридонова и др., 2008; Макаров и др., 2010; Лебедева, 2013), на основе которой изученные культурные слои хронологически распределяются следующим образом: III–V вв. н. э. — могильник Большое Давыдовское 2; VI–VIII вв. — поселение Кибол 7; XII–XIII вв. — поселение Весь 5, XI–XIII вв. — поселение Кибол 5.

Наиболее узкий хроноинтервал определен для погребённого пахотного горизонта, выявленного на поселении Весь 5. Следы распашки прорезают культурный слой IX–X вв. и перекрываются культурным слоем XII–XIII в. Следовательно, время распашки относится к XI в. — периоду временного запустения территории (Алешинская и др., 2008). Таким образом, мы имеем хронологический ряд практически в 1000 лет — от III–V до XIII в. н. э.

Впервые для поселенческих памятников Ополя был использован фитолиитный анализ, позволяющий реконструировать растительный покров, существовавший непосредственно вокруг археологических объектов. Анализ проводился по стандартной методике. Название морфотипов фитолиитов дается согласно международным требованиям (ICPN) 2.0 (International Committee for Phytolith ..., 2019), а их биоценотические характеристики — согласно (Гольева, 2008). Корреляция между морфотипами и их биоценотической характеристикой приведена в таблице 1. Для более точной морфологической характеристики, отдельные образцы рассматривались при помощи электронного сканирующего микроскопа JEOL 6610LV (JEOL, Япония).

Результаты и их обсуждение. Состав фитолиитных комплексов показан на рисун-

ке 2 в виде серии диаграмм, выстроенных в хронологическом порядке. Основные значимые морфотипы фитолиитов представлены на рисунке 3.

На диаграммах хорошо видна динамика доли хвойных пород деревьев — от 12 % в III–V вв. до 3 в VI–VIII вв. Затем наблюдается некоторое увеличение доли хвойных в XI в. (10 %) с последующим резким падением до 2 % на Кибол 5 в XI–XIII вв. и вплоть до полного исчезновения на поселении Весь 5. При этом доля фитолиитов открытых луговых сообществ всегда была достаточно высокой. Минимальные значения (15 %) выявлены в культурном слое XI–XIII вв. поселения Кибол 5. Такие изменения, как появление фитолиитов, характерных для степной флоры, связаны с интенсивной хозяйственной деятельностью.

Интересно, что фитолииты культурных злаков присутствуют во всех образцах, хотя и в разных количествах. Выращивание культурных злаков в дославянский период в Центральной России на сегодняшний день не вызывает сомнений (Кренке и др., 2011; Лебедева, 2013), но для территории Ополя ещё не доказано, хотя и не исключается (Макаров и др., 2010). Максимальное количество культурных и разнообразие морфотипов культурных злаков обнаружено в культурном слое XII–XIII веков поселения Весь 5. Здесь помимо пшеницы (рис. 3.12) обнаружены специфические фитолииты проса (рис. 3.11), а в пахотном горизонте XI века присутствуют фитолииты ячменя (рис. 3.11), что коррелирует с данными Лебедевой (2017).

Заключение и выводы. Впервые проведен фитолиитный анализ разновозрастных культурных слоёв и погребённого пахотного горизонта поселений Владимирского Ополя. Изучен хронологический ряд от III–V до

XIII в. н. э. Показано, что хозяйственная деятельность жителей Ополя за практически 1000 лет проживания людей на этой территории существенно изменила растительный покров — от хвойно-лиственного до лугового с элементами степного. Наличие фитолигов культурных злаков позволяет говорить о том, что земли распахивались даже на ранних этапах освоения. То есть естественные ландшафты были кардинально изменены не менее 1500 лет назад. Фитолитный анализ позволил говорить о том, что люди выращивали пшеницу, ячмень, просо.

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания Института географии РАН: АААА-А19-1190221901695 (FMGE-2019-0006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алёшинская А. С., Кочанова М. Д., Макаров Н. А. и др. (2008) *Становление аграрного ландшафта Суздальского Ополя в средневековье (по данным археологических и палеоботанических исследований)*. Российская археология. №. 1. С. 35–47.
- Гольева А. А. (2008) *Микробиоморфные комплексы природных и антропогенных ландшафтов*. М.: Изд-во ЛКИ. 238 с.
- Кренке Н. А., Александровский А. Л., Лазукин А. В. и др. (2011) *Земледельцы и скотоводы бронзового и железного веков на берегах Москвы-реки: новые открытия*. Вестник Российского гуманитарного научного фонда. №. 3. С. 147–158.
- Лебедева Е. Ю. (2017) *Археоботанические свидетельства о земледелии на сельских поселениях Суздальского Ополя в VII–XIII вв.* Аналитические исследования лаборатории естественнонаучных методов. Вып. 4. М.: Таус. С. 264–290.
- Лебедева Е. Ю. (2013) *К истории земледелия дьяковской культуры: археоботанические исследования в Настасьино*. Аналитические исследования лаборатории естественнонаучных методов. Вып. 3. М.: Таус. С. 202–243.
- Макаров Н. А., Красникова А. М., Зайцева И. Е. (2010) *Могильник Большое Давыдовское 2-погребальный памятник первой половины I тыс. н. э. в Суздальском Ополе*. Российская археология. №. 1. С. 41–52.
- Макаров Н. А., Леонтьев А. Е., Шполянский С. В. (2005) *Сельское расселение в центральной части Суздальской земли в конце I-первой половине II тыс. н. э.: новые материалы*. Русь в IX–XIV веках. Взаимодействие Севера и Юга. М.: Наука. С. 196–215.
- Макаров Н. А., Федорина А. Н. (2013) *Суздальская земля в IX–XI вв.: расселение, культура и балтийские связи*. Археология Балтийского региона. СПб.: Нестор-История. С. 223–240.
- Макаров Н. А., Федорина А. Н., Зайцев Г. И. и др. (2011) *Радиоуглеродные даты памятников раннего железного века-средневековья в Суздальском Ополе*. Российская археология. №. 4. С. 35–51.
- Макаров Н. А. (2019) *У колыбели Северо-восточной Руси*. Природа. №1. С. 78–87. <https://doi.org/10.7868/So032874X19010095>
- Спиридонова Е. А., Алёшинская А. С., Кочанова М. Д., и др. (2008) *Ландшафты Суздальского Ополя и влияние на них человека в Средневековье (по данным археологических и палеоботанических исследований)*. Сельская Русь в IX–XVI веках. С. 127–156.
- Neumann K., Strömberg C., Ball T., et al. (2019) *International code for phytolith nomenclature (ICPN) 2.0*. Annals of Botany. Vol. 124. Iss. 2. P. 189–199. <https://doi.org/10.1093/aob/mcz064>

КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ПЕРЕСТРОЙКИ РЕЧНОЙ СЕТИ ПО ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ ПОСЛЕДНЕГО СКАНДИНАВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Н. Е. Зарецкая ^{1,*}, А. В. Панин ¹, Д. В. Баранов ¹

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

** E-mail: zaretsk@igras.ru*

Представлены предварительные результаты исследований в долине р. Кулой (Пинежский и Мезенский районы Архангельской области), проведённых с целью уточнить конфигурацию восточной границы последнего оледенения и реконструировать сток по долине р. Кулой из Северодвинского бассейна во время МИС 2.

Ключевые слова: последнее оледенение, реверсивный сток, Пинега, Кулой, Мезень

Покровные оледенения вызывали перестройки речной сети как в зоне их влияния, так и во внеледниковой области. Последнее Скандинавское оледенение, распространившись по северу Европы и блокируя речной сток западного и северного направлений, могло являться причиной формирования подпрудных озёр в речных долинах (Zaretskaya et al., 2018) и смены направлений течений рек (Demidov et al., 2006).

Юго-восточная лопасть последнего ледникового покрова блокировала сток рек Северной Двины, Ваги и Пинеги (Demidov et al., 2006), а её восточный край достигал долины р. Мезени, по разным данным либо перекрывая её, либо останавливаясь у её восточного борта (Svendsen et al., 2004; Demidov et al., 2006; Larsen et al., 2006; Семёнова и др., 2012). Позиция крупнейшего левого притока Мезени — Кулоя — от-

носительно восточной границы последнего оледенения так же до сих пор остаётся неясной (Svendsen et al., 2004; Demidov et al., 2006; Larsen et al., 2006; Семёнова и др., 2012). Вместе с тем при анализе карт и космических снимков видно, что в прошлом долина Кулоя соединялась с долиной Пинеги — реки, в настоящее время являющейся крупным правым притоком р. Северной Двины, то есть, принадлежащей к другому бассейну и с другим направлением стока. В 1926–1928 гг. на отрезке соединения Пинеги и Кулоя по древней ложбине стока был заложен Кулойский канал длиной 6 км (Справочная ..., 1929), в настоящее время не действующий.

Цели и задачи настоящей работы: а) определение восточной границы последнего оледенения в этом районе; б) ответ на вопрос — перекрывалась ли долина Кулоя

ледником; в) выяснение, когда закончился естественный сток по ложбине, где в настоящее время располагается Кулойский канал, и был ли это сток Пинеги в Мезенский залив Белого моря.

Результаты исследования. Для реализации поставленных целей в 2022 г. проведены полевые исследования в Кулойской ложбине, в нижнем течении р. Кулой и в долине р. Сояны — левого притока Кулоя. Через Кулойскую ложбину в месте «выхода» Кулойского канала из р. Пинеги нами был заложен поперечный буровой профиль из 4 скважин глубиной до 26.5 м, от дер. Кулогоры до дер. Воепала, длиной 3 км. В забое каждой скважины вскрывались коренные породы (известняки и глины). Строение кернов скважин показало, что ледниковых отложений (морены) по всему профилю не наблюдается. Возможно, в нижних частях скважин, пробуренных в днище ложбины, залегают дистальные (мелководные) отложения бореальной трансгрессии. В целом заполнение ложбины представлено чередованием прослоев крупнозернистого песка с гравием и мелко-тонкозернистого песка, хорошо отмытых, что свидетельствует о стоке по этой ложбине в прошлом.

Также были проведены работы в нижнем течении реки Кулой и по его левому притоку р. Сояне вверх к Беломорским горам. Беломорскими горами называют восточную часть Беломорско-Кулойского плато, которая возвышается над уровнем моря на 100 м и круто обрывается к долине р. Кулой и приморской низменности. Здесь были получены данные о том, что на восточ-

ной периферии Беломорских гор на коренных породах лежит маломощный (не более 0.3 м) слой диамиктона (морены) с валунами Балтийского спектра.

По берегам долины р. Сояны по выходе из гор, и в нижнем течении р. Кулой в изученных разрезах ледниковых отложений не обнаружено. В кровле разрезов по берегам Кулоя лежит маломощный (не более 1 м) слой несортированных разнотекстурных песков с крупнообломочным материалом разной степени окатанности, по-видимому, представляющих собой водно-ледниковые отложения последнего оледенения.

Выводы. Таким образом, в ходе исследования было установлено:

- граница последнего оледенения располагалась к западу от долины р. Кулой;
- долина р. Кулой последним Скандинавским оледенением не перекрывалась;
- по Кулойской ложбине и долине р. Кулой во время деградации последнего оледенения мог осуществляться сток вод р. Пинеги, о чем свидетельствуют вскрытые в скважинах отложения; данный вывод является предварительным.

Исследования выполнены при поддержке РНФ № 22-17-00259. Коллектив авторов выражает благодарность д.г.н. Н. А. Демиденко (ИО РАН), Н. Н. Луговому (МГУ имени М. В. Ломоносова), Д. В. Мишурунскому (ГБОУ «Школа № 57»), А. Ю. Качалову (ИГ РАН), а также жителям Мезенского и Пинежского районов Архангельской области за помощь в проведении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Справочная книга по внутренним водным путям Северного бассейна (1929) Под ред. Г.Ф. Гусева. Архангельск: Тип. изд-ва «Волна» им. т. Склепина. 198 с.

Семенова Л.Р., Рыбалко А.Е., Журавлев В.А. (2012) *Четвертичная система. ГТК РФ (1:1 000 000), третье поколение, серия Мезенская, лист Q-38 (Мезень). Объяснительная записка.* С. 86–122.

Demidov I.N. Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H. et al. (2006) *The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics.* Boreas. Vol. 35. Iss. 3. P. 425–443. <https://doi.org/10.1080/03009480600781883>

Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N.

et al. (2006) *Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia.* Boreas. Vol. 35. Iss. 3. P. 394–424. <https://doi.org/10.1080/03009480600781958>

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. (2004) *Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia.* Quaternary Science Reviews. Vol. 23. Iss. 11–13. P. 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>

Zaretskaya N.E., Panin A.V., Karpukhina N.V. (2018) *The limits and related proglacial events in the Severnaya Dvina basin, northwestern Russia: review and new data.* Bulletin of the Geological Society of Finland. Vol. 90. P. 301–313. <https://doi.org/10.17741/bgsf/90.2.012>

ПРИЗНАКИ ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗА В ПОЧВАХ СРЕДНЕТАЕЖНОЙ ПОДЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

**А. О. Курасова ^{1,2,*}, А. О. Константинов ¹, С. В. Лойко ²,
Ю. В. Балужева ³, М. В. Коноваленко ³, А. А. Новоселов ¹,
С. П. Кулижский ²**

¹ Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

² Томский государственный университет, Томск, Россия

³ ООО «НПО «Северная археология-1», Нефтеюганск, Россия

* E-mail: kurasovalina@gmail.com

С целью предварительного анализа влияния палеокриогенеза на современный почвенный покров, были изучены фоновые почвы и археологические раскопы в пределах 4-х ключевых участков: Кондинские озёра, Большой Юган, Ханты-Мансийск, Большой Салым. На всех участках обнаружены разрезы, в которых нижняя часть профиля современных почв осложнена полигональными палеокриогенными структурами, заполненными материалом раннеголоценовых палеопочв. В ряде разрезов присутствуют изолированные морфоны с признаками криодеформаций. Подобные реликты, как правило, перекрыты эоловыми покровными песками. Для материала морфонов с признаками палеокриогенной трансформации характерна высокая пропорция илистой фракции, признаки морозного растрескивания песчинок и оглеения. Наряду с результатами морфологического и седиментологического исследований они подтвердили представление о комплексном палеопедогенном и палеокриогенном генезисе этих структур. Широкое распространение подобных образований, включая комплексные археологические памятники, косвенно говорит в пользу значительного вклада рассматриваемых процессов в эволюцию почв и ландшафтов подзоны средней тайги Западной Сибири на рубеже позднего плейстоцена и голоцена.

Ключевые слова: бореальная зона, темногумусовые морфоны, реликтовые признаки, голоцен, палеокриогенные структуры

Широкое распространение палеокриогенеза является отличительной чертой перигляциальной зоны Северной Евразии и характерно для различных субрегионов этой обширной территории (Величко, 1973). Палеокриогенные реликтовые признаки и образования находят проявление в почвен-

ном покрове и строении толщи позднечетвертичных отложений, отражаются в современном рельефе и, зачастую, оказывают влияние на формирование ландшафтной мозаики (Bertran, Fabre, 2005; Алифанов и др., 2010).

Влияние палеокриогенеза на современ-

ные почвы, рельеф и ландшафты наиболее подробно изучено для Европейской территории России (Гугалинская, 1982; Алифанов, 1995; Алифанов, Гугалинская, 2005; Овчинников, 2009; Овчинников и др., 2010; Garankina et al., 2022 и др.). При этом следует отметить, что для перигляциальной зоны Западной Сибири данные о проявлениях, возрасте, а также встречаемости палеокриогенных признаков в почвах и отложениях единичны (Rusakov et al., 2019; Ларин и др., 2020). С одной стороны, подобная ситуация обусловлена сравнительно недавним освоением региона в связи с разработкой месторождений углеводородного сырья. С другой — своеобразием рельефа и ландшафтов, преобладающих в его центральной и северной частях. Высокая степень заболоченности территории на фоне низменного, слабоконтрастного рельефа, а также незначительная степень освоенности территории, существенно снижают возможности для поиска, подробного описания и изучения погребённых почв. В контексте вышеперечисленных факторов, особую значимость приобретают комплексные палеопочвенные исследования археологических памятников, позволяющие существенно увеличить масштабы и детальность исследований, привлечь большой массив данных. Несмотря на актуальность использования почвенных методов в археологических работах для территории таежной зоны Западной Сибири, примеры подобного рода работ крайне немногочисленны и, как правило, не затрагивают объекты, относящиеся к периодам древнее железного века. Следовательно, комплексные исследования погребённых почв и различных реликтовых признаков, позволят значительно расши-

рить существующие представления о факторах и характере природно-антропогенной эволюции ландшафтов среднетаёжной подзоны Западной Сибири в позднечетвертичное время, в том числе по таким дискуссионным вопросам, как проявления признаков палеокриогенеза в современном почвенном покрове и рельефе, оценка влияния пирогенных событий, потенциальное влияние древнего населения на трансформацию природной среды в целом и на почвы в частности.

Материалы и методы. В качестве объектов исследований были выбраны почвы различных районов среднетаежной подзоны Западной Сибири. Всего было заложено и исследовано 28 полнопрофильных разрезов и археологических раскопов, сгруппированных по четырем ключевым участкам: «Кондинские озёра», «Ханты-Мансийск», «Большой Салым» и «Большой Юган». Из разрезов был проведен отбор образцов для аналитических исследований и радиоуглеродного датирования. Образцы отбирались из каждого генетического горизонта, слоя или седимента всех разрезов и раскопов, а также из обособленных реликтовых морфонов. Названия почв даны согласно КиДПР и Мировой коррелятивной базе данных почвенных ресурсов редакции 2015 г. (Шишов и др., 2004; IUSS Working Group WRB, 2015). Аналитические исследования включали определение физико-химических свойств современных и погребённых почв и отложений, микроморфологические исследования и определение возраста методами радиоуглеродного датирования.

Результаты исследования и их обсуждение. Одним из интересных результатов проведенных исследований стало об-

наружение реликтов раннеголоценового темногумусового почвообразования с признаками палеокриогенеза в разнообразных геоморфологических условиях. Для почв, формирующихся на суглинистых отложениях, темногумусовые морфоны приурочены к глубинам 60–70 см были обнаружены в суглинистых почвах бассейна Югана, Большого Салыма и на высоких террасах Иртыша в районе Ханты-Мансийска. Предварительные результаты радиоуглеродного датирования, а также временные привязки, полученные при изучении археологических памятников, свидетельствуют о том, что данные образования относятся к первой половине голоцена. Данные реликты, как правило, наблюдались в почвах микродепрессий или на участках пологих склонов от минеральных островов к болотам. Темногумусовые морфоны содержали древесные угли и имели признаки (крио)турбаций. Кроме того, они существенно отличались от верхней части профиля современных среднетаёжных суглинистых почв, где гумусовый горизонт либо отсутствовал, либо был представлен маломощным АУ. В отличие от южной тайги и подтайги наличие признаков голоценовой темногумусовой стадии для более суровых условий средней тайги ранее не отмечалось. При изучении материала темногумусовых морфонов и нижележащих горизонтов в шлифах были обнаружены хорошо выраженные глинисто-гумусовые кутаны и темные гумусированные пятна, свидетельствующие об ином контексте почвообразования.

По результатам комплексных почвенно-геоархеологических исследований было установлено, что криотурбационные (криогенные) процессы сыграли значительную

роль в преобразовании культурного слоя селища Большой Салым 4. На большей части вскрытой раскопами площади под эоловым песчаным наносом фиксировались полигональные палеокриогенные структуры (псевдоморфозы по повторно-жильным льдам), заполненные материалом позднелепестовых – раннеголоценовых палеопочв. Отдельные участки этих структур насыщены большим количеством каменных орудий и отходов производства мезолитического облика. Палеокриогенные структуры стали своего рода «ловушками» для мезолитического культурного слоя, что делает это поселение уникальным с точки зрения воссоздания сред преобразующей способности мезолитического населения.

В большинстве исследованных раскопов палеокриогенные структуры наблюдались как в пределах памятника, так и в фоновых разрезах. Они проявлялись на глубинах около 1–1.2 м от поверхности, и их морфология позволяет предположить происхождение, связанное с деградацией древних полигональных жильных льдов. Аналогичные структуры отмечены для перигляциальной зоны Восточно-Европейской равнины. Реликтовые структуры заполнены темным, богатым органическим веществом суглинком, что отличает их от перекрывающих отложений, представленных песками. Результаты гранулометрического анализа показали повышенное содержание мелкопылевой фракции в материале анализируемых конструкций, что может быть косвенным признаком криогенной обработки.

Для суглинистых отложений, подстилающих песчаные отложения на вершинах крупных минеральных островов участка «Кондинские озёра», характерно заметное

преобладание илистой фракции в гранулометрическом составе, а также вероятные следы криогенных турбаций и мерзлотного оглеения. При изучении материала суглинистых отложений в шлифах можно увидеть характерные признаки отложений, подвергшихся криогенным процессам (Rusakov et.al., 2018), такие как кольцевые структуры и морозное растрескивание песчинок.

Выводы. Как показали исследования мезолитического городища Большой Салым, а также других объектов, в частности, расположенных в бассейне реки Юган, в почвах подзоны средней тайги Западной Сибири широко распространены палеокриогенные признаки. В пределах дренированных междуречий под покровом эоловых песчаных отложений наблюдаются поверхности с выраженными признаками палеокриогенных образований (полигональные палеокриогенные структуры, в разрезе — псевдоморфозы по повторно-жильным льдам).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алифанов В.М. (1995) *Палеокриогенез и современное почвообразование*. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН. 318 с.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. (2005) *Палеогидроморфизм, палеокриогенез и морфолитопедогенез черноземов*. Почвоведение. № 3. С. 309–315.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. (2010) *Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины*. М.: ГЕОС. 160 с.

Величко А.А. (1973) *Природный процесс в плейстоцене*. М.: Наука. 256 с.

Гугалинская Л.А. (1982) *Почвообразо-*

вание и криогенез Центра Русской равнины в позднем плейстоцене. Пушино: ОНТИ НЦБИ АН СССР. 204 с.

Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А. и др. (2020) *Особенности формирования состава реликтовых грунтовых жил в основании покровных отложений лесостепного Притоболья*. Криосфера Земли. Т. XXIV. № 4. С. 5–18.

Овчинников А.Ю. (2009) *Палеокриогенез как фактор дифференциации современных почв и почвенного покрова центра Восточно-Европейской равнины*. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М.: факультет почвоведения МГУ. 24 с.

Овчинников А.Ю., Алифанов В.М., Худяков О.И. (2020) *Влияние палеокриогенеза на формирование серых лесных почв центральной России*. Почвоведение. № 10. С. 1170–1181. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20100147>

Bertran P., Fabre R. (2005) *Pleistocene cryostructures and landslide at Petit-Bost (southwestern France, 45 N)*. Geomorphology. Vol. 71. Iss. 3–4. P. 344–356. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.04.007>

Garankina E.V., Lobkov V.A., Shorkunov I.G., et al. (2022) *Identifying relict periglacial features in watershed landscape and deposits of Borisoglebsk Upland, Central European Russia*. Journal of the Geological Society. Vol. 179. No. 5. jgs2021-135. <https://doi.org/10.1144/jgs2021-135>

Rusakov A., Sedov S., Sheinkman V., et al. (2019) *Late Pleistocene paleosols in the extraglacial regions of Northwestern Eurasia: Pedogenesis, post-pedogenic transformation, paleoenvironmental inferences*. Quaternary International. Vol. 501. Part A. P. 174–192. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.020>

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЕ РЕЛИКТЫ САРТАНСКОГО КРИОХРОНА НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С. И. Ларин^{1,*}, Н. С. Ларина^{2,}, В. А. Алексеева^{3,***}**

¹ *Институт криосферы Земли ТюмНИЦ СО РАН, Тюмень, Россия*

² *Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия*

³ *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

** E-mail: e-mail:silarin@yandex.ru*

*** E-mail: e-mail:nslarina@yandex.ru*

**** E-mail: valekseeva@rambler.ru*

Изучены перигляциальные реликты сартанского криохрона, характеризующие криоксеротические ландшафтные особенности рассматриваемой территории: плащ лёссовидных покровных отложений; комплекс грядового (гривного) рельефа с дефляционными котловинами и дюнно-грядовыми формами; реликтовый криогенный блочно-полигональный, блочный и блочно-западинный, бугристо-западинный, продольно-полосный, слитно-полигональный и редуцированный, аласный микрорельеф; палеокриогенные текстуры и деформации отложений (инволюции, «котлы кипения», грунтовые жилы, псевдоморфозы по вытаявшим ледяным клиньям), осложняющие контакт покровных осадков с подстилающими породами, перигляциальный аллювий в долинах магистральных рек и ряда их притоков; погребённые почвы. Методами абсолютной геохронологии определен возраст гривных толщ и бугристых песков в долинах рек и палеопочв, сохранившихся в разрезах речных и озёрных террас. Данные литолого-геохимических исследований, криолитологии, морфоскопии зерен кварца, удельной магнитной восприимчивости свидетельствуют о формировании покровных лёссовидных отложений и гривного рельефа преимущественно в криоксеротических условиях. Различная динамика среды и вторичные процессы гипергенеза повлияли на общий облик и состав покровных отложений. Значительным своеобразием отличается перигляциальный аллювий речных террас.

Ключевые слова: перигляциальные реликты сартанского криохрона, покровные отложения, грядовый рельеф, реликтовый криогенный микрорельеф, перигляциальный аллювий

В структуре современных ландшафтов юго-западной части Западной Сибири сосуществуют и взаимодействуют элементы различного генезиса и возраста. Заметное воздействие на формирование ландшафтов оказали перигляциальные эпохи среднего и,

особенно, позднего неоплейстоцена, отличавшиеся резким усилением континентальности климата, похолоданием и глубокой аридизацией, широким распространением сезонной и многолетней мерзлоты, господством однородной гиперзоны тундры и тун-

дростепи (Развитие ..., 1993). Кульминация похолодания и аридизации климата и ландшафтов приходится на вторую половину позднего неоплейстоцена — эпоху сартанского криохрона (МИС 2). В голоцене перигляциальный комплекс перешёл в реликтовое состояние.

Комплексные полевые и лабораторно-аналитические исследования, проведенные в различных районах юго-запада Западной Сибири, в сочетании с данными дистанционного зондирования, анализом литературных, картографических и фондовых источников, выявили широкий спектр перигляциальных реликтов сартанского криохрона. В их числе лёссовидные покровные отложения, комплекс грядового (гривного) рельефа с дефляционными котловинами и дюнно-грядовыми формами, реликтовый криогенный микрорельеф, палеокриогенные текстуры и деформации отложений, осложняющие контакт покровных осадков с подстилающими породами, перигляциальный аллювий, погребённые почвы.

Лёссовидные покровные отложения — главный продукт перигляциальной эпохи — служат материнской породой современных почв и плащеобразно перекрывают элементы рельефа и породы разного состава, генезиса и возраста. Их отличает относительно небольшая мощность, резкая нижняя граница, выдержанность структурных и текстурных свойств на огромных пространствах юга Западной Сибири и Северного Казахстана (Волков, 1971), наличие следов криогенных деформаций. Данные литолого-геохимических исследований, криолитологии, морфоскопии зерен кварца, удельной магнитной восприимчивости, свидетельствуют о формировании покровной толщи

преимущественно в криоксеротических условиях. Различная динамика среды и вторичные процессы гипергенеза также повлияли на общий облик и состав покровных отложений.

С покровом лёссовидных отложений парагенетически связан комплекс морфологически однотипных гряд (грив) — узких невысоких повышений с плосковыпуклыми вершинами и пологими склонами, параллельно или субпараллельно ориентированных преимущественно с запад-юго-запада на восток-северо-восток. Грядовый комплекс рельефа дополняют многочисленные котловины выдувания с аккумулятивными грядами, расположенными к востоку и северо-востоку от них, параболические континентальные дюны и бугристые пески в долинах рек.

Происхождение гряд объясняют разными гипотезами (Волков, 1971; Городецкая, 1972 и др.), а время формирования определяют от 20 до 14 тыс. л. н. (Развитие ..., 1993). Серия из 15 ОСЛ дат, полученных авторами в лаборатории оптико-стимулированной люминесценции ВСЕГЕИ для разрезов грив Тобол–Ишимского междуречья, свидетельствует об их формировании в интервале времени от 30.9 ± 1.6 до 19.4 ± 1.0 тыс. л. н., т.е. на границе МИС 3 / МИС 2 и во время МИС 2 (сартанский криохрон). Приречные песчаные дюны с сосновыми борами имеют более молодой позднеледниковый–голоценовый возраст.

Многие исследователи связывают генезис гряд с активным проявлением эоловых процессов в позднем неоплейстоцене (Волков, 1971), считая, что только эоловая аккумуляция и дефляция могли сформировать морфологически и геологически однотип-

ные формы рельефа, одинаково ориентированные в разных отдаленных друг от друга районах, строго параллельные образовавшим их господствующим ветрам. Наши материалы позволяют присоединиться к этой точке зрения, поскольку по данным градулометрического анализа гряды практически повсеместно сложены однородным низкосортированным мелким глинистым песком и песчанистым алевритом эолового генезиса (от 68–72 % до 84–100 %) (Ларин, Ларина, Алексеева, 2021; Ларин и др., 2021; Алексеева и др., 2022). Анализ внутреннего строения гряд показал облекающий характер слоистости. Он проявляется по данным массовых замеров отдельных слоев поперек оси их простирания. Вдоль простирания оси гряд, чаще всего наблюдаются преимущественно горизонтальная, субгоризонтальная, слабоволнистая, линзовидная, иногда косая слоистость. Об относительно однородных условиях среды осадконакопления на обширных территориях свидетельствуют также выдержанный (за исключением верхней части) диапазон значений удельной магнитной восприимчивости и геохимических параметров, особенности сортировки материала, однородный желтовато-бурый цвет толщ, распределение карбонатов по профилю грядных толщ и т.д. (Ларин и др., 2021).

Данные криолитологического анализа и морфоскопии зерен кварца верхних 4–6–10 метров грядных толщ Тобол–Ишимского междуречья, показывают заметную роль криогенеза в процессе формирования гряд. Содержание зерен кварца с криогенными текстурами поверхности достигает в отдельных разрезах 64–96 % (грива у с. Чуртан). Особенно заметно это проявляется

в верхних частях толщ (Алексеева и др., 2022).

Расчеты количественных мерзлотно-климатических параметров по геохимическим и криолитологическим данным в отдельных разрезах гряд показали наличие двух–трех–четырех резких похолоданий, отразившихся в смене климата от холодного аридного до умеренного, от сезонной мерзлоты и положительных среднегодовых температур грунта до островной, массивно-островной и сплошной мерзлоты с весьма низкими среднегодовыми температурами. Экстремально криоаридные климатические условия реконструированы для основания толщи покровных отложений (Ларин и др., 2021).

Существенным фактором, характеризующим динамику процессов седиментогенеза, является характер обработки зерен кварца в ветровом потоке. По данным морфоскопии для частиц со следами эолового переноса в некоторых разрезах гряд (Карглазого) характерны невысокий коэффициент окатанности, хорошая сохранность исходных текстур поверхности, встречаемость специфических для эоловых процессов текстур поверхности только на выпуклых участках кварцевых зерен. Это говорит о низких скоростях ветров и ближнем переносе эолового мелкозема (Алексеева и др., 2022). Роль поставщиков мелкоземистого эолового материала, кроме принесенного издалека взвешенного эолового наноса, могли играть также местные рыхлые, дефляционно неустойчивые криопелиты — продукты мерзлотного гипергенного распыления горных пород (Николаев, Копыл, 2007). В условиях западного и юго-запад–северо-восточного переноса воздушных масс в Западной

Сибири и Северном Казахстане, области активного ближнего развезания представляли собой относительно пониженные участки древнего рельефа и места обнажений горных пород доступные развезанию. Прежде всего, это Кондинская низменность, дно и склоны долин рек Тобол, Ишим, Иртыш и их притоков, древние долины и озёрные котловины Ишим–Тобольского (Медвежье и Становое) и Ишим–Иртышского (Ик-Салтаим-Тенис) междуречий (Волков, 1971).

Реликтовый криогенный микрорельеф (РКМ) на местности визуально не выявляется и наиболее хорошо картируется по осенним или поздневесенним космическим снимкам участков пашни, в силу неоднородности индицирующих его почв и растительности. В соответствии с принципами и методическими приёмами, приведенными в работах А.А. Величко с соавторами (Величко, 1965; Величко и др., 1996 и др.), в пределах рассматриваемой территории был изучен РКМ посткриогенной стадии. По космическим снимкам открытого доступа (Google Earth, SAS.Планета) выделены блочно-полигональный, блочный и блочно-западинный, бугристо-западинный, продольно-полосный (делли), слитно-полигональный и редуцированный, аласный генетические типы РКМ. Они приурочены, прежде всего, к пониженным и слабодренированным поверхностям в долинах рек и озёрных котловин.

Палеокриогенные текстуры и деформации отложений (инволюции, «котлы кипения», грунтовые жилы, псевдоморфозы по вытаявшим ледяным клиньям), представлены, единичными псевдоморфозами и фрагментами полигональных сетей двух-трёх ярусов (Ларин и др., 2021 и др.).

Судя по ^{14}C датам из погребённых почв, нарушенных наложенной солифлюкцией, — 25090 ± 1270 л. н. (СПбГУ7265; основание верхнего яруса грунтовых жил, разрез Коточи́ги, правый борт долины р. Барсук, правый приток р. Ишим; Сычевская и др., 2015) и 21400 ± 290 л. н. (ЛУ–7259; почва в основании толщи с тремя горизонтами небольших псевдоморфоз, нижний Тобол, разрез Липовка) — они соответствуют сартанскому криохрону. Влияние криогенного фактора подтверждается высокой долей (до 50–92 %) зерен кварца с эолово-криогенными текстурами поверхности в отложениях, заполняющих грунтовые жилы верхнего яруса и высокими значениями коэффициента криогенной контрастности (ККК) по В.Н. Конищеву и В.В. Рогову (1994). Особенно интенсивно влияние криогенеза проявляется в нижних (ККК до 1.99) и верхних (ККК до 1.35) частях грунтовых жил (Ларин и др., 2020).

Перигляциальный аллювий накапливался в речных долинах, выстилает днища мертвых ложбин стока, встречается в пониженных междуречьях (Бутаков, Илларионов, 1982). В долинах крупных и средних рек перигляциальный аллювий образует морфологически выраженные боровые террасы, отличается своеобразием и составляет основную часть разрезов речных вторых надпойменных террас. Согласно И.А. Волкову (1979) мелкозернистые и плохо отмытые осадки разрезов речных вторых надпойменных террас, соотносимые с перигляциальным аллювием, не являются собственно аллювием, а представляют собой делювиально-пролювиальные и солифлюкционные склоновые отложения, перекрывшие с резкой поверхностью размыва ранее сформиро-

вавшиеся речные маломощные грубозернистые косослоистые русловые пески. Состав и повышенная мощность перигляциального аллювия свидетельствуют о слабой динамике среды осадконакопления и преобладании аккумуляции наносов. Наклон слоёв осадков от склонов к осевой части долины, показывает передвижение их не вдоль долины, а поперек, от склонов к осевой части. Сток по долинам в то время был минимальным, процессов эрозии не происходило. Верхняя часть аллювия II речной террасы, в отличие от поймы и I террасы, во многих местах прикрыта покровом лёссовидных суглинков мощностью 1.5–2.5 м и переработана эоловыми процессами, в результате чего образовался комплекс скульптурно-аккумулятивных эоловых гряд (грив), бугров и дефляционных понижений. Как и покровные лёссовидные суглинки, эоловые формы с площадки террасы переходят на склоны долин и междуречья. Характерной особенностью перигляциального аллювия является наличие криогенных деформаций, слабая насыщенность органическими остатками, спорово-пыльцевые спектры отражают холодолюбивую и ксерофитную растительность, присущи палеонтологические находки верхнеплейстоценового фаунистического комплекса. Например, в средней части разреза (2.8–12.75 м) 16-метровой левобережной второй надпойменной террасы р. Ишим у с. Быструха (Абатский район, Тюменская область), с резким контактом подстилаемой косослоистыми русловыми серыми песками (12.75–16.17 м) и перекрытой пачкой покровных лёссовидных суглинков (0.0–2.7–2.8 м), выявлены следы палеокриогенеза в виде клиновидных грунтовых жил с ожелезнением по краям на глубинах 4.9–5.7 м, 7.13–7.68 м, 10.50–11.30 м от по-

верхности, деформаций и разрывов отдельных слоёв. Гранулометрический анализ показал, что заполняющие жилы осадки представлены песком глинистым и алевритисто-сильноглинистым (по классификации В.Т. Фролова, 1993). По данным морфоскопии зерен кварца в осадках, заполняющих жилы, преобладают частицы эолово-криогенного генезиса. В образцах 5 (верхняя часть жилы, 5.1–5.2 м), 4 (5.52–5.6 м), 3 (верхняя часть жилы, 7.12–7.20 м) практически полностью преобладают частицы с эоловыми текстурами поверхности: 42–52 % средне округленные элювиальные зерна с чертами эолового переноса и 40–50 % хорошо округленные эоловые зерна. Единичные зерна можно отнести к другим типам. Ниже по разрезу в образцах 2 (10.7–10.8 м) и 1 (верхняя часть жилы, 10.7–10.8 м) доля угловатых элювиальных зерен — 12–20 %. Доля частиц с чертами эолового переноса — 32–48 % для элювиальных зерен с чертами эолового переноса и 4–12 % для эоловых зерен. Обработкой в водном потоке характеризуется 28–40 % частиц для указанных образцов. Доля зерен кварца с криогенными текстурами поверхности для отложений жил составляет от 64 до 92 %.

Таким образом, перигляциальные природные реликты сартанского криохрона играют существенную роль в природных комплексах юго-западной части Западной Сибири.

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки № 1021061810416–7

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеева В.А., Ларин С.И., Ларина Н.С. (2022) *Морфоскопия кварцевых*

зерен из отложений гривных толщ Тобол-Ишимского междуречья. Геоморфология. Том 53. № 3. С. 117–127. <https://doi.org/10.31857/S0435428122030038>

Бутаков Г.П., Илларионов А.Г. (1982) Основные закономерности развития перигляциальных явлений на равнинах Предуралья и Зауралья. Геоморфология. № 1. С. 66–71.

Величко А.А. (1965) Криогенный рельеф позднелейстоценовой перигляциальной зоны (криолитозоны) Восточной Европы. Четвертичный период и его история. М.: Наука. С. 104–120.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечай В.П. и др. (1996) Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука. 150 с.

Волков И.А. (1971) Позднечетвертичная субэральная формация. М.: Наука. 354 с.

Волков И.А. (1979) Климатические колебания четвертичного периода и этапность эволюции долин в южной части Западно-Сибирской равнины. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука. С. 55–61.

Городецкая М.Е. (1972) Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины. М.: Наука. 154 с.

Конищев В.Н., Рогов В.В. (1994) Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во МГУ. 131 с.

Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А. и др. (2020) Особенности формирования состава реликтовых грунтовых жил в основании покровных отложений лесостепного Притоболья. Криосфера Земли. Том XXIV. № 4. С. 5–18. <https://doi.org/10.21782/>

KZ1560-7496-2020-4(5-18)

Ларин С.И., Ларина Н.С., Алексеева В.А. (2021) Палеогеографические условия формирования грив на юго-западе Западной Сибири в позднем квартере. 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. С. 181–185. <https://doi.org/10.15356/Velichko2021>

Ларин С.И., Лаухин С.А., Алексеева В.А. и др. (2021) 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]. Новосибирск: ИНГГ СО РАН. С. 322–326. <https://doi.org/10.18303/B978-5-4262-0104-0-322>.

Николаев В.А., Копыл И.В. (2007) Степи лёссовых низкогорий Алтая - перигляциальное наследие плейстоцена. Вестник Московского университета. Серия 5. География. № 5. С. 20–25.

Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен-голоцен; элементы прогноза. Вып.1. Региональная палеогеография (1993) Под ред. А.А. Величко. М.: Наука. 102 с.

Сычевская Е.К., Лаухин С.А., Ларин С.И. и др. (2015) Находка скелета щуки *Esox cf. lucius* L. в плейстоцене водораздельных отложений Ишим-Иртышского междуречья. Палеонтологический журнал. № 5. С. 50–54. <https://doi.org/10.7868/S0031031X15050141>

Фролов В.Т. (1993) Литология. Кн.2: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ. 432 с.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА НА МОДЕЛЬНОМ УЧАСТКЕ ВЛАДИМИРСКОГО ОПОЛЬЯ

**В. А. Лобков^{1,2,*}, И. Г. Шоркунов^{1,2}, Е. В. Гаранкина²,
Е. Д. Шеремецкая¹**

¹ *Институт географии РАН, Москва, Россия*

² *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

* *E-mail: vasilylobkov@igras.ru*

Послеледниковые суглинистые осадки как почвообразующие породы, обладающие покровным распространением, и почвенный покров возвышенностей центра Русской равнины отчетливо полигенетичны и отражают смену природных обстановок в послеледниковом хроноинтервале. Установлена реликтовая природа ряда педогенных признаков поверхностных почв, а также совокупностей признаков, относящихся к погребённым почвам. Подчёркивается определяющее значение палеокриогенеза в формировании пространственной неоднородности почвенного покрова. Тем не менее, гипотезы о пространственно-временной организации почвенного покрова на послеледниковых отложениях по-прежнему противоречивы. В последние годы неоднородность почвенного покрова Владимирского Ополья изучена с помощью современных методов дистанционного зондирования, анализа рельефа и геофизики. Однако эти методы ещё не достаточно интегрированы в решение собственно палеопедологических и палеогеографических задач. Целью нашего исследования стало создание пространственной модели организации почвенного покрова в пределах Суздальского плато. Для этого мы детально изучили послеледниковую толщу (3–4 м) на ключевом участке (~143 м н. у. м.) набором классических полевых и лабораторных методов в комплексе с измерением параметров магнитной восприимчивости и анализом материалов дистанционного зондирования и геофизических изысканий. В результате выявлена и прослежена в пространстве серия погребённых поверхностей длительного субаэрального экспонирования, отвечающих этапам интенсивного развития крио- и педогенеза во второй половине позднего плейстоцена. Полученные данные позволили соотнести полигональную и линейную организацию послеледниковых осадков и погребённого микрорельефа с морфологией и свойствами актуальных (дневных, поверхностных) почв в масштабе смежных элементарных почвенных ареалов, закономерно воспроизводящихся в структуре почвенного покрова.

Ключевые слова: перигляциальное почвообразование, палеокриогенез, анализ микрорельефа, почвенная геофизика, структура почвенного покрова

За длительный период исследований почвенного покрова Владимирского ополья был предложен ряд противоречивых гипотез о происхождении почв, обусловлен-

ном степным этапом развития ландшафтов в среднем голоцене, высоким содержанием карбонатов в материнских породах, неглубоким уровнем жестких грунтовых вод, а также специфической микротопографией, обобщенных в работе А. О. Макеева (2012). Характерная западинная микротопография была связана со стадийным позднеплейстоценовым криогенезом в перигляциальной области и формирует так называемую реликтовую криогенную морфоскульптуру (РКМ) (Величко и др., 1996). В послеледниковой лёссовидной толще суглинков выделяются три основных палеокриогенных горизонта, соотносящихся с позднеплейстоценовыми похолоданиями (Величко и др., 1996). Отложения холодных эпох разделяет серия значительно нарушенных погребённых палеопочв, включая межледниковую микулинскую (MIS 5e) и интерстадиальную крутицкую (MIS 5d), составляющие мезинский педолитокомплекс, и брянскую (MIS 3) (Величко и др., 1996).

В кровле толщи развит наиболее яркий педореликт — темноцветные «вторые гумусовые горизонты» (ВГГ). Распространенные главным образом в понижениях посткриогенного рельефа, ВГГ трактуются как реликты мерзлотно-гидроморфного почвообразования позднеледниковья (Макеев, Дубровина, 1990; Алифанов, 1995), гидроморфно-луговых (Величко и др., 1996) или лугово-степных почв (Александровский, 1983, 2022) голоцена. Основной массив радиоуглеродных дат по гумусу ВГГ относится к раннему — среднему голоцену (Макеев, 2012; Александровский, 2022). Наиболее древние возраста на рубеже позднеледниковья и голоцена получены для глубоко залегающего заполнения «карманов ВГГ» (Милановский, 2009). Последние в рамках мерзлотно-гидроморфной гипотезы трак-

туются как признак криоморфности ВГГ, определяющий клиновидные углубления их нижней границы. С другой стороны, имеются данные о дифференцированном стратиграфическом положении темноцветных криоморфных горизонтов (интерпретируемых как позднеледниковые) и залегающих выше темноцветных горизонтов без признаков воздействия криогенных процессов на Борисоглебской возвышенности и в Ростовской низине (Александровский, 2011; Garankina et al., 2022). Во Владимирском ополье фиксируется общее приповерхностное положение ВГГ (включая «карманы»), однако локально они погребены под отложениями различного генезиса (Макеев, 2012).

Другим широко распространенным реликтовым признаком почв Владимирского ополья являются педогенные карбонаты. Почвы микропонижений глубоко выщелочены, тогда как для почв микроповышений характерен выраженный карбонатный горизонт (Макеев, 2012).

Можно констатировать, что классический набор методов палеопочвоведения и палеогеографии, применяемых к решению проблем генезиса и географии почв Владимирского ополья, нуждается в расширении ввиду различий в интерпретации одного и того же фактического материала. Потенциал для этого представляют, в том числе, современные методы геофизики (Коснырева, 2007; Модин и др., 2020, 2021) и дистанционного зондирования (Минаев, 2020), в последние годы использованные для исследования неоднородности почвенного покрова региона. Однако пока эти методы не были достаточно интегрированы в решение собственно палеопедологических и палеогеографических задач.

Целью нашего исследования стало создание фактической пространственной мо-

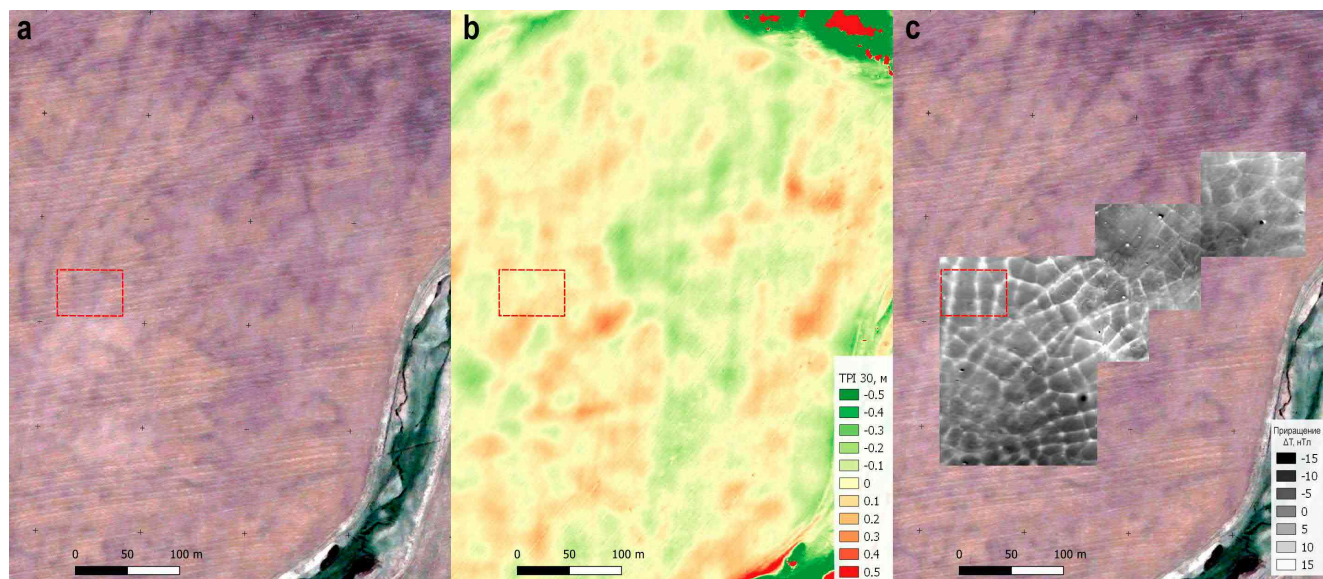


Рис. 1. Анализируемые дистанционные данные (детально изученный участок выделен красным прямоугольником): а — космоснимок (Google Earth, 2004); б — индекс TPI (радиус 30 м); в — интерполяция данных площадной магниторазведки (Модин и др., 2022)

дели организации почвенного покрова на типичном участке Суздальского плато, отражающей закономерности, проявляющиеся в дистанционных данных геофизических, космо- и аэрофотосъемок.

Материалы и методы. Ключевой участок ($56^{\circ}22'24''$ с.ш., $40^{\circ}23'45''$ в.д., 400×500 м, около 143 м над у. м.) занимает северо-восточную периферию средневекового могильника «Гнездилово-12». Некрополь расположен на обрабатываемом пологом склоне в верховьях р. Мжары в 6.5 км к юго-западу от Суздаля. Методами комплексного литологического и макро- и мезоморфологического анализа и измерением параметров магнитной восприимчивости (МВ) исследованы вертикальные и горизонтальные срезы в шурфах (1.5×3 м, $1.5\text{--}2.9$ м глубиной) и керны ручного ударного бурения ($2.5\text{--}4.2$ м мощностью). Размеры детально изученного участка — 60×40 м. Для

всего ключевого участка проведен анализ материалов разновременной спутниковой и БПЛА-фотосъемки и площадных геофизических съемок методами электротомографии и магниторазведки (Модин и др., 2022).

Результаты и обсуждение. Общее строение участка. На космоснимках (рис. 1а) выражены четкие линейные и менее четкие ортогональные образования — элементы РКМ. Темные контрастные делли шириной 4–6 м, ориентированные в меридиональном направлении, постепенно загибаются к северо-востоку, спускаясь по пологому (до 4°) склону. Расположенные между деллями блоки полигональной сети шириной 22–30 м разделяются нечетко выраженными субширотными межблочьями, расстояние между которыми достигает 40 м. Вокруг узловых сочленений полигональной сети сформированы более или менее изометричные «западины» диаметром до 12 м.

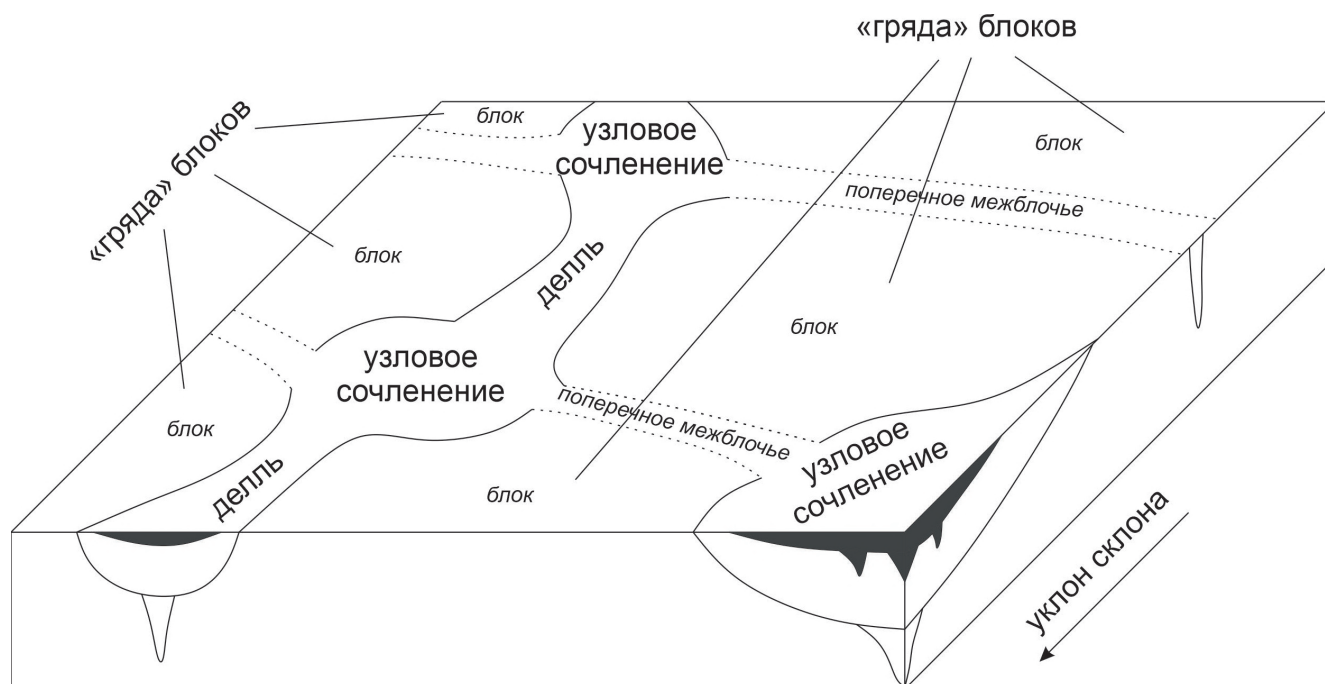


Рис. 2. Элементы нивелированного посткриогенного микрорельефа

На цифровой модели рельефа (ЦМР) явных амплитуд между элементами РКМ не фиксируется. Однако, анализ с помощью индекса TPI (Module Topographic Position Index...) в радиусе 30 м выявил в пределах пологих склонов микропонижения и микроповышения размерами от 10–15 м до нескольких десятков м и относительными перепадами высот до 60 см (рис. 1b). Ранее похожий микрорельеф был выявлен в другом районе Ополя (Минаев, 2020). Тем не менее, по сравнению с дифференциацией фототона дневной поверхности, пространственный «рисунок» микротопографии обнаруживает значительно меньшую упорядоченность и бóльшие характерные размеры, не позволяя однозначно соотнести формы, выявленные на ЦММ и космоснимках.

Существенно чётче рисунок фототона соотносится с рисунком геофизических аномалий (Модин и др., 2022; рис. 1с), одно-

значно фиксирующим полигонально упорядоченную структуру с характерными размерами тетрагональных блоков 15–25 м и менее четко выраженную систему полигонов с характерным диаметром 5–10 м. Аналогичные структуры ранее были выявлены на других археологических памятниках Владимирского ополя и Московской области (Ерохин и др., 2011; Модин и др., 2020). Наибольших значений параметры удельного электрического сопротивления (ρ) и относительных аномалий магнитного поля (приращение ΔT) достигают в меридиональных межблочьях и узловых сочленениях полигонального рисунка. Так, интенсивность магнитных аномалий в этих позициях достигает 20 нТл и более. Положительные магнитные аномалии интенсивностью до 12 нТл во Владимирском ополе ранее были связаны с участками распространения почв с ВГТ (Коснырева, 2007).

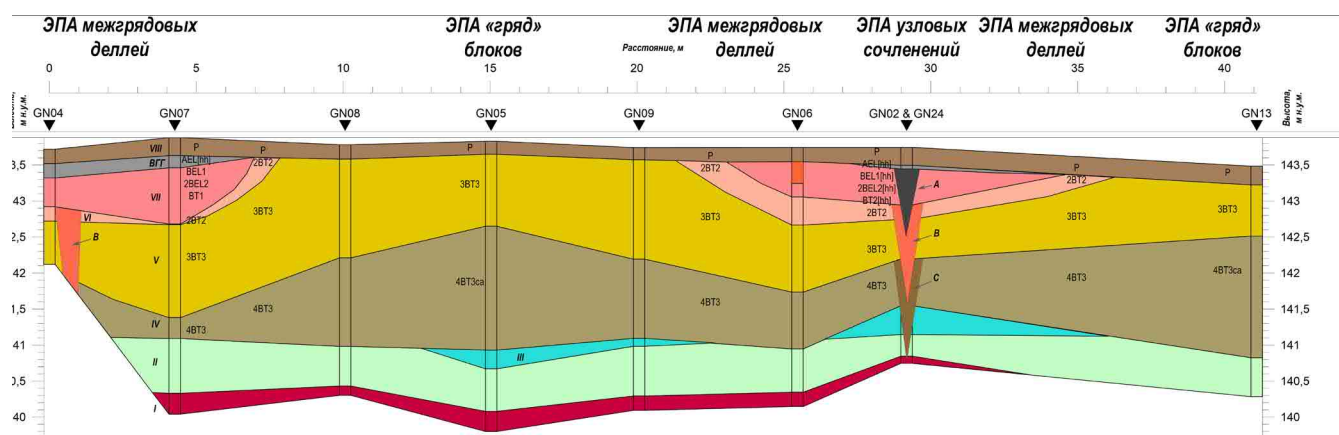


Рис. 3. Профиль через основные элементы посткриогенного микрорельефа. Индексы горизонтов и признаков даны в соответствии с Классификацией и диагностикой почв России (2004 г.). I — ледниковые отложения московского возраста; II — переотложенный ледниковый материал; III — мелководные озёрно-лужевые отложения ранне-средневалдайского возраста; IV — криотурбированная погребённая брянская палеопочва; V — лёссовидный суглинок поздневалдайского возраста; VI–VII — деллювий выполнения деллей позднеледникового возраста; ВГГ — второй гумусовый горизонт; VIII — агрогенный горизонт. Клиновидные структуры (псевдоморфозы): A — по ледогрунтовым жилам позднего дриаса; B — по ледогрунтовым жилам раннего дриаса; C — по ледовым жилам позднего валдая

Послеледниковая толща, перекрывающая размытую кровлю ледниковых отложений московского возраста, по мощности варьирует от 3.5 м в центрах блоков до 4 м в узловых сочленениях. В пределах блоков сложение суглинистых вмещающих отложений относительно слабо нарушено. В межблочьях же они деформированы клиновидными структурами, организованными в три палеокриогенных горизонта, имеющих унаследованную полигональную пространственную организацию. Проведены морфологическая и литологическая характеристика вмещающих отложений и выполнений палеокриогенных структур, их корреляция с ранее изученными разрезами (Лобков и др., 2021). Строение детально изученного участка иллюстрирует идеализированная блок-диаграмма (рис. 2).

Сопоставление мощностей отложений, вскрытых разрезами и скважинами, с геофизическими данными позволило реконструировать погребённые поверхности. Выполненные углубления деллей в глубину достигают 1.2 м. К погребённым поверхностям привязаны группы реликтовых педо- и криогенных признаков их стабильного экспонирования. Таким образом, актуальные почвы развиты в условиях исходной литологической неоднородности, а признаки современного почвообразования накладываются на более древние, позволяя относить почвы участка к поверхностным педолитокомплексам.

Морфология и аналитические свойства педолитокомплексов в элементах погребённого реликтового криогенного микрорельефа позволили выделить три основных

элементарных почвенных ареала (ЭПА), закономерно воспроизводящихся в структуре почвенного покрова участка (рис. 3).

ЭПА «гряд» блоков занимают около 69 % площади участка и имеют преимущественно вытянутую форму: по ширине близки к тетрагональным блокам (15–20 м), а по длине сильно варьируют, достигая >60 м, когда ареалы образованы тремя и более слившимися блоками. При этом дифференциации ЭПА по жильным структурам, поперечным падению склона, не обнаружено. Пахотный горизонт агрозёмов карбонатных вмещает значительную объемную долю припашек подстилающего лёссовидного суглинка V, в котором и развит горизонт 3ВТз (рис. 2). Пачка V разбита системой субвертикальных пор-плоскостей (трещин), заполненных тёмно-серыми гумусово-глинистыми кутанами. В центре блока на глубине от 1 м фиксируется криотурбированная брянская палеопочва (пачка IV), эродированная кровля которой падает к периферии блока и далее к осевой части деллей до 1.5–2.5 м. С глубины 1.25–1.5 м резко возрастает карбонатность, при этом закономерно убывая от центра блока (максимум 3.3 %) к периферии (максимум 1.9 %). Карбонатные конкреции приурочены, главным образом, к боковым контактам палеокриогенных клиновидных деформаций С. Содержание органического вещества обнаруживает обратную закономерность: с глубины 1.5 м показатель растёт постепенно, второй (после приповерхностного) максимум достигается на глубине 2.5–2.75 м, содержание закономерно повышается от центра блока (максимум 4.4 %) к периферии (максимум 5.6 %). Магнитный профиль характеризуется постепенным снижением МВ до глубины 1.75 м

(с 0.4 до 0.18 $\cdot 10^{-6}$ м³/кг) и слабым платообразным повышением в нижней части пачки IV (до 0.22 $\cdot 10^{-6}$ м³/кг).

ЭПА межгрядовых деллей линейной формы занимают около 24 % площади участка. Ширина — от 2 до 10 м, длины — от нескольких десятков до 150 м. Ареалы соответствуют деллям и периферийным частям «западин» в узловых сочленениях тетрагональной сети, выполненным слоистым пылеватым суглинистым делювием VI-VII. Выполнения деллей разбиты разнопорядковой системой почвенных трещин со светлыми силтанами. Плотность трещинной сети и ширина самих трещин градиционно уменьшается с глубиной, определяя развитие призматического мотива структурной организации и контакт субэлювиальной и текстурной толщи. С кровли пачки V распространяется самостоятельная система пор-плоскостей с темно-серыми гумусово-глинистыми кутанами, аналогичная развитой на «грядах», — характерный признак текстурного горизонта 3ВТз. В горизонтах BEL2, ВТ1 и 2ВТ2 выражены буро-светло-красные ламелли, разбиваемые трещинами. Выклинивание субэлювиальной толщи не было вскрыто разрезами, однако керны свидетельствуют о его отсутствии в пределах блоков.

Наиболее полный набор верхних горизонтов P–AELhh–BEL1(hh)–BEL2(hh) сохранился в осевой части деллей, тогда как по боковым контактам с «грядами» и на «перемычках» между узловыми сочленениями эти горизонты постепенно выклиниваются. Это говорит об агрогенной эрозии, несмотря на в целом аккумулятивную позицию деллей.

В целом, почвам характерно повышенное содержание органического вещества

— до 11 % в горизонте AELhh/BELhh (ВГГ), более глубокий и менее выраженный пик карбонатов в пачке IV. Магнитный профиль характеризуется выраженным пиком МВ в ВГГ ($0.5-0.9 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$), повышенными значениями в VI-VII ($0.25-0.43 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$) по сравнению с лёссовидным суглинком V на аналогичных глубинах участков междурядовых деллей. Ниже VI-VII значения МВ сходны с участками междурядовых деллей. Таким образом, амплитуда магнитных аномалий около 6 нТл при переходе от «гряд» блоков к междурядовым ложбинам обусловлена особенностями строения верхней части профиля.

ЭПА «западин» узловых сочленений занимают около 7 % площади участка и расположены внутри ЭПА деллей в виде округлых, слегка вытянутых пятен шириной 1–5 м при длине 5–10 м. Верхние горизонты почв, набор которых аналогичен деллям, здесь наиболее сохранены и достигают максимальных мощностей. Вмещающие пачки сильно деформированы палеокриогенными структурами. Причем исключительно к узловым сочленениям приурочены пространственно фрагментарные структуры А верхнего криогенного горизонта. Цвет их заполнения напоминает ВГГ, однако сам материал менее насыщен органическим веществом (3.3–6.6 %) при МВ, повышенной до $2 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$, что обуславливает интенсивные магнитные аномалии. Таким образом, можно предполагать более ранний по сравнению с ВГГ этап почвообразования, сформировавший материал заполнения структур А и приуроченный к выполненным западинам в узловых сочленениях полигональной сети, образованной структурами В и С. Низкое содержание карбонатов прак-

тически не меняется по глубине (0.6–1.3 %).

Различия в темпах эрозии и аккумуляции между различными позициями определяют различия в сохранности разновременных признаков, относящихся к позднеледниковью и голоцену, в памяти твердой фазы почв. Для участков блоков характерен наименьший набор разновременных почвенных признаков: слабо выраженные признаки современного почвообразования на фоне активного срезания агрогенной эрозией, система глубоких трещин с гумусово-глинистыми кутанами (реликт длительного позднеледникового почвообразования). На участках деллей и в узловых сочленениях в почвах фиксируются признаки элювиального деградирования голоценового ВГГ, дискретного почвообразования в позднеледниковье. Только в узловых сочленениях обнаружены клиновидные «карманы» криоморфной темноцветной позднеледниковой почвы.

Последний криогенный импульс позднеледниковья, создавший структуры А, распространяющиеся с кровли выполнений западин, вероятно, относится к позднему дриасу. Этому соответствуют ранее полученные позднеледниково-раннеголоценовые радиоуглеродные даты темноцветного материала выполнения «карманов ВГГ» (Милановский, 2009), в то время как вышезалегающий ВГГ (в нашем понимании), как правило, датируется ранним и средним голоценом (Величко и др., 1996; Милановский, 2009; Александровский, 2022). Таким образом, материал заполнения структур А может принадлежать криоморфной темноцветной почве позднеледникового потепления или потеплений (Александровский, 2011). Гидроморфное происхождение темноцветно-

го материала ВГГ и структур А, предполагаемое рядом исследователей (Алифанов, 1995; Величко, 1996; Макеев, 2015) вступает в противоречие с высокими значениями МВ, свойственными хорошо дренированным почвам и достигающими значений темногумусовых горизонтов современных черноземов (Вагапов, Алексеев, 2015). Причина высокой МВ материала заполнения структур А нуждается в дальнейших исследованиях, в том числе с учетом возможных диагенетических преобразований и сезонной минералогической трансформации соединений железа.

Почвенная комбинация, состоящая из выделенных ЭПА, закономерно воспроизводится в почвенном покрове, что подтверждается площадной магнитной съемкой (Модин и др., 2022). Таким образом, можно предполагать, что полученная модель может описывать организацию почвенного покрова междуречий Суздальского плато. Закономерность приуроченности почв с ВГГ к понижениям микро топографии современной поверхности на изученном нами участке, вероятно, проявлена хуже, чем в других районах Владимирского ополья, где она, в том числе, была обоснована количественно (Минаев, 2020). Интенсивные магнитные аномалии, ассоциированные нами с участками наиболее мощных ВГГ и структур А, не имеют четкой связи с понижениями, определяемыми по индексу ТРІ. В то же время, анализ материалов съемок методами электротомографии и магниторазведки в детальном масштабе, используемом для изучения археологических памятников (Модин, 2020; Модин, 2022), подтверждает высокую эффективность использования геофизических параметров в изучении плановой неоднородности поч-

венного покрова (Коснырева, 2007).

Выводы. Пространственная организация почвенного покрова типичного участка Суздальского плато в крупном масштабе определяется тремя закономерно воспроизводимыми ЭПА, приуроченными к элементам нивелированного посткриогенного рельефа. «Гряды» блоков представлены преобладающими по площади ареалами агрозёмов карбонатных, межгрядовые делли — агросерыми и агродерново-подзолистыми почвами с ВГГ, «западины» узловых сочленений — агросерыми и агродерново-подзолистыми криоморфными почвами с ВГГ. Почвы этих ареалов обладают резко отличной морфологией и аналитическими свойствами, что определяется исходной литологической неоднородностью послеледниковой толщи, амплитудами погребённых поверхностей и связанными с ними наборами палеопочвенных и палеокриогенных признаков.

Установлено, что последовательность текстурных горизонтов ВТ, традиционно выделяемая в срединной и нижней части тела текстурно-дифференцированных почв, находится в строгой зависимости от локальной стратиграфической последовательности осадочных пачек послеледниковых суглинков. Три основных критерия разделения текстурной толщи — структурная организация, система плоских пор и комплекс покровов педов и магистральных пор-плоскостей (кутанный комплекс) строго разграничены кровлями и подошвами вмещающих осадочных пачек.

Позднеплейстоценовый посткриогенный микрорельеф определил развитие педогенеза по денудационной, регрессивной модели на грядах блоков и аккумулятивной,

прогрессивной — в деллях и западинах — узловых сочленениях полигонов.

Эффективность неконтактных методов изучения плановой неоднородности почвенного покрова для исследованного участка можно расположить в следующем порядке (от наименее к наиболее эффективным): анализ ЦММ, анализ материалов разновременной субметровой космосъемки, анализ материалов площадных геофизических съемок. Последние позволяют получить наиболее детальную картину плановой неоднородности почвенного покрова, отражая закономерное воспроизведение вскрытых разрезами и скважинами ЭПА. Площадная геофизическая съёмка является эффективным инструментом визуализации неоднородности почвенного покрова, существенно повышая объективность пространственной модели СПП.

Полевые работы были организованы за счёт гранта РНФ № 19-18-00538 «Средневековые некрополи в изменяющихся ландшафтах: исследование древнерусских могильников с утраченными курганными насыпями» (руководитель Н. А. Макаров). Морфологическое и физико-химическое исследование почв и послеледниковых осадков выполнено за счёт гранта РНФ № 19-77-10061 «Ландшафтная память междуречий в области последнего среднеледниковой оледенения Русской равнины: компоненты, методология, реконструкция» (руководитель И. Г. Шоркунов). Подготовка материалов к публикации осуществлена при поддержке гранта РНФ № 23-17-00073 «Перигляциальный литогенез времени последней дегляциации и позднеледниковья и его роль в формировании поверхностных почв центра Русской равнины» (руководитель А. О. Макеев).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александровский А. Л. (1983) *Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене*. М.: Наука. 150 с.

Александровский А. Л. (2011) *Эволюция почв низких террас озера Неро*. Почвоведение. № 10. С. 1155–1167.

Александровский А. Л., Чендев Ю. Г., Юртаев А. А. (2022) *Почвы со вторым гумусовым горизонтом и палеочерноземы как свидетельства эволюции педогенеза в голоцене на периферии лесной зоны и в лесостепи (обзор)*. Почвоведение. № 2. С. 147–167. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22020022>

Алифанов В. М. (1995) *Палеокриогенез и современное почвообразование*. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН. 318 с.

Вагапов И. М., Алексеев А. О. (2015) *Магнитная восприимчивость в оценке пространственной и профильной неоднородности почв, обусловленная палеоэкологическими факторами*. Известия Российской академии наук. Серия географическая. № 5. С. 99–106. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2015-5-99-106>

Величко А. А., Морозова Т. Д., Нечаев В. П. и др. (1996) *Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие*. М.: Наука. 150 с.

Ерохин С. А., Модин И. Н., Паленов А. Ю. и др. (2011) *Картирование реликтовых криогенных полигональных структур с помощью геофизических методов*. Инженерные изыскания. № 11. С. 30–34.

Коснырева М. В. (2007) *Разработка комплекса геофизических методов для решения прикладных задач почвенного картирования*. Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, геологический

факультет.

Лобков В.А., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В. и др. (2021) *Ревизия роли реликтовой криогенной морфоскульптуры в ландшафтной структуре Суздальского ополя с применением методов геофизики и палеопочвоведения. 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. С. 197–201.*

Макеев А.О. (2012) *Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет. 259 с.*

Макеев А.О., Дубровина И.В. (1990) География генезис и эволюция почв Владимирского ополя. Почвоведение. № 7. С. 5–25.

Милановский Е.Ю. (2009) *Гумусовые вещества почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения. М.: ГЕОС. 186 с.*

Минаев Н.В. (2020) *Цифровая модель почвенно-ландшафтных связей Владимирского ополя. Автореферат дис. ... канд. биол. наук. М.: ФГБОУ ВО «Российский государственный аграрный университет —*

МСХА имени К.А. Тимирязева».

Модин И.Н., Ерохин С.А., Красникова А.М. и др. (2020) *Геофизические исследования не выраженного на поверхности средневекового некрополя Шекишово-9 (Суздальское Ополе). Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. № 6. С. 3–15.*

Модин И.Н., Ерохин С.А., Шевченко В.А., Красникова А.М. *Влияние фонового почвенно-геологического разреза на эффективность геофизических исследований в археологии (Суздальское ополе). Геофизика. 2022. № 6. С. 106–114. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2020-6-3-15>*

Garankina E.V., Lobkov V.A., Shorkunov I.G. et al. (2022) *Identifying relict periglacial features in watershed landscape and deposits of Borisoglebsk Upland, Central European Russia. Journal of the Geological Society. Vol. 179. No. 5. jgs2021-135. <https://doi.org/10.1144/jgs2021-135>*

Module Topographic Position Index (TPI) [Электронный ресурс]. URL: https://saga-gis.sourceforge.io/saga_tool_doc/2.2.0/ta_morphometry_18.html (Дата обращения: 08.06.2023).

ПОЧВЫ НА МОРЕНАХ МОСКОВСКОГО КРИОХРОНА КАК АРХИВ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

А. О. Макеев^{1,*}, П. Г. Куст^{2,}, М. П. Лебедева^{2,***}**

¹ *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

² *Почвенный институт имени В. В. Докучаева, Москва, Россия*

** E-mail: makeevao@gmail.com*

*** E-mail: pavelkust@yandex.ru*

**** E-mail: m_verba@gmail.com*

Морены московского криохрона (Late Saalian, Warthe, MIS 6) практически повсеместно покрывают вершины и склоны холмистых водоразделов. Часто моренные суглинки прикрыты лишь маломощным (40–50 см) плащом песчано-супесчаных отложений, формируя двучленные породы (супесь/песок на морене). Такие отложения являются почвообразующей породой на 20 % площади в области московского криохрона. Почвы на двучленных отложениях формировались в течение нескольких этапов почвообразования в течение последнего межледниково-ледникового макроцикла. Они представляют собой палеогеографический архив, сочетающий ансамбль признаков различного возраста и генетической природы: доседиментационных (отражающих свойства исходных пород, мобилизованных ледником), синсидиментационных (отражающих процессы дегляциации и отложения надморенного слоя), криогенных (валдайского криохрона) и собственно почвенных (последнего межледникового и голоценовых). Современное почвообразование проявляется в формировании вложенных субпрофилей в верхней части текстурно-дифференцированного профиля.

Ключевые слова: Московский криохрон, двучленные отложения, Русская равнина, эволюция почв

Морены московского криохрона (Late Saalian, Warthe, MIS 6) достаточно широко распространены на севере Европы (Величко, 1973; Московский ледниковый покров..., 1982; Палеогеография Европы..., 1982; Svendsen et al. 2004; Velichko et al., 2006; Ehlers et al. 2011). На Русской равнине они практически повсеместно покрывают вершины и склоны холмистых водоразделов (Velichko et al., 2006; Судакова и др., 2008). Моренные суглинки представлены главным

образом монолитной массивной основной мореной, многие черты которой определялись послойным отложением мореносодержащего материала в ходе движения ледника (Лаврушин, 1973). На наиболее высоких уровнях рельефа (180–250 м н. у. м.) моренные суглинки перекрыты плащом покровных отложений мощностью 3–5 м, который часто спускается до уровня высоких террас. На средневысотных водоразделах (130–180 м н. у. м.) моренные суглинки

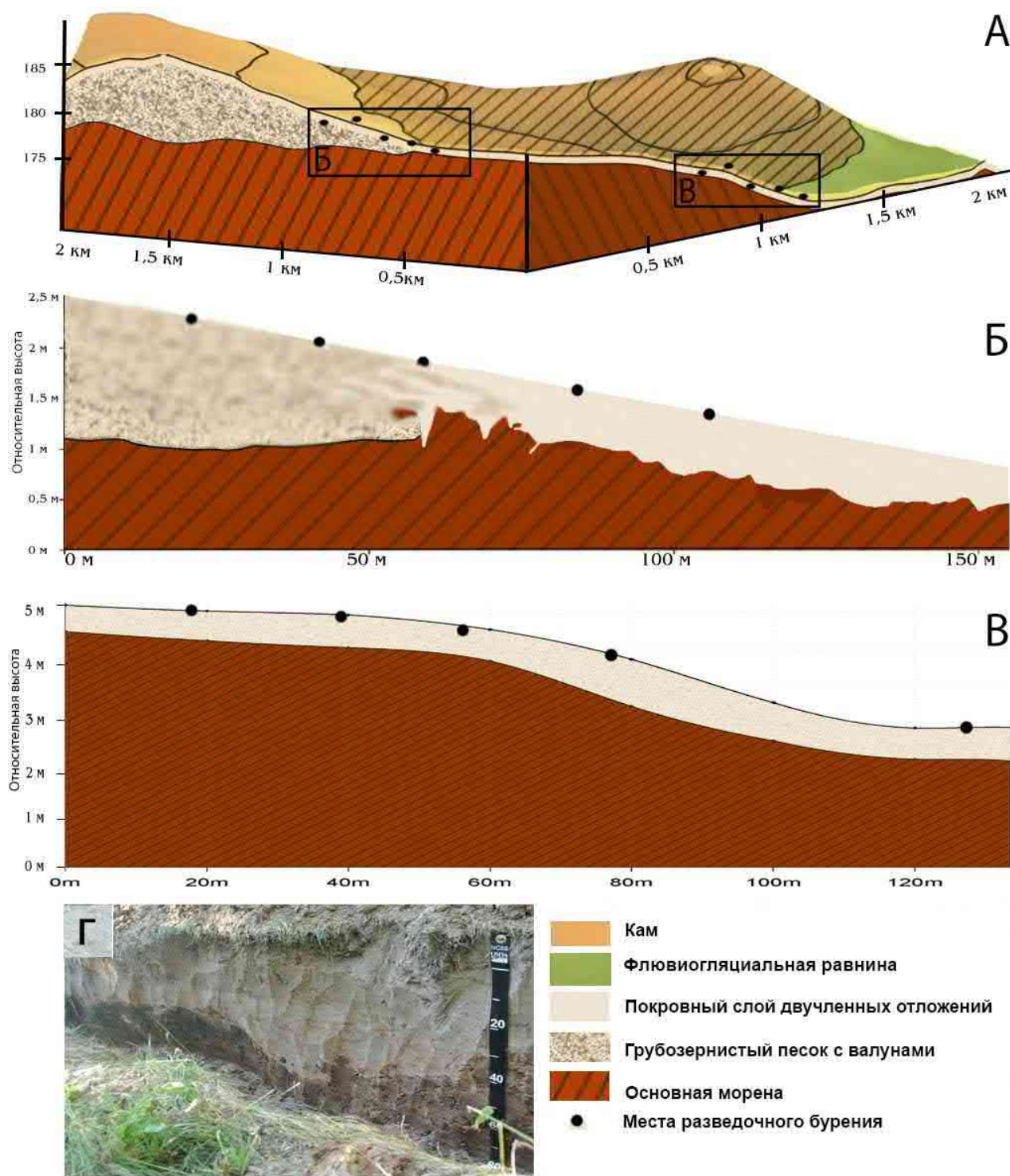


Рис. 1. А — контакты покровного слоя на переходе моренного плато к камовому холму и водноледниковой равнине, д. Новоселки, Ярославская область (по модели рельефа SRTM30); Б — то же, при большем увеличении, сингенетичный контакт с камовыми отложениями; В) то же, при большем увеличении, плащеобразное залегание покровного слоя при переходе к флювиогляциальной равнине; Г) плащеобразное залегание покровного слоя, д. Поречье, Тверская область, 140 м н. у. м.

прикрыты лишь маломощным (40–50 см) плащом песчано-супесчаных отложений, формируя двучленные почвообразующие породы (супесь/песок на морене). Это наиболее древние почвообразующие породы в границах московского криохрона.

Объекты. На Русской равнине в области московского криохрона почвы на двучленных отложениях составляют до 20 % почвенного покрова. Нами они изучены в широком географическом диапазоне (Московская, Тверская, Ярославская, Архангельская области и республика Коми) в интервале высот от 117 до 185 м н. у. м. Нижняя часть двучленной толщи представлена средними и тяжелыми моренными суглинками, а верхняя — покровным слоем песчано-су-

песчаных флювиогляциальных отложений мощностью 40–70 см и более, как правило, с золовой примесью (рис. 2В).

Результаты. Основные черты рельефа в области московской стадии оледенения были сформированы в конце среднего плейстоцена под воздействием процессов ледникового морфолитогенеза (Еременко, Панин, 2010). В дальнейшем (в поздне-послемосковское время) рельеф был частично преобразован деятельностью процессов флювиального, озёрного, склонового и криогенного морфолитогенеза (Антонов и др., 2004; Garankina et al, 2019). Однако в литературе отмечается высокая устойчивость моренных водоразделов к эрозионным процессам. Заложение долинной сети

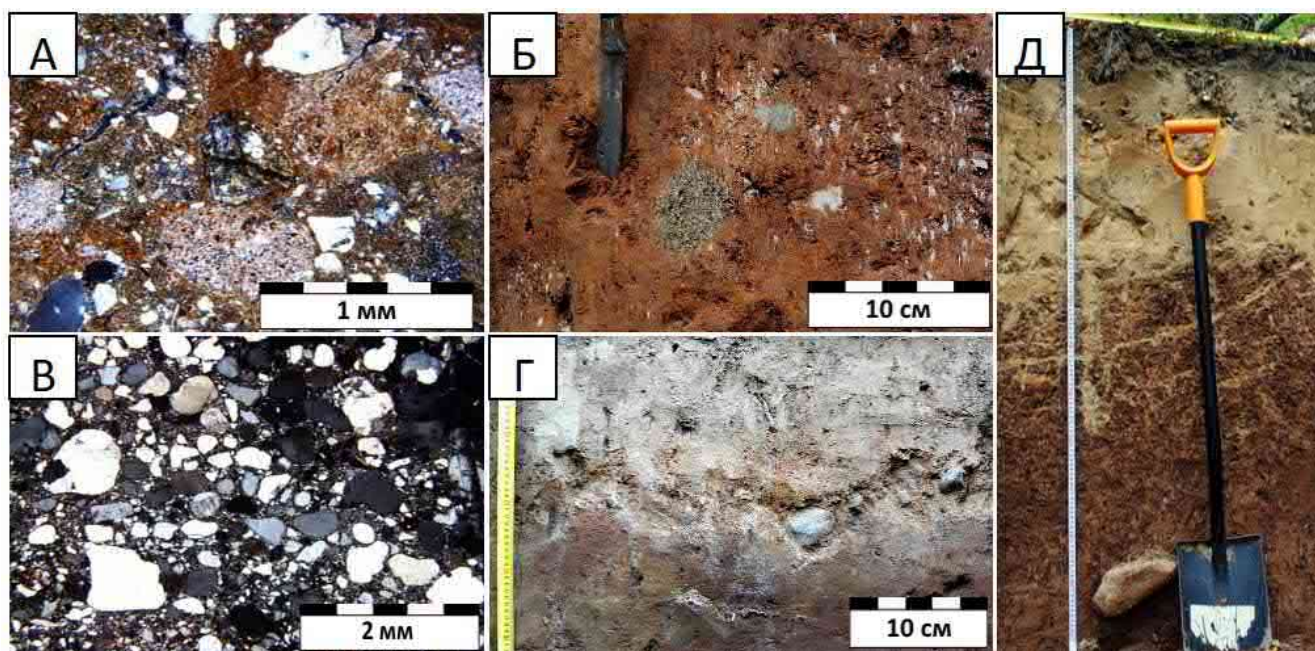


Рис. 2. А — микростроение основной морены (глубина 3.5 м.), д. Селище, Тверская область, 117 м н. у. м.; Б — эрратические включения в морене, Тверская область, 117 м н. у. м.; В — пылеватая примесь (мелкие зерна) в песчаном материале (крупные зерна), Лесная дача, Москва, 182 м н. у. м.; Г — каменная мостовая, Лесная дача, Москва, 182 м н. у. м.; Д — Заполнение подледных пустот и потоков песчаным материалом в кровле основной морены, д. Поречье, Тверская область, 140 м н. у. м.

в описанных чертах произошло в позднемосковское время. На водоразделах широко распространены инсеквентные ложбины, не связанные с современным рельефом и унаследовавшие положение ледниковых путей стока (Еременко, Панин, 2010).

Проведенные исследования показывают, что покровный слой сформировался сразу же вслед за отложением основной морены. Двучленные отложения характеризуются плащеобразным покровным залеганием в пределах массива моренных суглинков — и на вершинах, и на склонах водоразделов (рис. 1Б, В). Анализ фациальных контактов покровного слоя двучленных отложений со смежными отложениями инсеквентных ложбин и долинных зандров подтверждает их сингенетичность. Мощность покровного слоя возрастает в направлении инсеквентных ложбин. Моренная толща также меняется: при переходе к ложбинам возрастают признаки перемыва, расслоения материала и выклинивание моренного суглинка. О сингенетичности свидетельствуют и контакты покровного слоя с камовыми отложениями на контакте моренных массивов и камовых полей (рис. 1А). Это позволяет предполагать, что в почвах на двучленных отложениях могут быть представлены признаки древнего педогенеза, возможно начинающаяся с последнего межледникового (МИС 5е).

Обсуждение. В последние годы дневные почвы все шире рассматриваются не только как отражение современных биоклиматических условий, но и как ценный палеогеографический архив. Свойства зрелых почвенных профилей в значительной степени полигенетичны и сформированы в различные этапы педогенеза (Соколов и др. 1983; Таргульян и др., 1974; Макеев,

Дубровина, 1990; Makeev, 2009, 2015; Алифанов и др., 2010). Это определяет наличие в дневных почвах реликтовых признаков. Профиль почв в ледниковых областях хранит также информацию о финальных этапах осадконакопления (Алифанов и др., 2010; Макеев, 2012). Поэтому все большую популярность приобретает педостратиграфический подход к их изучению. Почвы на двучленных породах в области валдайского оледенения имеют давнюю историю изучения (Апарин, Рубилин, 1975), что отразилось в формировании концепции почвообразования на двучленных отложениях — моренные суглинки, перекрытые маломощным покровным слоем (абляционная морена, флювиогляциальный нанос, эоловый нанос). Однако опыт изучения почв на двучленных отложениях московского времени с педостратиграфических позиций крайне ограничен.

Почвы на двучленных отложениях представляют собой педокомплексы, в которых представлены доседиментационные, синседиментационные и постседиментационные признаки литогенеза, а также разновозрастные и полигенетичные почвенные и криогенные признаки.

Доседиментационные признаки. Нижняя часть двучленных отложений представлена красно-бурым плотным валунным суглинком, в котором сохранились:

- свойства исходных пород, мобилизованных ледником (морены предшествующих оледенений, древние коры выветривания и пр., в совокупности, определившие красно-бурый цвет и высокую выветрелость минеральной массы, являющихся характерными, диагностическими признаками московской морены (рис. 2А));

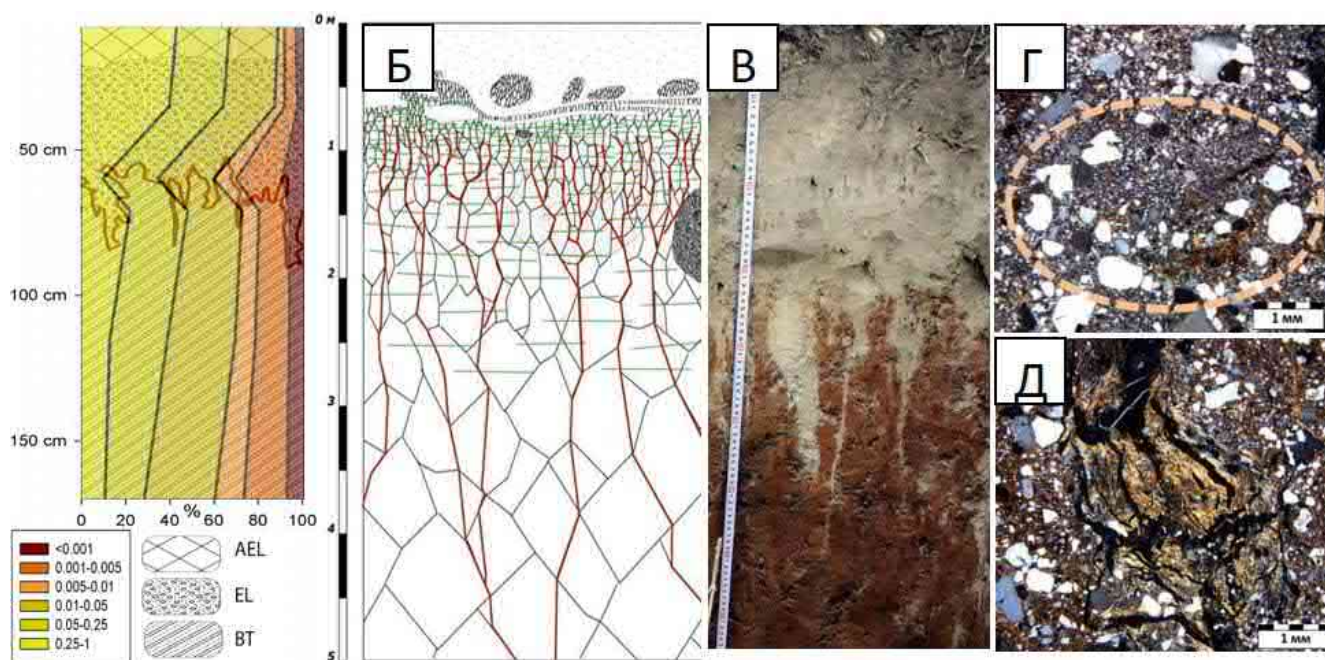


Рис. 3. А — гранулометрический состав почв на двучленных отложениях, д. Поречье, Тверская область, 140 м н. у. м. Б — эволюция структурной организации педокомплекса (д. Селище, Тверская область 117 м н. у. м.): черным показано — призмовидные структуры (синседиментационный этап), зеленым — постшлировая текстура (постседиментационный этап), красным — магистральные трещины (постседиментационный этап). В, Г, Д — Лесная дача, Москва, 182 м н. у. м. В — морозобойные клинья; Г — криогенная сортировка зерен; Д — многослойный кутанный комплекс

- свойства, определяемые характером ледникового транспорта (высокая плотность и низкая порозность осадка благодаря ледниковой нагрузке и гидроконсолидации, однородный состав мелкоземистой массы возникший благодаря эффективному перемешиванию при транспортировке, высокое двупреломление плазмы, рассеянные каменистые включения, как местных, так и эрратических пород различного состава — гранитов, известняков, брекчий и др. (рис. 2Б));

- сложная архитектура моренной толщи (наличие песчаных линз, полостей и каналов за счет заполнения подледных пустот и каналов надледных потоков, гляциотектонические структуры деформации,

складки, задиры, сдвиги и другие признаки смещения породной матрицы в подвижном осадке (рис. 2Д)).

Синседиментационные признаки включают в себя наличие покровного слоя и первичной трещинной сети.

Образование покровного слоя произошло сразу же вслед за седиментацией моренного материала. В отдельных разрезах по верхней кровле морены на границе с покровным слоем представлены каменные мостовые, свидетельствующие о перемыве и криогенном воздействии на поверхность морены (подтягивание валунов к поверхности; рис. 2Г). Граница покровного слоя с подстилающей моренной толщей пред-

ставляет собой четкий литологический репер, отличаясь по содержанию песчано-пылеватых частиц (рис. 3А). Локальный эоловый привнос определяет наличие пылеватых прослоев, либо пылевой примеси, преимущественно в верхней части покровного слоя. Распределение пылевой примеси указывает на подмешивание эолового мелкозема к нестабилизированному водно-ледниковому осадку (рис. 2В).

Первичная трещинная сеть, сформировавшаяся за счет диагенетического растрескивания при стабилизации моренной толщи, привела к формированию призматических отдельностей с островершинными гранями. Призмы прослеживаются на глубину более 5 м (рис. 3Б).

К *постседиментационным* относятся мерзлотные и педогенные признаки.

Во время валдайского оледенения поверхности моренных водоразделов являлись частью перигляциальной зоны и испытывали воздействие мерзлотных процессов. Мерзлотные признаки представлены плитчатой структурой, развитой до глубины 140 см, сетью мерзлотных трещин, клиньев и инволюций, криогенной сортировкой (кольцевое распределение) песчано-пылеватых зерен (рис. 3В, Г).

Педогенные признаки проявляются в сложной структурной организации, наложенной на первичную трещинную сеть (рис. 3Б). В горизонтах Vt развиты магистральные трещины, отчасти наследующие первичную трещинную сеть, а отчасти секущие толщу горизонтов. Наложение структурных элементов различных этапов и генезиса (диагенетические, педогенные, криогенные) привело к формированию ореховатых педов. Поверхности педов покрыты много-

слойными кутанами и скелетанами, свидетельствующими о стадийности педогенеза (рис. 3Д).

Наложение различных мотивов структурной организации, а также различный характер их покровов, позволяют выявить этапность почвенного и криогенного преобразования педолитокомплексов. Почвообразование началось предположительно во время последнего межледниковья (МИС 5е) и сменилось стадиями мерзлотного почвообразования в валдайскую эпоху. Голоценовое почвообразование накладывалось на признаки предшествующих этапов, дополняло и усиливало их. В пределах покровной толщи представлена система горизонтов вложенных почвенных субпрофилей, отвечающих современным ландшафтным условиям (гумусовый, альфегумусовый, элювиально-глеевый и др.).

Наличие четкого литологического репера (граница моренной толщи и покровного слоя) позволяет оценить суммарный вклад почвообразования в преобразование исходной толщи двучленных отложений. Микроморфологический и гранулометрический анализ контактных зон показывает, что почвообразование не оказало существенного влияния на литологическую границу и степень исходной дифференциации профиля. Однако литологическая граница была существенно усложнена в процессе формирования трещинной сети и турбаций различной природы (криогенной, биогенной).

Выводы. Педокомплексы на двучленных отложениях в области московского криохрона представляют собой ценный палеогеографический архив. Они являются индикаторами сложных взаимоотношений литогенных, педогенных и криогенных про-

цессов, что позволяет дать палеоэкологическую характеристику последнего межледниково-ледникового цикла. Перспективна дальнейшая детализация различных стадий преобразования двучленной толщи с разделением педогенных признаков микулинского межледниковья и голоценовых. По-видимому, запись эволюции природной среды в изученных педолитокомплексах реализована по типу палимпсестовой памяти почв (Таргульян, Горячкин, 2008), что усложняет поставленную задачу. В то же время, в ледниковой области московского времени в склоновых отложениях представлены детальные педоседиментационные архивы с детальной записью эволюции природной среды в верхнем плейстоцене (Rusakov et al., 2016). Послойное разделение погребённых почвенных горизонтов и слоёв склоновых осадков обеспечивалось дополнительной седиментацией в балочных комплексах. Таким образом, в них реализуется главным образом книгоподобная память, связанная с послойной седиментацией. Сопоставление палимпсестовых архивов почв на двучленных отложениях с книгоподобными архивами (последовательность погребённых почв в склоновых отложениях) позволит верифицировать выявленные этапы преобразования исходной толщи ледниковых пород.

Поскольку в московское время Северная Европа была покрыта единым ледниковым щитом (Svendsen et al. 2004; Ehlers et al., 2011; Bose and Luthgens, 2012), построение единой картины эволюции природной среды для обширного региона Северной Европы весьма актуально. Сопоставление полученных данных с литературными источниками показывает, что почвы на московских моренах Русской равнины

и Центральной и Западной Европы (Польша, Германия, Нидерланды) прошли сходные этапы седиментации, педогенеза и криогенного воздействия (Jongmans et al., 1989; Luthgens et al. 2011; Luthgens, Bose 2012; Evans, Benn, 2004; Dam, Dohler 2015; Kabala et al., 2016, 2022; Woronko et al., 2022). До последнего времени межрегиональная корреляция палеогеографических событий Западной и Восточной Европы строилась в основном по лёссово-почвенным сериям (Velichko et al., 2006). Использование почвенно-седиментационных архивов, сформированных на однотипных и одновозрастных моренных суглинках, позволяет детализировать и уточнить картину эволюции природной среды в обширном регионе Северной Европы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. (2010) *Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины*. М.: ГЕОС. 160 с.

Антонов С.И. (2004) *Изменение морфологии мезорельефа междуречий центральных районов Русской равнины в плейстоцене*. Морфология рельефа. Под ред. Д.А. Тимофеева и Г.В. Уфимцева. М.: Научный мир. С. 123–124.

Апарин Б.Ф., Рубилин Е.В. (1975) *Особенности почвообразования на двучленных породах Северо-Запада Русской равнины*. Л.: Наука. 181 с.

Величко А.А. (1973) *Природный процесс в плейстоцене*. М.: Наука. 255 с.

Еременко Е.А., Панин А.В. (2010) *Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины*. М.: МИРОС. 192 с.

Лаврушин Ю. А. (1976) *Строение и формирование основных морен материковых оледенений*. М.: Наука. 237 с.

Макеев А. О. (2012) *Поверхностные па-леопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины*. М.: ЗАО «Молнет». 300 с.

Макеев А. О., Дубровина И. В. (1990) *География, генезис и эволюция почв Владимирского ополья*. Почвоведение. № 7. С. 5–25.

Московский ледниковый покров Восточной Европы (1982) М.: Наука. 239 с.

Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография) (1982) М.: Наука. 156 с., 14 карт.

Память почв (2008) Под ред. В. О. Таргульяна, С. В. Горячкина. М.: Изд-во ЛКИ. 692 с.

Соколов И. А., Макеев А. О., Туркина Т. В. и др. (1983) *К проблеме генезиса почв с текстурно-дифференцированным профилем*. Почвоведение. № 5. С. 5–23.

Судакова Н. Г. (2008) *Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена центра Русской равнины*. М.: Географический факультет МГУ. 167 с.

Таргульян В. О., Соколова Т. А., Бирина А. Г. и др. (1974) *Почвы Клинско-Дмитровской гряды*. М.: Типография министерства культуры СССР. 110 с.

Böse M., Lüthgens C., Lee J. R. et al. (2012) *Quaternary glaciations of northern Europe*. Quaternary Science Reviews. Vol. 44. P. 1–25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.017>

Damm B., Döhler D. (Eds.) *Boden- und Landschaftsentwicklung in der saalezeitlichen Stauchungszone der Dammer Berge mit dem Übergang zur Mittelgebirgsschwelle*.

Exkursionsführer zu 34. Jahrestagung der AG Paläopedologie der DBG, 14.-16.5.2015 in Vechta, 89 p.

Ehlers J., Grube A., Stephan H.-J. et al. (2011) *Pleistocene Glaciations of North Germany – New Results*. Ehlers J., Gibbard P. L., Hughes P. D. (Eds.) Quaternary Glaciations: Extent and Chronology – A Closer Look, Developments in Quaternary Science. P. 149–162.

Evans D. J. A., Benn D. I. (2004) *Practical guide to the study of glacial sediments*. London. 266 p.

Garankina E. V., Belyaev V. R., Shorkunov I. G. et al. (2019) *Lake sedimentation as an underestimated agent of postglacial transformation of interfluves and fluvial landscapes of the Borisoglebsk Upland, Central European Russia*. Chalov S., Golosov V., Collins A. and Stone M. (Eds.) Land use and climate change impacts on erosion and sediment transport. Proceedings of IAHS, 27–31 August 2018, Moscow, Russia. P. 13–20.

Jongmans A. G., Feijtel T. C., Bouma J. A. (1989) *A micromorphological and chemical study of a buried Saalian till deposit in the Northern part of the Netherlands*. Catena. Vol. 16. Iss. 6. P. 559–574. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(89\)90042-8](https://doi.org/10.1016/0341-8162(89)90042-8)

Lüthgens C., Böse M. (2012) *From Morphostratigraphy to Geochronology – on the dating of ice marginal positions*. Quaternary Science Reviews. Vol. 44. P. 26–36. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.10.009>

Lüthgens C., Böse M., Lauer T. et al. (2011) *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. Vol. 241. Iss. 1–2. P. 79–96. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.06.026>

Kabala C. (2016) *Albeluvisols — modern or relic soils? Concept of origin, properties and current placement in an international classification*. Presentation at the VII Paleopedology School. Belgorod.

Kabala C., Muszyńska E., Jary Z. et al. (2022) *Glossic planosols in the postglacial landscape of central Europe: Modern polygenetic soils or subaerial palaeosols?* Geoderma. Vol. 426. 116101. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2022.116101>

Makeev A. O. (2009) *Pedogenic alteration of aeolian sediments in the upper loess mantles of the Russian Plain*. Quaternary International. Vol. 209. Iss. 1–2. P. 79–94. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.03.007>

Makeev A., Kulinskaya E., Yakusheva T. (2015) *Surface paleosols of the loess island within Moscow glacial limits: Vladimir Opolie*. Quaternary International. Vol. 365. Pp. 159–174. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.038>

Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L. et al. (2015) *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. Vol. 365. P. 26–41. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.029>

Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. et al. (2004) *Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia*. Quaternary Science Reviews. Vol. 23. Iss. 11–13. P. 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>

Velichko A. A., Morozova T. D., Nechaev V. P. et al. (2006) *Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia*. Quaternary International. Vol. 152–153. P. 14–30. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.12.003>

Woronko B., Zagórski Z., Cyglicki M. (2022) *Soil-development differentiation across a glacial–interglacial cycle, Saalian upland, E Poland*. Catena. Vol. 211. 105968. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105968>

ФИНАЛЬНЫЙ ЭТАП ЛЁССОНАКОПЛЕНИЯ И ЕГО РОЛЬ В ТЕКСТУРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ ПЕТРОВСКОЙ ГРЯДЫ

Н. В. Мокиевский^{1,*}, А. О. Макеев^{1,}, А. В. Русаков^{2,***},
М. П. Лебедева^{3,****}, П. Г. Куст^{3,*****}**

¹ *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

² *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*

³ *Почвенный институт имени В. В. Докучаева, Москва, Россия*

** E-mail: n.mokievskiy@bk.ru*

*** E-mail: makeevao@gmail.com*

**** E-mail: spp-06@mail.ru*

***** E-mail: m_verba@mail.ru*

****** E-mail: pavelkust@yandex.ru*

В работе рассматривается заключительный этап лёссовой седиментации в перигляциальных областях Русской равнины. Анализируется возможная связь этого этапа с формированием легкой части профиля текстурно-дифференцированных почв. Ключевой участок расположен в 4.1 км к югу от южного берега оз. Неро на плоской слабонаклонной поверхности моренного холма на высоте 155 м н. у. м. Почвенный покров представлен дерново-подзолистыми почвами на двучленных отложениях: верхняя часть текстурно-дифференцированного профиля сформирована в слое пылеватого легкого суглинка, нижняя – в толще моренного суглинка московского возраста. Заложенные на ключевом участке траншеи описывают латеральный контакт моренных и покровных суглинков. Почвы на морене и покровном суглинке соответствуют агродерново-подзолистым постагрогенным с набором горизонтов Ap–EL–Bt1–Bt2–BCsa–Csa и Ap–EL–Bt1–Bt2–BC–C соответственно. При этом первые имеют двучленное строение, подтверждающееся результатами гранулометрического анализа, и менее выраженный кутанный комплекс. Над моренными образованиями хорошо заметны две генерации клиньев с возрастом 8.9 тыс. лет для верхней генерации (пылеватые клинья) и 14.8 тыс. лет для нижней генерации (песчаные клинья). Пылеватый верхний покровный слой, включающий горизонты Ap и EL, плащеобразно залегает и на покровном, и на моренном суглинках, от морены он отделён слоем песчаного материала и соответствует финальному этапу лёссонакопления в позднем дриасе.

Ключевые слова: текстурная дифференциация, перигляциальная зона, покровные слои, лёссонакопление

Дерново-подзолистые почвы имеют широкое распространение на территории Рус-

ской равнины (и в области с умеренным климатом в целом). Традиционно считается,

что в их образовании ключевую роль играют процессы лессиважа и кислотного гидролиза минералов. При этом порода, на которой развивалась почва, рассматривается как литологически однородный слой. Однако текстурная дифференциация профиля может возникать из-за двучленности почвообразующей породы и её исходной литологической неоднородности (Апарин, Рубин, 1975; Макеев, Макеев, 1989). Почвы на двучленных отложениях широко распространены как на покровных, так и на моренных суглинках. В недавних работах было показано, что в ареалах распространения московской морены формируются почвы с двучленным профилем — песчано-пылеватый покровный слой на суглинистой морене (Макеев et al., 2019; Kust et al., 2022). Для того чтобы выявить заключительный этап лёссовой седиментации, исследованы зоны латеральных контактов покровных суглинков и морены, в которых можно заметить, что верхний пылеватый слой, включающий горизонты А и ЕL, является общим для почв на разных породах, и, таким образом, представляет собой отдельный этап лёссовой седиментации.

Объект исследования. Ключевой участок «Поречье-Рыбное» располагается на Петровской гряде в окрестностях села Поречье-Рыбное (Ростовский район Ярославской области) в 4.1 км к югу от южного берега оз. Неро на плоской слабонаклонной поверхности моренного холма на высоте 155 м н. у. м. (N 57.08372°, E 39.47050°). Почвенный покров представлен дерново-подзолистыми почвами на двучленных отложениях: верхняя часть текстурно-дифференцированного профиля сформирована в слое пылеватого легкого суглинка, в то

время как нижняя — в толще тяжелого моренного суглинка московского возраста. Московская морена в пределах ключевого участка спорадически перекрыта небольшими массивами (5–10 м) покровного суглинка. Объект был выбран для описания латерального контакта моренного и покровного суглинка, а также верхнего покровного слоя, перекрывающего этот контакт. Растительный покров представлен разнотравно-злаковым лугом (многолетняя залежь).

Методы. В зоне контакта разных по литологическому составу и генезису пород закладывались разрезы с целью детального рассмотрения свойств почв, развитых на каждой породе. Для описания латерального контакта моренных и покровных суглинков были заложены две Т-образно расположенные траншеи, вскрывающие тело покровного суглинка и его контакт с мореной (рис. 1.), а также залегающий над ними верхний слой, включающий горизонты Ар и ЕL. Для уточнения границ массива покровного суглинка использовалось ручное бурение.

Были получены три абсолютные даты методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ). Отбор образцов производился в ночное время из песчаного и пылеватого надморенных слоёв. Точки отбора были приурочены к клиновидным структурам. Глубоко проникающим в толщу морены, для снижения вероятности омоложения материала за счёт засветки в ходе происшедших после формирования слоя турбаций. Определение возраста проводилось в Лаборатории ОСЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ». В лаборатории минералогии и микроморфологии почв Почвенного института имени В. В. Докучаева М. А. Лебедевым были изготовлены шлифы для изучения микрострое-



А



Б

Рис. 1. Фотографии траншей. А — взаимное положение траншей. Б — контакт морены и покровного суглинка. Жёлтой линией показано тело покровного суглинка над мореной

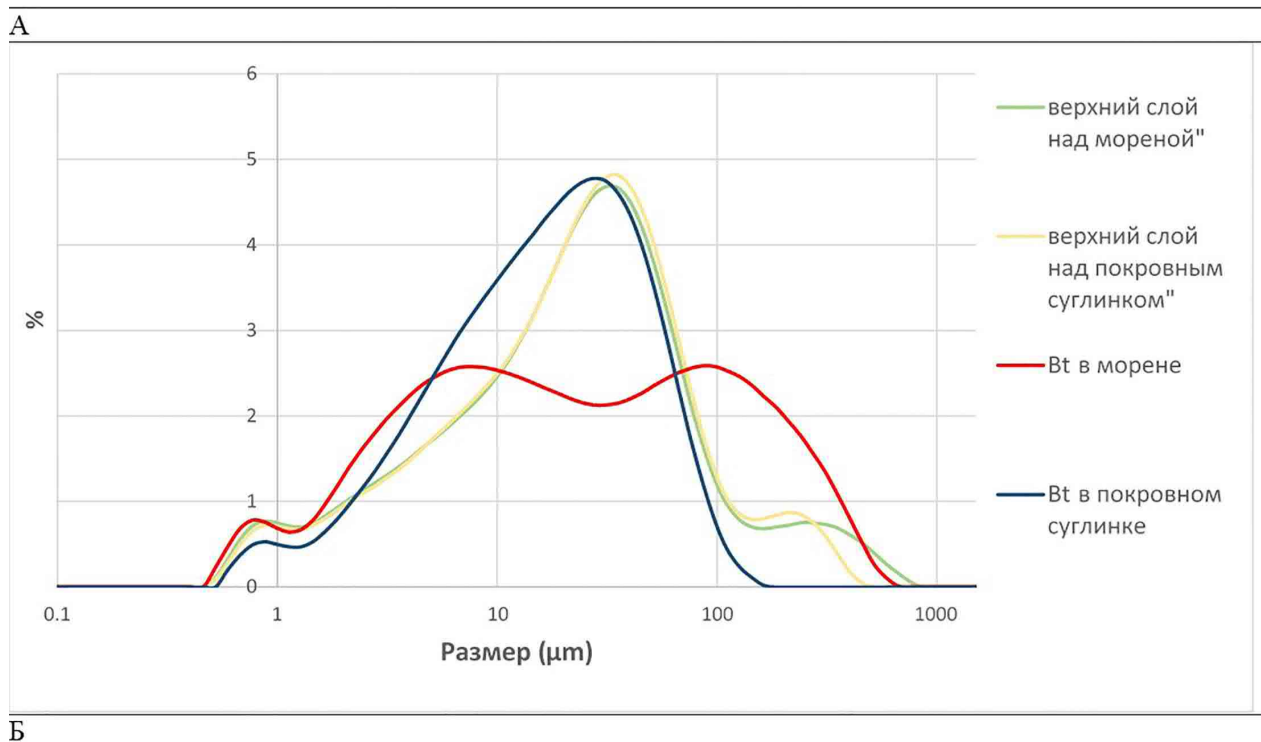
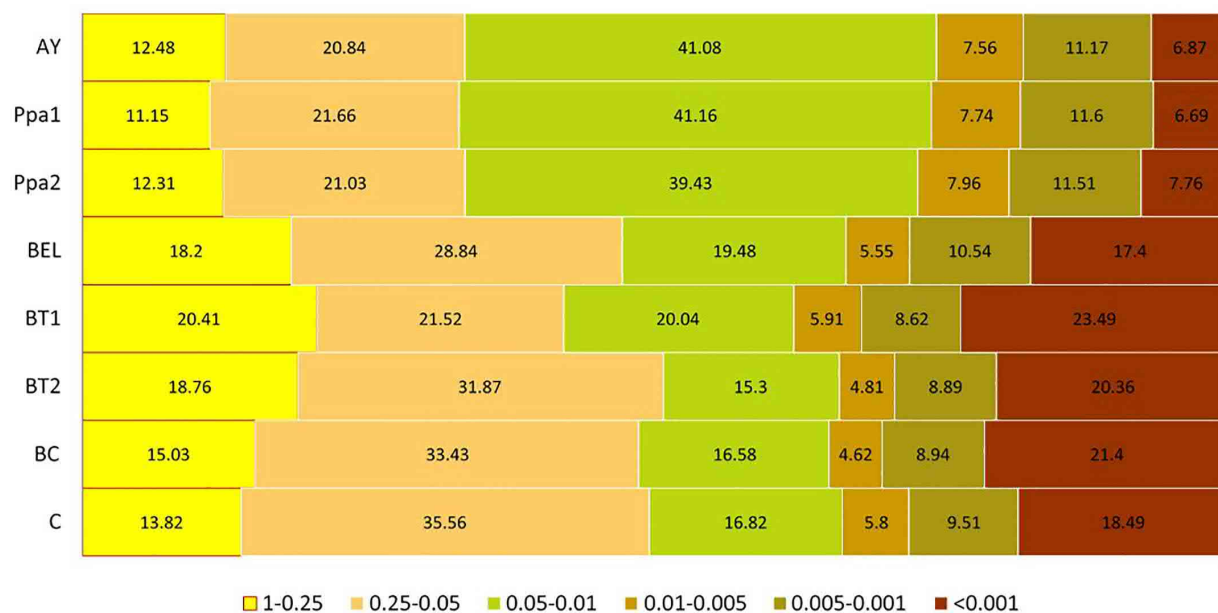


Рис. 2. Гранулометрический состав: А — агродерново-подзолистой постагрогенной почвы (Retisol Aric Cutanic) на моренном суглинке (пирофосфатный метод); Б — почв на покровных и моренных отложениях в полосе контакта (метод лазерной дифрактометрии)

ния почв. В лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН

проведен гранулометрический анализ методом лазерной дифрактометрии. Для разреза

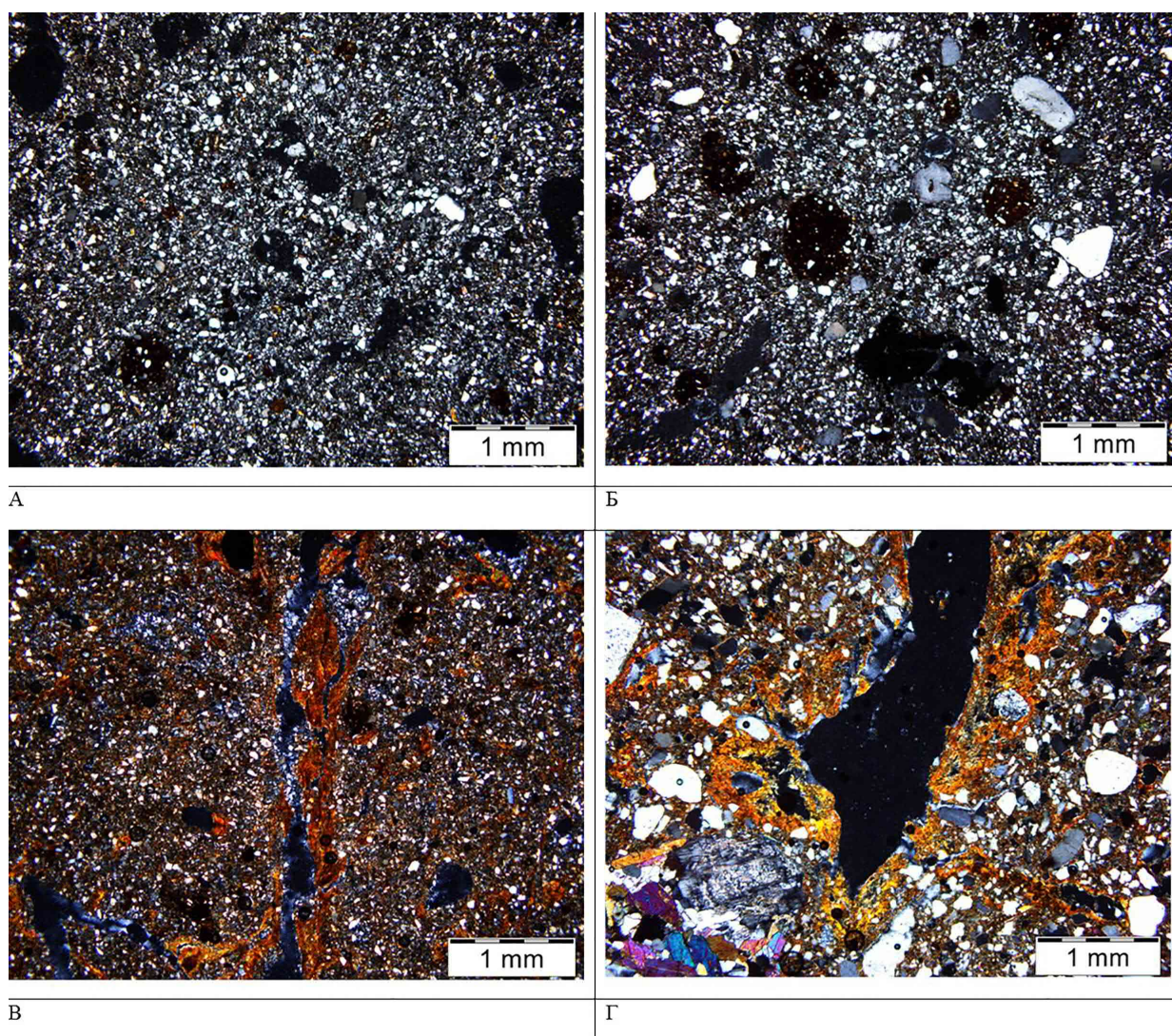


Рис. 3. Фотографии микроморфологических шлифов. А — пылеватый слой над покровным суглинком; Б — пылеватый слой над мореной; В — Bt в покровном суглинке; Г — Bt в морене

на морене гранулометрический состав был определён пирофосфатным методом.

Результаты. Морфологическое строение. Почвы на морене в пределах ключевого участка имеют двучленное строение, представлены набором горизонтов Ap–EL–Bt1–Bt2–BCsa–Csa и соответствуют агродерново-подзолистым постагрогенным на морене (Классификация ..., 2004) и Retisol Aric Cutanic (IUSS Working Group WRB, 2022).

На ключевом участке наблюдается кон-

такт моренного и покровного суглинка, залегающего изолированными телами. Почвы на покровном суглинке представлены агродерново-подзолистыми постагрогенными почвами (Классификация ..., 2004), Retisol Aric Lomic (IUSS Working Group WRB, 2022) со следующей последовательностью горизонто.

Тела покровного суглинка имеют клиновидную форму. Границы между породами практически вертикальные. Верхний

Таблица 1. Результаты ОСЛ анализа

№ полевой	Фракция, мкм	Активности радионуклидов, Бк/кг				Мощность дозы, Гр/тыс. лет	Палеодоза, Гр	ОСЛ-возраст, тыс. лет
		^{238}U	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K			
OSL sand	180-250	18±3	21.5±0.4	21.6±0.4	496±23	2.03±0.08	30.0±1.1	14.8±0.8
OSL pebles	180-250	12±2	13.7±0.3	13.6±0.3	379±18	1.67±0.07	38±3	23±2
OSL silt	180-250	31±5	28.1±0.5	33.9±0.5	641±30	2.65±0.11	23.6±1.0	8.9±0.5

покровный слой имеет выдержанную мощность и плащеобразно залегает и на покровном, и на моренном суглинках. Мощность слоя составляет 50–60 см. Под пылеватым слоем над мореной расположен слой светлого песчаного материала. Данный материал присутствует только над мореной. Так же в кровле морены была встречена линза, заполненная песчаным материалом с галькой и дресвой. Над мореной хорошо заметны две генерации клиньев: клинья, заполненные песчаным материалом, разбиваются клиньями, заполненными пылевым материалом из вышележащего горизонта. Над покровным суглинком песчаный материал и песчаные клинья отсутствуют, и пылеватый покровный слой залегает непосредственно на кровле морены (рис. 1 Б).

Гранулометрический состав. Двучленное строение почв на морене подтверждается распределением гранулометрических фракций (рис. 2). Верхний слой, включающий горизонты Ар и ЕЛ, отличается высоким содержанием крупной пыли. Морена, включающая горизонты Вt1, Вt2, ВСса и

ССа, характеризуется более высоким содержанием илистой фракции, а также мелкого и среднего песка. В нижних горизонтах встречаются обломки карбонатных пород.

Гранулометрический состав почв на покровном суглинке имеет более однородное распределение по профилю. В покровном суглинке, как и в верхнем слое, преобладает крупная пыль, однако верхний слой отличается меньшим содержанием средней и мелкой пыли.

Морена и покровные суглинки существенно отличаются друг от друга по характеру материала. В морене выше содержание среднего и мелкого песка, а также ила. В верхнем слое выше содержание крупной пыли (10–50 мкм), составляющее около 50 %. От тяжёлой части верхний слой отделён слоем песка. Данные гранулометрического анализа, полученные пирофосфатным и дифрактометрическим методом дают сходную картину.

Верхний слой однороден по гранулометрическому составу независимо от подстилания мореной или покровным суглинком. В образцах пылеватого материала, отобран-

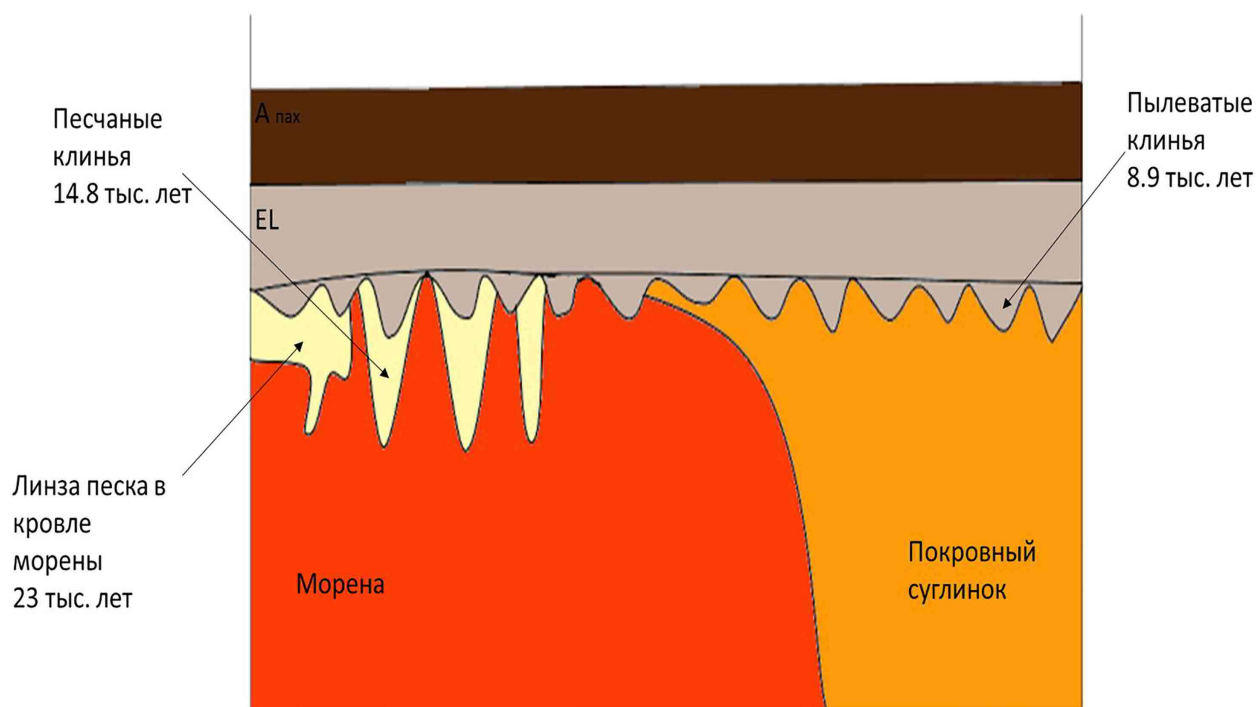


Рис. 4. Схема контакта морены и покровного суглинка с указанием возраста клиньев по результатам анализа ОСЛ

ного над мореной, в отличие от образцов, отобранных над покровными суглинками, выявлена опесчаненность. Однако кривая распределения содержаний гранулометрических фракций, независимо от подстилающей породы, имеет характерную форму и одинаковую модальную фракцию 25-35 мкм (рис. 2 Б).

Микростроение почв. Для морены характерно плотное микростроение, высокое содержание песчаных фракций, обилие мощных кутан и квазикутан, а также присутствие обломков акцессорных минералов (рис. 3 Г). В материале покровного суглинка и верхнего слоя подобные обломки отсутствуют. Кутанный комплекс почв на покровном суглинке характеризуется более выраженными кутанами, и отсутствием квазикутан. В трещинах заметна присыпка пылеватого материала.

Покровный слой отличается преоблада-

нием зёрен пылеватой размерности. В нем существенно ниже содержание плазмы и песка по сравнению с мореной. От покровного суглинка верхний слой отличается меньшим количеством плазмы и присутствием песчаных зёрен. Заметны железистые стяжения, над мореной более крупные, чем над покровным суглинком (рис. 3 А, Б).

Микростроение покровного слоя над мореной и покровным суглинком однотипно. Размер и форма частиц верхнего слоя на разных породах практически одинакова. Значительная часть частиц имеет округлую форму и заметную окатанность. Над мореной можно заметить присутствие в пылеватом слое примесь нижележащего песчаного материала.

Возраст материала клиньев разных генераций составляет: 8,9 тыс. лет для

верхней генерации (пылеватые клинья), 14.8 тыс. лет для нижней генерации (песчаные клинья) и 23 тыс. лет для материала песчаной линзы в кровле морены (табл. 1).

Обсуждение. Таким образом, почвы в зоне латерального контакта двух контрастных почвообразующих пород имеют одинаковую по гранулометрическому составу, мощности и структуре (как на микро, так и на макроуровне) покровный слой, включающий почвенные горизонты Ap и EL. Можно сделать вывод о том, что верхняя часть профиля этих почв является самостоятельным покровным слоем, перекрывающим контакт морены и покровного суглинка. Сходные черты гранулометрического состава покровного суглинка и покровного слоя делает двучленность данной породы плохо заметной, однако при смене подстилающей породы верхний слой хорошо заметен. Как в морене, так и в покровном суглинке присутствуют клинья, заполненные пылеватым материалом покровного слоя. Из этого можно сделать вывод о том, что материал, слагающий этот горизонт, откладывался после того, как тяжёлая часть была сформирована. Над мореной можно заметить также слой песка, отделяющего пылеватый слой от морены, и вторую генерацию клиньев и трещин. Клинья служат ценным источником информации. Во-первых, они маркируют поверхность, соответствующую времени их образования. Во-вторых, заполняются материалом, седиментация которого происходила в данный момент. Важно заметить, что материал в клиньях и трещинах меньше изменяется турбационными процессами, что важно при выборе места для отбора материала для ОСЛ датирования.

Различия в возрасте клиньев подтверждаются результатами ОСЛ датирования. На основании полученных дат можно за-

ключить, что время образования данного слоя укладывается в диапазон 9–15 тыс. л. н. (рис. 4).

В составе верхнего слоя, преобладает фракция крупной пыли. На микрофотографиях видна окатанность пылеватых и немногочисленных песчаных частиц. Присутствие крупных неокатанных песчаных частиц в верхнем слое над мореной можно объяснить подмешиванием материала нижежащего песчаного слоя. Характерный гранулометрический состав, окатанность частиц и покровное залегание слоя могут свидетельствовать об его эоловом происхождении. В качестве источников эолового материала предполагаются покрытые редкой растительностью зандровые и моренные равнины.

Данный слой во многом похож на описанный в Центральной и Западной Европе верхний перигляциальный покровный слой (upper layer) (Kleber, Terhorst, 2013). Верхний слой имеет широкое распространение во всей перигляциальной зоне последнего оледенения и обуславливает текстурную дифференциацию почв этого региона. Прямых определений возраста верхнего слоя не проводилось, однако его возраст маркируется тефрой вулкана Лахер (возраст около 12 тыс. лет), что согласуется с данными нашего датирования. Песчаный слой отделяющий лёгкую часть профиля текстурно-дифференцированной почвы от моренных суглинков описан в почвах на двучленных породах в ареалах моренных суглинков оледенения Saalian I (МИС 8) и Saalian II (МИС 6) в Польше (Waroszewski, et al., 2013; Kabala, et al., 2022; Woronko et al., 2022).

Таким образом, верхний покровный слой (включающий горизонты Ap и EL) образован в результате финального этапа лёссово-накопления. Полученные абсолютные

даты и стратиграфическое положение слоя дают основания предполагать, что этап лёссонакопления связан с похолоданием позднего дриаса.

Выводы.

1. В зоне фациального контакта пылеватый слой со сходными морфологическими и аналитическими характеристиками переходит с покровного суглинка на моренный.

2. На основании изучения почв ключевого участка в перигляциальной зоне валдайского оледенения подтверждено наличие финальной стадии лёссонакопления, определившей свойства верхних горизонтов текстурно-дифференцированных почв.

3. Время образования этого слоя, по-видимому, связано с периодом кратковременного похолодания позднего дриаса в позднеледниковье, что согласуется с результатами зарубежных исследований. По литературным данным финальное лёссонакопление позднего дриаса прослеживается во всей перигляциальной зоне Восточной и Западной Европы.

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 23–17–00073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Апарин Б. Ф., Рубилин Е. В. (1975) *Особенности почвообразования на двучленных породах северо-запада Русской равнины*. Ленинград: Наука. 195 с.

Классификация и диагностика почв России (2004) Составители: Л. Л. Шишов, В. Д. Тонконогов, И. И. Лебедева, М. И. Герасимова. Смоленск: «Ойкумена». 342 с.

IUSS Working Group WRB. (2022) World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil

maps. 4th edition. International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria.

Макеев А. О., Макеев О. В. (1989) *Почвы с текстурно-дифференцированным профилем основных криогенных ареалов Севера Русской равнины*. Пущино-на-Оке: ОНТИ НЦБИ АН СССР. 272 с.

Kabala C., Muszytyfaga E., Jary Z. et al. (2022) *Glossic planosols in the postglacial landscape of central europe: Modern polygenetic soils or subaerial palaeosols?* Geoderma. Vol. 426. 116101. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2022.116101>

Kleber A., Terhorst B. (Eds.) (2013) *Mid-Latitude Slope Deposits (Cover Beds)*. Elsevier, Amsterdam/Boston/Heidelberg/London/New York/Oxford. 302 p.

Kust P., Makeev A., Lessovaia S. et al. (2022) *Polygenetic features in Retisols, formed in Moscow (Late Saalian) glacial till*. Catena. Vol. 214. 106245. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106245>

Makeev A., Kust P., Lebedeva M. et al. (2019) *Soils in the bipartite sediments within the Moscow glacial limits of the Russian Plain: Sedimentary environment, pedogenesis, paleolandscape implication*. Quaternary International. Vol. 501. Part A. C. 147–173. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.09.017>

Waroszewski J., Kalinski K., Malkiewicz M. et al. (2013) *Pleistocene–Holocene coverbeds on granite regolith as parent material for Podzols — an example from the Sudeten Mountains*. Catena. Vol. 104. P. 161–173. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.11.006>

Woronko B., Zagórski Z., Cyglicki M. (2022) *Soil-development differentiation across a glacial–interglacial cycle, Saalian upland, E Poland*. Catena. Vol. 211. 105968. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105968>

ИНТЕРСТАДИАЛЬНАЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ РАСТИТЕЛЬНОСТЬ БАСЕЙНА СРЕДНЕЙ ДЕСНЫ: РЕКОНСТРУКЦИЯ ПО ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИМ ДАННЫМ РАЗРЕЗА СТОЯНКИ ХОТЫЛЁВО I

Е. Ю. Новенко^{1,2,*}, Е. В. Воскресенская^{1,**}, И. С. Зюганова^{1,***}

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия

* E-mail: lenanov@mail.ru

** E-mail: kavosk@mail.ru

*** E-mail: innao110@gmail.com

Представлена реконструкция растительности интерстадиального потепления внутри эпохи раннего валдайского оледенения (подстадия 5a) бассейна Средней Десны, основанная на результатах палинологического и карпологического изучения отложений старичной фации аллювия (глины и гиттия), связанной с тыловым участком второй надпойменной террасы, вскрытым в ходе изучения среднепалеолитической стоянки Хотылёво I. В спорово-пыльцевых спектрах доля пыльцы деревьев и кустарников варьирует от 20 до 40 % от суммы пыльцы наземных растений, доминирует пыльца берёзы (*Betula* sect. *Albae*). В небольшом количестве (5–7 %) присутствуют пыльца сосны обыкновенной и ольхи, единично — ели. Постоянные компоненты спектров — пыльца ив и карликовой берёзки (не более 1–2 %). В группе травянистых растений преобладает пыльца полыни (до 20 %) и злаков (15–20 %), разнообразны представители лугового разнотравья, постоянно присутствует пыльца типично степных растений (*Ephedra*, *Echinops*). В группе спор (до 10 %) присутствуют представители папоротников сем. *Polypodiaceae* и сфагновых мхов. Определены споры лесных плаунов: *Lycopodium clavatum*, *L. selago*, *L. annotinum*. Разнообразны водные и прибрежные растения (*Nuphar*, *Potamogeton*, *Menyanthes trifoliata*, *Sparganium*). В составе карпологического комплекса выявлен орешек берёзы (*Betula* sect. *Albae*), семена и плоды травянистых растений. Среди остатков трав преобладают гигрофиты, которые могли произрастать на заболоченном участке поймы. Полученные палеоботанические данные показывают, что в период формирования рассмотренных аллювиальных отложений на изучаемой территории растительных покров имел мозаичную структуру. В его состав входили разреженные берёзовые леса с небольшой примесью сосны и ели и открытые пространства, занятые лугово-степными сообществами. Широкая пойма реки Десны была занята влаголюбивой растительностью из осок и трав, возможно, с зарослями ивы и ерника.

Ключевые слова: спорово-пыльцевой анализ, карпологический комплекс, ископаемая флора Восточно-Европейской равнины, морская изотопная стадия MIS 5a

Растительность валдайского оледенения и его интерстадиальных эпох Восточно-Ев-	ропейской равнины, несмотря на большой интерес исследователей, до настоящего вре-
--	---

мени мало изучена в связи с недостатком палеоархивов, содержащих надежные палеоботанические данные. Результаты палинологического и карпологического изучения аллювиальных отложений, вскрытых в ходе исследований среднепалеолитической стоянки Хотылёво I (Воскресенская и др., 2011), позволили охарактеризовать растительность времени их формирования и расширить список позднеплейстоценовой ископаемой флоры региона.

Памятник Хотылёво I расположен в 18 км от Брянска на северной окраине села Хотылёво (Глинищевское сельское поселение, Брянский район, Брянская область). Позднеплейстоценовые осадки, слагающие правобережье р. Десна на участке местонахождения Хотылёво I, общая протяженность которого вдоль русла р. Десна достигает одного километра, характеризуются достаточно сложным строением и динамичными условиями формирования. Террасовые уровни, с которыми связаны культуросодержащие горизонты среднепалеолитического памятника Хотылёво I, прислонены к коренному склону, сложенному верхнемеловыми туронскими мергелисто-меловыми отложениями с прослоями серовато-черного кремня и сеноман-альбскими кварцево-глауконитовыми песками. В рельефе долины террасы ранне- и средневалдайского возраста практически не выражены, так как сохранились только фрагменты их тыловых участков, перекрытые наложенной толщей позднеплейстоценовых субэразальных отложений (Воскресенская, 2016).

В строении аллювиальных отложений террас выделяются два последовательных цикла осадконакопления. На участках памятника, расположенных ниже по течению

Десны, отложения первого цикла представлены русловой фацией аллювия с базальным горизонтом в основании, а также глинами и гиттией старичной фации, для которых получены палеоботанические данные, представленные в данной работе. Единственный среднепалеолитический культуросодержащий горизонт приурочен к нижней пачке руслового аллювия, залегающей непосредственно на сеноманских коренных песках. Перекрывающие старичные глины и гиттии, отложения второго цикла аллювиального осадконакопления, представлены русловой и пойменной фациями. Запечатывающий аллювиальные осадки чехол лёссово-почвенных отложений сформирован педоседиментами брянской средневалдайской ископаемой почвой и лёссовидными супесями поздневалдайского возраста.

На участках памятника, которые вскрыты выше по течению Десны, вмещающая среднепалеолитические культуросодержащие горизонты ритмично-слоистая толща отложений подразделяется на аллювиальные отложения русловой и пойменной фаций в нижней части и серию педоседиментов погребённых почв и линз смещённых вниз по склону мергелисто-меловых отложений в средней части разреза (Воскресенская и др., 2011). Здесь были зафиксированы четыре среднепалеолитических культуросодержащих горизонта, нижние два из которых связаны со слоистой толщей аллювиальных осадков, а верхние — с педоседиментами гумусовых горизонтов погребённых почв.

Для культуросодержащих слоёв, сопряженных с аллювиальными отложениями и изученных палинологическим и карпологическим методами, получены серии, оче-

видно, омоложенных радиоуглеродных дат (Вишняцкий и др., 2015, Очередной и др., 2019), указывающих на накопление этих отложений в течение средневалдайского мегаинтерстадиала. Однако последние результаты OSL-датирования потребовали пересмотра стратиграфической позиции этих отложений. Так, для разреза на «верхнем» участке памятника была получена серия OSL дат (Hein et al., 2020), показавших, что аллювиальные осадки, содержащие находки среднепалеолитического инвентаря из нижних двух культуросодержащих горизонтов, формировались в возрастном диапазоне 87-77 тыс. л. н., в пределах интервала MIS 5a. Таким образом, выполненная нами реконструкция растительности позволяет рассмотреть природные условия раннего валдая (MIS 5a).

Образцы для спорово-пыльцевого анализа были подготовлены по стандартной методике, разработанной в Институте географии РАН, с применением тяжелой жидкости с удельным весом 2.2 г/см³ в модификации с использованием раствора йодистого кадмия (Гричук, 1940). Обработка данных и построение спорово-пыльцевых диаграмм проводились с помощью программы TILIA и TILIA-Graph. За 100 % при расчетах была принята сумма пыльцы древесных пород и пыльцы травянистых растений. Процентные содержания пыльцы водных растений, спор и переотложенных микрофоссилий были рассчитаны по отношению к этой сумме. В образцах было подсчитано более 500 четвертичных пыльцы и спор. Образцы отобраны через 5 см.

Из отложений гиттии был отобран обра-

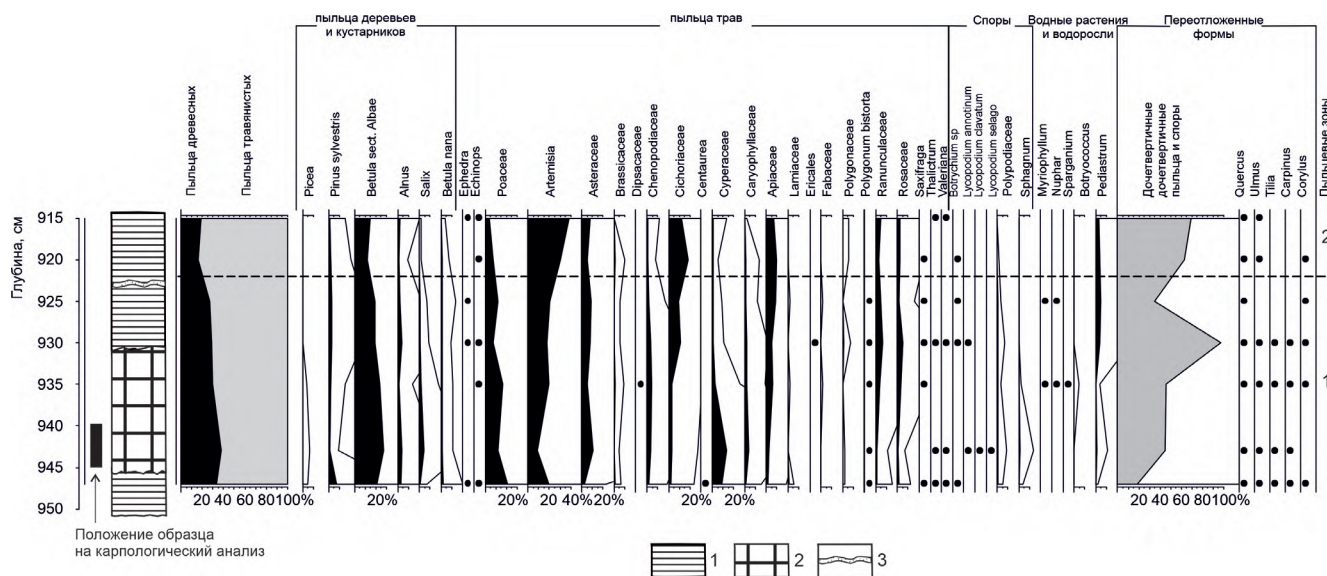


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза аллювиальных отложений долины р. Десны в пределах археологического памятника Хотылёво I. За 100 % принята суммы пыльцы древесных и наземных травянистых растений. Дополнительный контур показывает увеличение базового таксона в 10 раз. Литологическая колонка: 1 – глина, 2 – гиттия глинистая, 3 – прослой песка

зец для карпологического анализа объемом 1500 см³. Лабораторная обработка проб для карпологического анализа (Никитин, 1969) заключалась в промывке породы на ситах с диаметром ячеек 0.25 мм. Из полученной органической фракции, просмотренной под биноклем, были отобраны карпоиды: семена, плоды, мегаспоры (Кац и др., 1977). В целом, порода бедна растительными макроостатками, степень сохранности плохая; выделенные из образца семена и плоды зачастую деформированы.

В спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 1) на основании изменений в составе спектров было выделено 2 пыльцевые зоны.

Пыльцевая зона 1 (глубина 950–923 см) охватывает темно-коричневые слоистые суглинки, обогащенные органикой (т.н. гиттия). Доля пыльцы деревьев и кустарников достигает 35–40 % от суммы пыльцы наземных растений. Пыльца берёзы (*Betula* sect. *Albae*) доминирует среди пыльцы древесных пород. В небольшом количестве (5–7 %) в спектрах присутствует пыльца сосны обыкновенной (*Pinussylvestris*) и ольхи. Отмечены также единичные пыльцевые зерна ели. Постоянные компоненты спектров — пыльца ив и карликовой берёзки (*Betula nana*, не более 1–2 %).

В группе травянистых растений преобладает пыльца полыни *Artemisia* (до 20 %) и злаков (*Poaceae*, 15–20 %), далее в порядке убывания следуют *Asteraceae*, *Cyperaceae*, *Cichoriaceae*, и представители разнотравья: *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Polygonaceae*, *Thalictrum* и др. в спектрах постоянно присутствует пыльца типично степных растений — *Ephedra*, *Echinops*. Группа спор немногочисленна (до 10 % по отношению к общей сумме пыльцы наземных растений).

В ней присутствуют споры папоротников сем. *Polypodiaceae* и мхов *Sphagnum*. Определены споры лесных плаунов: *Lycopodium clavatum*, *L. selago*, *L. annotinum*.

Разнообразны водные и прибрежные растения (*Nuphar*, *Potamogeton*, *Menyanthes trifoliata*, *Sparganium*). Находки пыльцы кубышки (*Nuphar*) заслуживают особого внимания, так как остатки этого водного растения встречаются только в межледниковых и интерстадиальных отложениях. В периоды с очень суровым климатом кубышка исчезает из флоры водоемов.

Помимо пыльцы растений, произраставших на изучаемой территории в период формирования отложений, в образцах содержится огромное количество переотложенных дочетвертичных форм. В некоторых пробах их количество превышает общую сумму четвертичных пыльцы и спор. Единично отмечены пыльцевые зерна дуба, липы, граба и орешника.

Пыльцевая зона 2 (глубина 915–923 см) соотносится с перекрывающими гиттию плотными сизовато-серыми глинами. Состав и соотношение основных компонентов спорово-пыльцевых спектров очень близки к зоне 1. Однако можно выделить некоторое сокращение доли пыльцы деревьев и кустарников (до 20 %) и увеличение роли полыни и цикориевых (большинство представителей этого семейства входят в состав пионерных группировок на нарушенных грунтах). Подобные изменения характера спектров могут свидетельствовать не столько о похолодании и деградации древесной растительности, сколько об усилении эрозийных процессов в долине Десны.

Результаты карпологического анализа образца из гиттии (соответствует пыль-

цевой зоне 1) выявили виды, в настоящее время широко распространённые на Восточно-Европейской равнине, в том числе и в бассейне Десны. Большинство определенных растений относятся к интразональным местообитаниям. Из остатков древесных пород отмечен только один орешек берёзы (*Betula* sect. *Albae*). Остальные семена и плоды принадлежат травянистым растениям. Преобладают остатки влаголюбивых видов (гигрофитов). К ним относятся орешки осоки *Carex* cf. *pseudocyperus* (22 орешка), которые преобладают в полученном карпоботаническом комплексе, а также плоды лютика (*Ranunculus* cf. *repens*, 3 плода), плод цикуты (*Cicuta virosa*) и семя жерушника (*Rorippa palustris*). Перечисленные виды могли произрастать на заболоченном участке поймы, по берегам водоёма. Из водных растений определён лишь плод урути (*Myriophyllum* sp.). К остаткам луговых растений в полученном карпоботаническом комплексе можно отнести плоды лапчатки (*Potentilla alba*, 1 плод), и щавеля (*Rumex* sp., 1 плод).

Полученные палеоботанические данные показывают, что в период формирования рассматриваемых аллювиальных отложений (интерстадиальное потепление раннего валдая, сопоставимое с подстадией MIS 5a) на изучаемой территории растительных покровов имел мозаичную структуру. В его состав входили разреженные берёзовые леса с небольшой примесью сосны и ели и открытые пространства, занятые лугово-степными сообществами. Широкая пойма реки Десны была занята влаголюбивой растительностью из осок и трав, возможно с зарослями ивы и ерника. Подобные условия характерны для интерстадиала внутри валдайской ледни-

ковой эпохи. По-видимому, это потепление климата было неглубоким и непродолжительным, так как только берёза (пионерная порода с высокой экологической амплитудой) и относительно термофильные водные растения смогли распространиться в бассейн Десны, в то время как хвойные древесные породы не успели «отозваться» на смягчение климатических условий.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания Института географии РАН FMGE–2019–0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вишняцкий Л. Б., Очередной А. К., Хоффекер Дж. Ф. и др. (2015) *Возраст стоянок Хотылёво I и Бетово в свете результатов радиоуглеродного датирования (предварительное сообщение)*. Записки Института истории материальной культуры. № 12. С. 9–18.

Воскресенская Е. В., Вишняцкий Л. Б., Зюганова И. С. и др. (2011) *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. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Апатиты 12-17 сентября 2011 г. Том 1 (А–К). Апатиты–Санкт-Петербург. С. 116–119.

Воскресенская Е. В. (2016) *Комплекс хотылевских среднепалеолитических стоянок: палеогеография и хронология*. Пути эволюционной географии: Материалы Всероссийской научной конференции, посвя-

щенной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 23-25 ноября 2016 г.). М.: Институт географии РАН. С. 653–657.

Гричук В. П. (1940) *Методика обработки осадочных пород, бедных органическими остатками, для целей пыльцевого анализа*. Проблемы физической географии. № 8. С. 53–58.

Кац Н. Я., Кац С. В., Скобеева Е. И. (1977) *Атлас растительных остатков в торфах*. М: Недра. 376 с.

Никитин В. П. (1969) *Палеокарпологи-ческий метод*. Томск: Изд-во Томского ун-та. 89 с.

Очередной А. К., Воскресенская Е. В., Вишняцкий Л. Б. и др. (2019) *Хотылёво I. Культурная география палеолита Восточно-Европейской равнины: от микока до эпиграветта*. Путеводитель конференции — полевого семинара. М.: Ин-т археологии РАН. С. 34–58.

Hein M., Weiß M., Lauer T., et al. (2020) *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 advance. Vol. 2. 100008. <https://doi.org/10.1016/j.qsa.2020.100008>

О СУЩЕСТВОВАНИИ ГИПОТЕТИЧЕСКОГО ТВЕРСКОГО ПРИЛЕДНИКОВОГО ОЗЕРА В КОНТЕКСТЕ ПЕРВИЧНОГО ЗАСЕЛЕНИЯ ДУБНИНСКОЙ НИЗИНЫ

**А. В. Панин ^{1,*}, А. Н. Сорокин ², В. Ю. Украинцев ¹,
Д. В. Баранов ¹**

¹ *Институт географии РАН, Москва, Россия*

² *Институт археологии РАН, Москва, Россия*

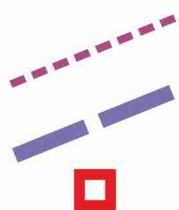
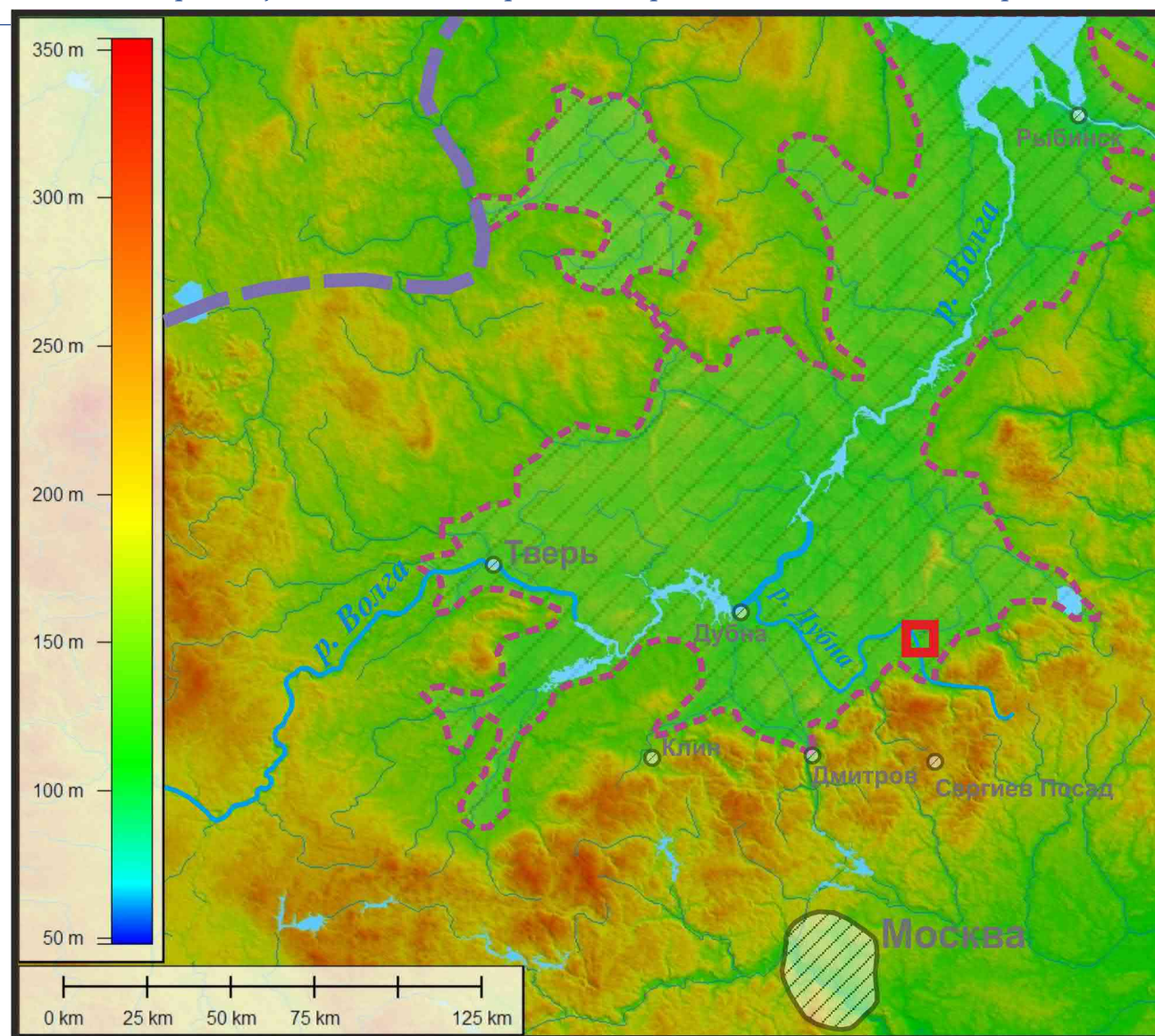
** E-mail: a.v.panin@yandex.ru*

Изучение заселения Центра Восточно-Европейской равнины в позднеледниковое время до последнего времени сдерживалось господством представления о широком распространении в верхнем течении Волги в период поздневалдайского оледенения крупных ледниковых озёр, что препятствовало заселению обширных территорий и миграции населения в свободную ото льда Фенноскандию с востока и юго-востока. Согласно ледниково-озёрной концепции, низменности вдоль реки Дубны — притока Волги — в поздневалдайскую эпоху были заняты огромным Тверским озером, наличие которого, как считалось ранее, исключало возможность заселения до рубежа плейстоцена–голоцена, когда процесс дегляциации окончательно осушил эти территории. Для проверки этой концепции были предприняты специальные геоархеологические исследования, включающие, помимо традиционных археологических изысканий, изучение истории развития ландшафтов методами геологии и геоморфологии. Установлено, что в период поздневалдайского оледенения на данной территории преобладали речные (пойменные), а не озёрные обстановки, что делало возможным её заселение до-историческим населением. В подтверждение этого получены радиоуглеродные даты около 15 500 кал. л. н. по артефактам, соответствующим начальному заселению Дубнинской низменности. носителями рессетинской культуры.

Ключевые слова: поздневалдайская ледниковая эпоха, озёрно–речные системы, палеорусла, геоархеология, рессетинская культура

Территория центральной части Восточно-Европейской равнины в период последнего ледникового максимума (LGM) не покрывалась ледниковым покровом и была потенциально доступна для заселения. Между тем археологические свидетельства

наличия археологических памятников не только времени LGM, но и позднеледниковой эпохи в центральной части Европейской России единичны. Фактором, сдерживающим понимание реальной картины первоначального заселения территории долгое



- граница Тверского приледникового озера (по Д.Д.Квасову, 1976)
- максимальная граница поздневалдайского оледенения (по Astakhov et al., 2016)
- положение Заболотского торфяника в Дубнинской низине

Рис. 1. Район исследования

время оставалась господствующая в литературе точка зрения о широком распространении на Восточно-Европейской равнине системы ледниково-подпрудных озёр, протягивавшихся с северо-востока на юго-запад вдоль края Скандинавского ледникового щита и покрывавших своими водами просторы низменностей вдоль рек Арктиче-

ского бассейна и водосбора Верхней Волги (Квасов, 1975). Исходя из этой концепции, представления о существовании и осушении гипотетического Тверского приледникового озера как лимитирующего фактора первоначального заселения стали доминирующими при изучении ландшафтов и археологических памятников Заболотского торфяника

на Дубнинской низине, входящей в состав Верхневолжской низменности (Алешинская и др., 1992, 2001; Сидоров, 1996, 2009; Сорокин, 2009, 2016; Lozovski et al., 2013, 2014; Gracheva et al., 2015; Лозовская, 2018, 2019; Сорокин и др., 2018).

В последние годы стали накапливаться данные, ставящие под сомнение существование обширных прогляциальных озёр в верхней Волге в поздневалдайское время (Уткина, 2017; Panin et al., 2020 a, b; Baranov et al., 2022; Borisova et al., 2022) Появились

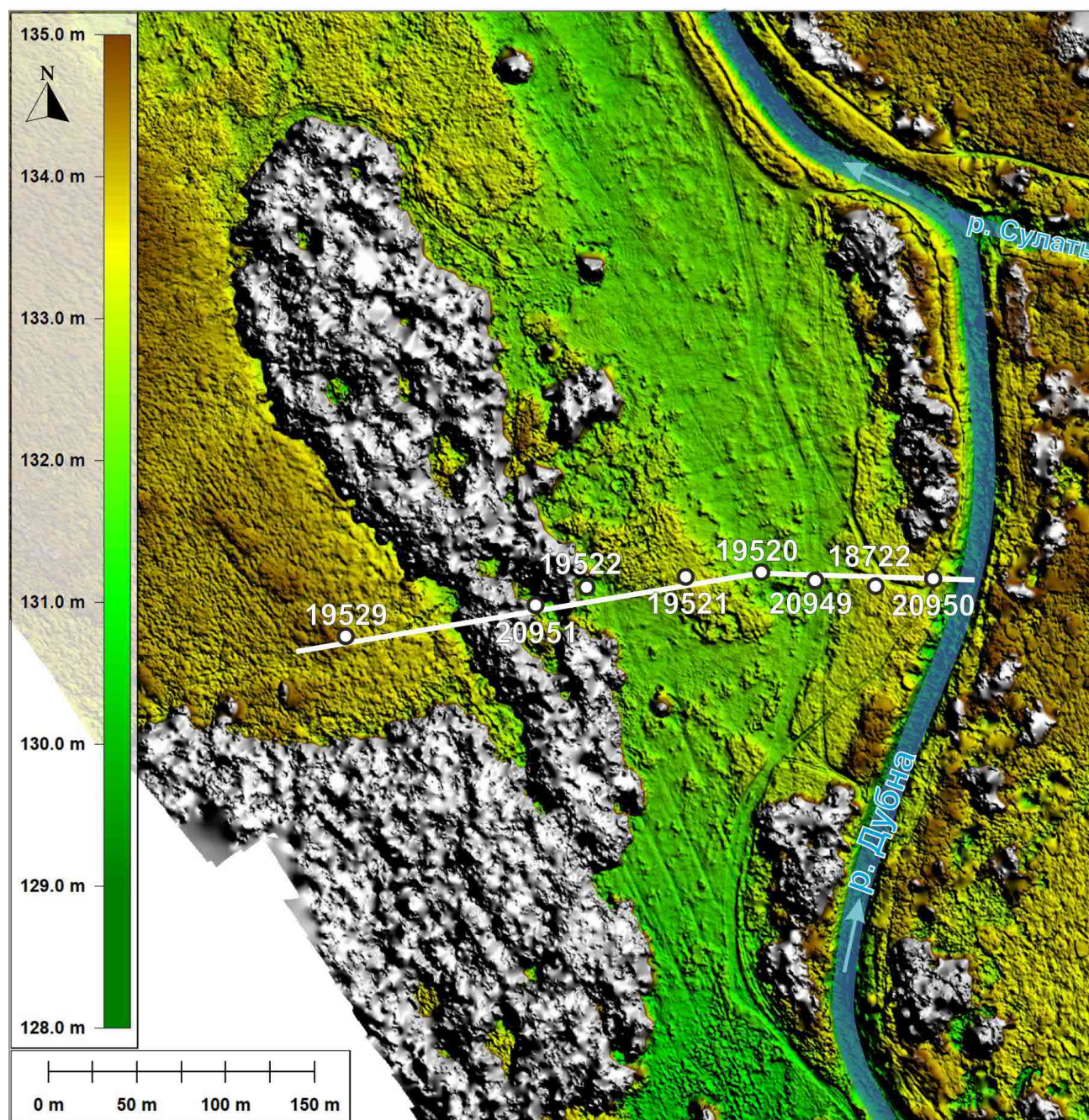


Рис. 2. Расположение буровых скважин на левобережном участке поймы р. Дубны

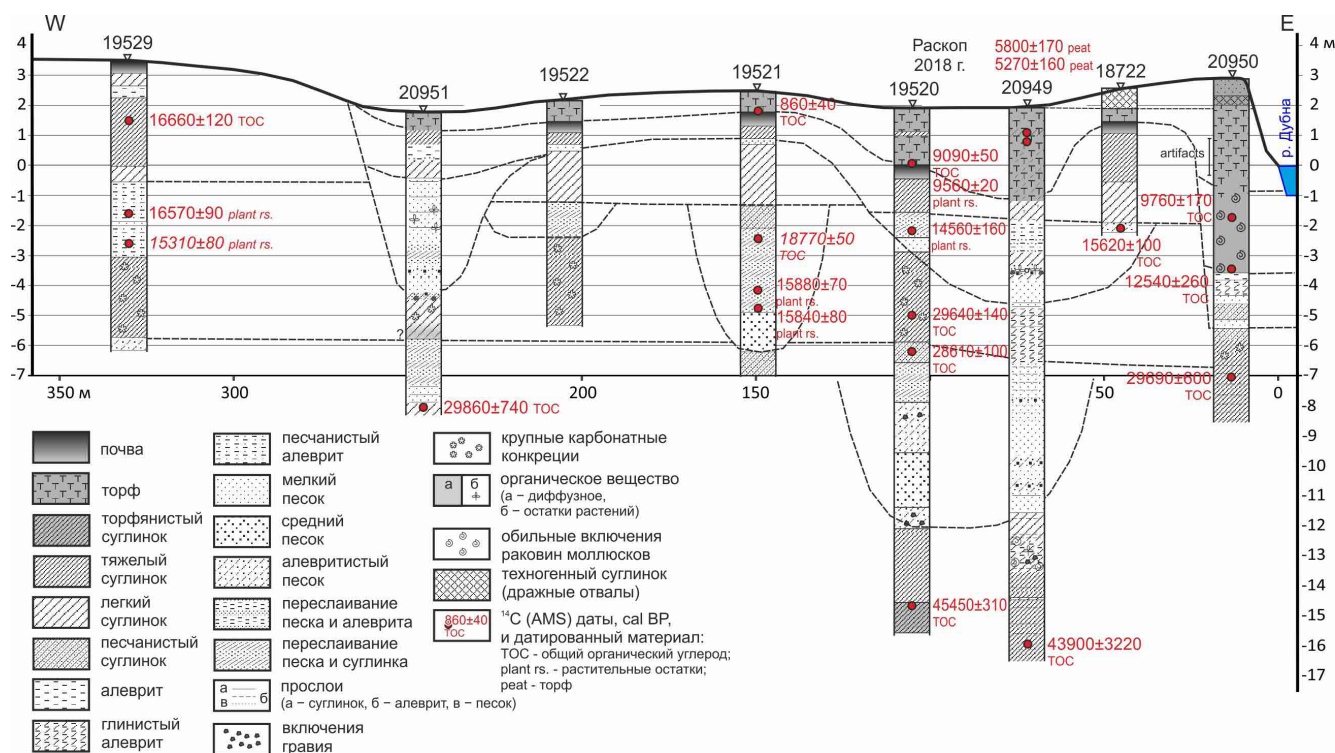


Рис. 3. Буровой профиль через левобережную пойму р. Дубны

также археологические свидетельства более раннего, чем считалось, появления человека в этом регионе (Жилин, 2007; Сорокин и др., 2009; Сорокин, Хамакава, 2014; Sorokin, 2006, 2007). Таким образом, назрела необходимость разрешения противоречий между свидетельствами раннего развития территории и принятыми в течение длительного времени палеогеографическими представлениями. С этой целью в 2018–2021 годах на Заболотском торфянике были проведены специальные исследования, предварительные результаты которых опубликованы (Сорокин и др., 2021; Панин и др., 2022b; Panin et al., 2020). В настоящей работе обобщены результаты изучения геоморфологических и палеогеографических обстановок на Дубнинской низины и рассмотрен вопрос о возможности её первоначального заселения уже

в позднеледниковое время.

Материалы и методы. Дубнинская низина характеризуется плоским рельефом с перепадами высот лишь в первые метры. Из-за отсутствия уклонов и малой глубины врезания реки Дубны и её притоков большая часть территории интенсивно заболочена. Район исследований расположен в 150 км к юго-востоку от максимальной границы поздневалдайского оледенения (рис. 1) и приурочен к левобережной регулярно затопляемой заболоченной пойме р. Дубны — правого притока Волги. Территория сложена торфяниками мощностью от 0.5 до 2.0 м, подстилаемыми толщей средних и тяжелых суглинков, формирование которых до недавнего времени связывалось с отложениями Тверского подледникового озера.

В связи с необходимостью реконструкции истории развития ландшафта в ходе

исследования, помимо классических археологических методов, в разные годы проводились топографическая (тахеометрическая) съемка местности, ортофотосъемка с беспилотного летательного аппарата (БПЛА), георадиолокационное зондирование, почвенные исследования, ручное и механическое бурение. Методика этих исследований подробно описана в работах (Сорокин и др., 2021; Панин и др., 2022). Расположение буровых скважин показано на рис. 2. Также было проведено радиоуглеродное датирование отложений и артефактов. Даты были представлены в тех же работах и в (Manninen et al., 2021).

Результаты и обсуждение. По данным бурения был построен геологический профиль через левобережную пойму р. Дубны (рис. 3). Торф, покрывающий пойму р. Дубны, подстилается суглинками, в кровле которых содержится серо-гумусовая почва с обилием нор землероев, что в совокупности с морфологией свидетельствует о луговых условиях её формирования. Из кровли этой почвы в скважине 19520 были получены две ^{14}C -даты: $9560 \pm 20 \text{ cal BP}$ и $9090 \pm 50 \text{ cal BP}$, указывающие на окончание почвообразования, вероятно, в результате заболачивания. С этого времени условия жизни здесь стали неблагоприятными.

Фациальный анализ кернов и радиоуглеродные даты позволили выделить три генерации древних русел. Возраст самой глубокой из них (дно на 11–12 м ниже современного уровня реки) оценивается интервалом между 30 и 44–45 тыс. л. н. Вторая генерация (дно на глубине 6 м) имеет возраст около 16 тыс. лет. К третьей генерации относятся два неглубоких широких палеорула с дном на глубине 2–3 м, одно из которых

датировано 14.5–15.5 тыс. кал. лет (рис. 3).

Для шести проб из основных литостратиграфических подразделений разреза 19520 О. Н. Успенская провела анализ биологических макроостатков (Панин и др., 2022; Panin et al., 2020 b). Темноокрашенный суглинок на глубине 1.9 м, непосредственно под основанием торфа, содержал почти исключительно высшие растения, как древесные, так и болотные, которые, возможно, были принесены паводковыми водами. Это подтверждает первоначальную интерпретацию данного слоя как гидроморфной пойменной почвы. Аналогичный состав биологических остатков показали суглинки на глубинах 3.1 и 5.3 м. Дополнительным признаком их субэрального происхождения (пойменные, а не озёрные отложения) является наличие единичных капсул с яйцами червей. Озёрные (озёрно-болотные) отложения распознавались на глубине 16–18 м по обилию остатков типичных водных растений (разнообразные водоросли, *Scirpus*, *Potamogeton*) и животных (*Spongia*, *Cladocera*). Из этих отложений получены радиоуглеродные даты 43–45 тыс. кал. л. (рис. 3).

Проведено радиоуглеродное датирование артефактов со стоянки Минино 2 (Manninen et al., 2021). Получено семь AMS-дат, главным образом по смоле, сохранившейся в желобках наконечников копий. Из них три позднеплейстоценовые (в интервале 12.6–15.5 тыс. кал. л. н.) для артефактов рессетинской культуры и четыре раннеголоценовые для изделий заднепилевской культуры (в интервале 10.3–10.9 тыс. кал. л. н.). Благодаря прямому AMS-датированию артефактов впервые удалось надежно обосновать позднеплейстоценовый возраст рессетинских древностей.

Представленные результаты приводят к выводу о необходимости пересмотра геоморфологической модели региона и представлений о существовании в поздневалдайское время Тверского приледникового озера, занимавшего всю Верхневолжскую низменность и её составную часть — Дубнинскую котловину. Судя по новым данным, в последнюю ледниковую эпоху дно бассейна занимала мигрирующая р. Дубна, а за её берегами накапливались паводковые отложения — аллювий пойменной фации. Из-за малых уклонов река и весенние пойменные потоки текли крайне медленно, что обусловило очень тонкий состав аллювия. Русловая фация представлена алевритистыми мелкозернистыми песками и супесями, пойменная — алевритистыми суглинками, очень похожими на озёрные отложения, что долгие годы и поддерживало иллюзию существования огромного озера, осушенного незадолго до прихода первых людей. На самом деле в последние, по крайней мере, 30 тыс. лет на Дубнинской низменности преобладали флювиальные геоморфологические обстановки, что не мешало заселению Заболотского района уже во второй половине поздневалдайской эпохи, а не на рубеже плейстоцена и голоцена, как считалось ранее. Это подтверждается и серией радиоуглеродных (AMS) дат, полученных для артефактов рессетинской культуры на стоянке Менино 2, самая древняя из которых — 15,5 тыс. кал. л. н.

Выводы. Геоморфологические данные и их палеогидрологическая интерпретация свидетельствуют о существовании на Дубнинской низине не позднее 30 тыс. л. н. древней реки Дубны, которая впоследствии (14–16 тыс. л. н.) сформировала пойму

с крупными флювиальными формами рельефа, доступную для сезонного заселения. Потенциальная «готовность» ландшафта к заселению сдерживалась не столько географическими условиями, сколько наличием самого населения, способного осваивать обширные низменности Восточно-Европейской равнины. Новые прямые радиоуглеродные даты по артефактам позволяют датировать время первоначального освоения района Заболотья носителями рессетинской культуры не позднее 15 500 л. н.

Геоморфологические и палеогеографические исследования выполнены в рамках проекта РНФ № 22–17–00259, археологические — в рамках госзадания Института археологии РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алешинская А. С., Лаврушин Ю. А., Спиридонова Е. А. (2001) *Геолого-палеоэкологические события голоцена и среда обитания древнего человека в районе археологического памятника Замостье 2*. Каменный век Европейских равнин: объекты из органических материалов и структура поселений как отражение человеческой культуры. Сергиев Посад: Подкова. С. 248–254.

Алешинская З. В., Гунова В. С., Лефлат О. Н. (1992) *История озёр центрального региона Русской равнины*. История озёр Восточно-Европейской равнины. Л.: Наука. С. 166–182.

Жилин М. Г. (2007) *Финальный палеолит Ярославского Поволжья*. М.: ИА РАН. 142 с.

Замостье 2. Озёрное поселение древних рыболовов эпохи мезолита-неолита в бассейне Верхней Волги (2013) Отв. ред.

В.М. Лозовский, О.В. Лозовская, И. Кlemente-Конте. СПб.: Издательство ИИМК РАН. 240 с.

Квасов Д.Д. (1975) *Позднечетвичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы*. Л.: Наука. 278 с.

Лозовская О.В. (2018) *Стоянка Замостье 2 – место охоты или рыбной ловли? Стратегия жизнеобеспечения в каменном веке, прямые и косвенные свидетельства рыболовства и собирательства*. СПб.: ИИМК РАН. С. 24–27.

Лозовская О.В. (2019) *Торфяниковая стоянка Замостье 2: некоторые итоги и перспективы исследований*. Прошлое человечества в трудах петербургских археологов на рубеже тысячелетий. СПб: Петербургское Востоковедение. С. 139–156.

Панин А.В., Сорокин А.Н., Бричёва С.С. и др. (2022) *История формирования ландшафтов Заболотского торфяника в контексте инициального заселения Дубнинской низины (бассейн верхней Волги)*. Вестник археологии, антропологии и этнографии. № 2 (57). С. 85–100. <https://doi.org/10.20874/2071-0437-2022-57-2-7>

Сидоров В.В. (1996) *Озёрные системы бассейна р. Дубны в неолите*. Тверской археологический сборник. Вып. 2. С. 249–258.

Сидоров В.В. (2009) *Реконструкции в первобытной археологии*. М.: Таус. 216 с.

Сорокин А.Н., Панин А.В., Смирнов А.Л. и др. (2021) *Первоначальное освоение Заболотского края по данным новейших геоархеологических исследований*. КСИА. Вып. 265. С.45–60.

Сорокин А.Н. (2009) *Заболотский торфяник: находки и проблемы*. Археологические открытия 1991–2004 гг. Европейская Россия. М.: ИА РАН. С. 82–94.

Сорокин А.Н. (2016) *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.). М.: Институт географии РАН. С. 716–721.

Сорокин А.Н., Хамакава М. (2014) *Геоархеологические объекты Заболотского торфяника на территории Европейской России*. Известия ИГУ. Сер. Геоархеология. Этнология. Антропология. Т. 10. С. 50–93.

Уткина А.О. (2017) *К вопросу об эволюции поздневалдайских приледниковых озёр в бассейне Верхней Волги*. Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. № 5. С. 435–440.

Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A. et al. (2016) *Glaciomorphological Map of the Russian Federation*. Quaternary International. 2016. Vol. 420. P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>

Baranov D.V., Utkina A.O., Panin A.V. (2022) *Tver proglacial lake (Tver region, Russia): myth or reality*. Limnology and Freshwater Biology. No. 4 (SI:Paleo2022). P. 1383–1384. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1383>

Borisova O., Konstantinov E., Utkina A. et al. (2022) *On the existence of a large proglacial lake in the Rostov-Kostroma lowland, north-central European Russia*. Journal of Quaternary Science. Vol. 37. Iss. 8. P. 1442–1459. <https://doi.org/10.1002/jqs.3454>

Gracheva R., Vandenberghe J., Sorokin A. et al. (2015) *Mesolithic-Neolithic settlements Minino 2 and Zamostye 5 in their geo-environmental setting (Upper Volga Lowland,*

Central Russia). Quaternary International. Vol. 370. P. 29–39. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.02.001>

Lozovski V., Lozovskaya O., Mazurkevich A. et al. (2014) *Lake Mesolithic — 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. Vol. 324. P. 146–161.

Manninen M.A., Asheichyk V., Jonuks T. et al. (2021) *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 Archaeological Method and Theory. Vol. 28. P. 845–870. <https://doi.org/10.1007/s10816-021-09517-7>

Panin A.V., Sorokin A.N., Uspenskaya O.N. (2020b) *Revision of the concept of the Tver*

glacial lake in the Upper Volga Lowland in MIS 2. Limnology and Freshwater Biology. No. 4 (SI:Paleo2020). P. 448–450. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-448>

Panin A., Astakhov V., Komatsu G. et al. (2020a) *Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia*. Earth-Science Reviews. Vol. 201. 103069. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069>

Sorokin A.N. (2006) *The Final Palaeolithic in Central Russia*. Archaeologia Baltica. Vol 7. P. 120–135.

Sorokin A.N. (2007) *The Final Palaeolithic of Central Russia: Problem and Solution*. Kobusiewicz M., Kabacinski J. (Eds.). Studies in the Final Palaeolithic Settlement of the Great European Plain. Poznan. P. 157–173.

ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САРСКОГО БОЛОТА

**В. С. Посаженникова ^{1,*}, Е. В. Гаранкина ¹, Е. А. Константинов ²,
Н. Е. Зарецкая ², А. Л. Захаров ², А. И. Рудинская ²,
И. Г. Шоркунов ²**

¹ *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

² *Институт географии РАН, Москва, Россия*

** E-mail: pszhnnkvtl@gmail.com*

На основе данных комплексного литологического анализа и радиоуглеродного датирования была проведена корреляция палеоклиматической записи, вскрытой керном из центральной части котловины Сарского болота, с изотопно-кислородной кривой по Гренландскому ледяному керну. Результаты показывают, что озёрная седиментация в исследуемой котловине началась не позднее 25 тыс. л. н. и, вероятно, продолжалась вплоть до предбореала, когда в результате заполнения котловины осадками и высокой биопродуктивности началось заболачивание. В отложениях фиксируются основные стадиалы и интерстадиалы, начиная с последнего ледникового максимума. Расчёт темпов седиментации показал, что наибольшие скорости характерны для бёллинг-аллерёдского потепления (около 2 мм/год). Это обусловлено активизацией эрозионных процессов около 15–14 тыс. л. н. с последующим ростом биопродуктивности озёра 14–12 тыс. л. н. Наименьшие темпы седиментации (менее 0.5 мм/год) были получены для голоцена.

Ключевые слова: палеолимнология, палеоархивы, озёрные отложения, темпы осадконакопления, поздний плейстоцен, голоцен

В центральной части Восточно-Европейской равнины (ВЕР) детально исследованы отложения крупных озёрных котловин в обширных низменностях — Верхневолжской, Мещёрской, Ростовской и т.д. (История озёр ..., 1992; История плейстоценовых озёр ..., 1998). Однако за счёт своих размеров, а также наличия активного стока многие объекты дают лишь генерализованный региональный сигнал гидроклиматических изменений низкого временного разре-

шения, а их озёрные летописи оказываются нарушены размывами и переотложением осадков. С конца прошлого столетия палеолимнологические исследования сконцентрированы на поиске и изучении отложений максимально длинных, непрерывных и высокоразрешающих колонок озёрных отложений. Выбор объекта с удачным геоморфологическим положением — на междуречье с небольшим водосборным бассейном без крупных рек, — может обеспечить полу-

чение подобной колонки. Так, в результате анализа данных дистанционного зондирования, полевых работ и бурения был обнаружен мощный междуречный озёрный палеоархив конца позднего плейстоцена в центральной части Борисоглебской возвышенности – котловина Сарского болота.

Район исследования. Сарское болото располагается в пределах грядово-холмистого конечноморенного рельефа московского оледенения. Котловина зажата между субмеридионально вытянутыми изометричными грядами, её днище имеет в плане

овальную форму размером 1.8 на 2.5 км. Превышение вершин холмов, окружающих болото, составляет 20–30 м, а бровок их вершинных поверхностей – 15–20 м. Крутизна склонов холмов, окружающих котловину, достигает 8–9°. В южной части болота берёт своё начало река Сара, впадающая затем в оз. Неро. Врез русла практически отсутствует. Поверхность болота слабовыпуклая, наклонена на юг к истоку реки Сары. Микрорельеф кочковатый, по периферии – плоский с разводьями и сплавидами; в центральной части болото покрыто редкими

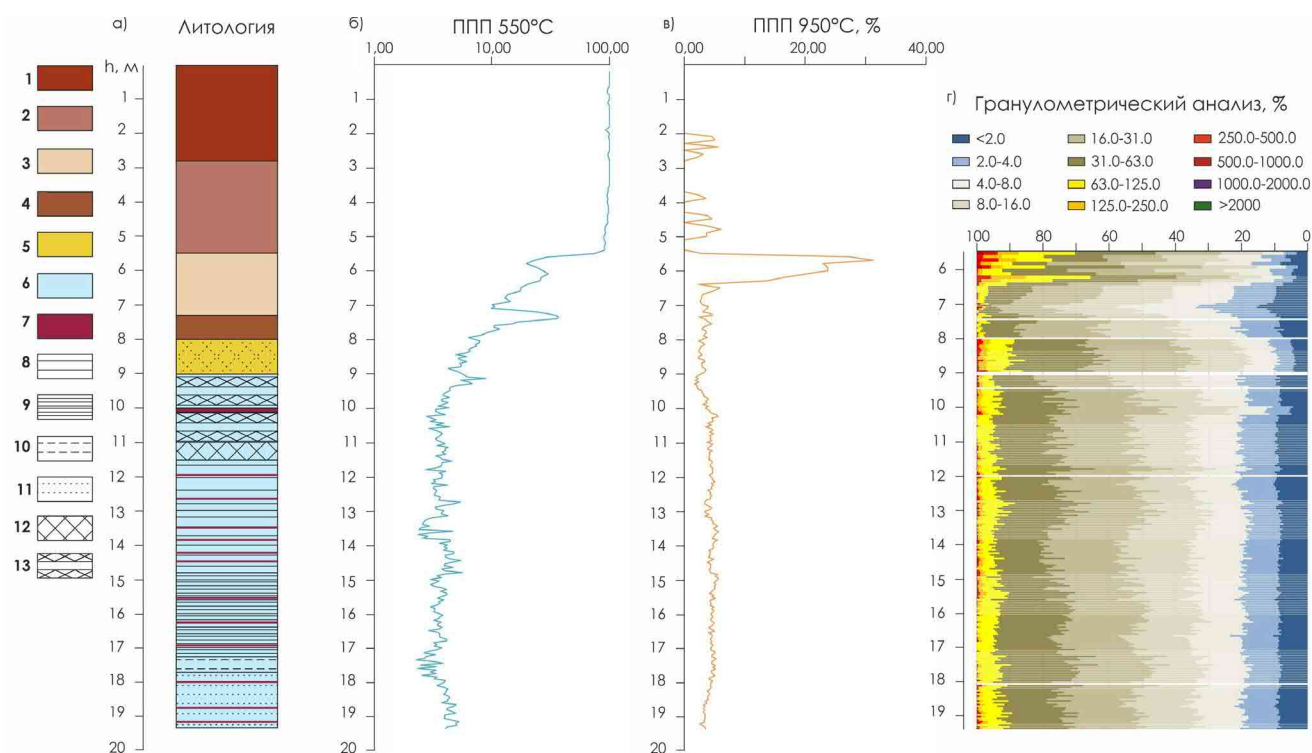


Рис. 1. Литологическое строение ядра GAT-6A Сарского болота: а) литологическая колонка по данным текстурного анализа (б-г) распределение: ППП 550 °C (б), ППП 950 °C (в), гранулометрического состава (г). 1 – слаборазложившийся торф; 2 – среднеразложившийся торф; 3 – органокарбонатный ил; 4 – органический ил; 5 – опесчаненный суглинок; 6 – суглинок; 7 – макроостатки мхов; 8 – контрастная см-слоистость; 9 – контрастная мм-слоистость; 10 – неконтрастная см-слоистость; 11 – неясная слоистость; 12 – пятнистость; 13 – дм-стоистость с мелкопятнистыми прослоями

невысокими соснами. В южной, наиболее обводненной части, оно представляет собой топкую трясиину. Питание происходит преимущественно за счёт атмосферных осадков и поверхностно-сточных вод, что влияет на обеднённое видовое разнообразие растительности болота и, соответственно, невысокую скорость торфообразования. Дно болота плоское, выстлано мощными древними озёрными отложениями. Торфяная залежь в наиболее глубоких местах достигает 6 м, тогда как среднее значение — 3.8 м. Болото относится к смешанному и верховому типам (Горохова, Маракаев, 2009).

Методика работ. Опорная скважина GAT-6A была заложена в центральной части Сарского болота после прохождения серии разведочных скважин по субмеридиональному профилю в северной части котловины. Бурение осуществлялось в два этапа: до 8 м с помощью русского торфяного бура, тогда как ниже 8 м и до забоя отбор происходил ручным озёрным поршневым буром Ливингстона. Длина извлечённой колонки составила 19.5 м, в ней выделяются верхняя пачка, сложенная торфом (5.4 м), ниже залегает более метра карбонатного органо-минерального ила, а с глубины 6.6-6.8 м следует неконтрастно-слоистая суглинистая пачка с прослоями торфа и макроостатками мхов.

Образцы кернa были исследованы аналитическими методами (рис. 1). Текстуальный анализ проводился по детальным снимкам зачищенных кернов. Потери при прокаливании (ППП) были определены по стандартной методике Heiri et al. (2001). Гранулометрический анализ проводился с использованием лазерного анализатора размеров частиц Malvern Mastersizer 3000.

ППП и гранулометрический анализ были выполнены А.А. Мареевой и Л.И.Лазуковой в лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН. Радиоуглеродные даты были получены в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГ РАН и центре прикладных изотопных исследований университета Джорджия (США).

Результаты и обсуждение. Была проведена корреляция палеоклиматической записи, вскрытой керном Сарского болота и изотопно-кислородной кривой, полученной по ледяному Гренландскому керну NGRIP (North Greenland Ice core Project) (рис. 2). В качестве прокси, наиболее подходящего для сопоставления с трендами изменения относительного содержания изотопа $\delta^{18}\text{O}$, среди имеющихся была выбрана кривая распределения ППП 550 °C, которая характеризует относительное изменение содержания органического вещества в осадке. Корреляция проводилась с учётом основных изменений в гранулометрическом составе, характере текстур и карбонатности на основании кривой ППП 950 °C (рис. 1). Полученная дата 22 300–22 600 л. н. позволяет отнести время формирования нижней части кернa (19.4–15.8 м) к последнему ледниковому максимуму (ПЛМ), о чём свидетельствует и низкая доля органического вещества. Осадок тонкослоистый, минералогенный, вероятно, был образован в глубоководном олиготрофном водоёме. Постепенный рост показателя ППП 550 °C с увеличением частоты прослоев макроостатков свидетельствует о росте биопродуктивности в озере, что, вероятно, происходило синхронно с нарастающим потеплением, приуроченном к началу главной дегляциации.

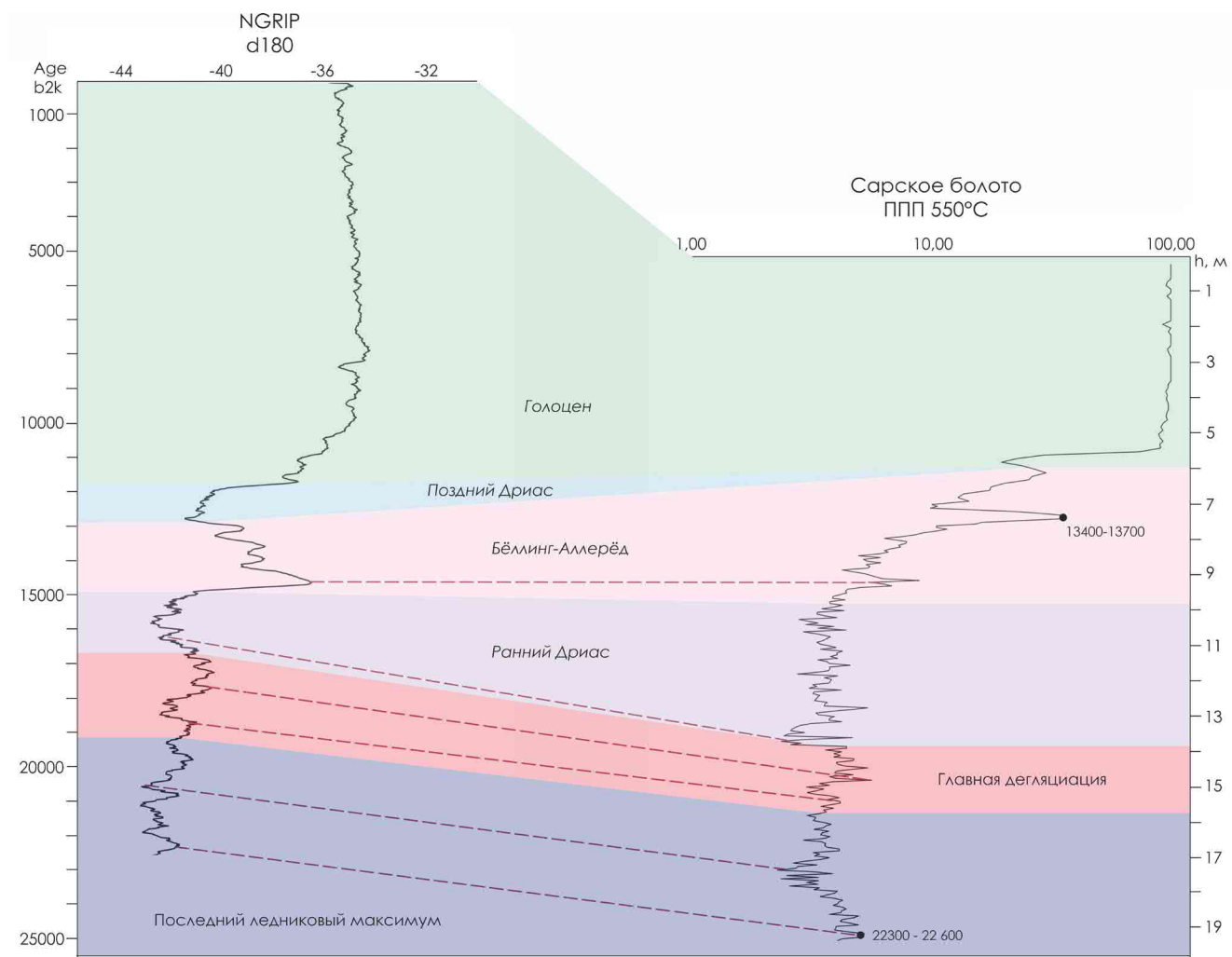


Рис. 2. Корреляция относительных потеплений климата в кривых распределения различных прокси — ППП 550 °С в керне Сарского болота и изотопно-кислородной кривой ($\delta^{18}O$) по ледяному Гренландскому керну NGRIP

ации (Palacios et al., 2023). С 13.9 м миллиметровая слоистость сменяется на сантиметровую, синхронно сокращается содержание органического вещества с 8–10 до 3–5 %, что позволяет соотносить данное событие с холодной эпохой раннего дриаса (16 900–14 700 л. н.), характеризующегося резким снижением температур в полярных регионах.

Выше залегают слои органо-минерального (маломощный прослой, соответству-

ющий нижнему крупному пику на кривой ППП 550 °С) и опесчаненного (резкое сокращение доли органического вещества в интервале 8–9 м) суглинка. С 7.5 м начинается органический ил. Данный интервал керна Сарского болота можно соотносить с бёллинг-аллерёдским потеплением (14 700–12 850 л. н), которое находит своё отражение в резком росте температур в полярных регионах. Наибольший пик ППП 550 °С датируется 13 400–13 000 л. н., тогда

как максимальное потепление фиксируется изотопным событием 14 500 л. н. Расхождение в поведении кривых, вероятно, объясняются инертностью ландшафтов относительно практически мгновенной реакции изотопного состава. Можно предположить, что сначала отреагировала более чувствительная водная экосистема, что отражается в увеличении доли органического вещества в интервале 9.8–9.0 м. Затем, в связи с вытаиванием мерзлоты, произошла активизация склоновых процессов (рост песчаной фракции в интервале глубин 9–8 м), после чего увеличилась и биопродуктивность ландшафтов (увеличение значений кривой с 8 м).

С 6 м происходит резкое уменьшение доли органического вещества, синхронное с ростом карбонатности и опесчаненности осадка, что можно сопоставить с изотопным событием, маркирующим потепление пребореала. Подобный пик карбонатов, синхронный с увеличением доли песчаной фракции, в целом, характерен для подобных палеоархив в пределах центра ВЕР и отражает региональные особенности озёрной седиментации (Konstantinov et al., 2021; Filippova et al., 2022). В работе (Rudinskaya et al., 2022) подобное явление связывают с увеличением биопродуктивности озера — низкое содержание углекислоты в мелководном довольно тёплом водоёме спровоцировало образование кальцита на поверхности озёрных растений и его дальнейшее выпадение в осадок. С 5.3 м происходит резкое увеличение значений ППП 550 °С вплоть до 100 % — фиксируется смена озёрной седиментации на болотную на фоне обмеления водоёма и роста биопродуктивности. Данное событие, вероятно, связано со значительным потеплением голоцена.

На основе проведённой корреляции

и выделения хроностратиграфических границ была построена возрастная модель для отложений в котловине Сарского болота и рассчитаны темпы седиментации. Так, во время ПЛМ темпы седиментации в среднем составляли 1.1 мм/год, во время начала дегляциации валдайского ледника скорости уменьшились на 0.1 мм/год, что может быть связано с увеличением роли автохтонного образования осадка в условиях потепления и сокращения поступления склонового материала за счет улучшения вегетативных условий на водосборе. В раннем дриасе, когда климат вновь вернулся к параметрам близким к последнему ледниковому максимуму, темпы седиментации увеличились вдвое — с 0.95 до 1.82 мм/год. Вновь произошло сокращение биопродуктивности растительности, в связи с чем, увеличилась площадь незадернованных склонов. Вероятно, это привело к интенсификации склоновых процессов и, соответственно, относительно обильному поступлению минерального вещества в водоём.

Период от начала бёллинг-аллерёдского потепления и до 13 600 л. н. характеризуется наибольшими темпами седиментации — 2.18 мм/год. Это может говорить о том, что со сменой температурных условий началось вытаивание мерзлоты, послужившее катализатором для активизации склоновых процессов — это находит своё отражение в метровой толще опесчаненного суглинка на глубине 8–9 м. Затем склоны начали закрепляться растительностью, аллохтонное поступление осадков сменилось на преимущественно автохтонное — в водоёме начал образовываться органический ил закономерно не позднее чем с 13 600 тыс. л. н. и до конца бёллинг-аллерёдского потепления темпы седиментации сократились до 1.75 м / год.

В голоцене темпы осадконакопления сократились более чем в 5 раз — до 0.40 мм/год. Вероятно, в большей мере это обусловлено локальными факторами — уменьшилась глубина озера в период бёллинг-аллерёдского потепления за счёт значительного выполнения котловины осадками, также на это повлияло и то, что началась смена водного режима с озёрного на болотный. Такое медленное торфообразование также объясняется локальными условиями — питание болота происходило преимущественно за счёт атмосферных осадков и поверхностно-сточных вод и влияло на обеднённое видовое разнообразие растительности (Горохова, Маракаев, 2009).

Выводы. Сарское болото обладает автономным геоморфологическим положением — тяготеет к вершинной поверхности междуречий и обладает малой площадью водосбора (7.5–7.7 км²), что способствует тому, что седиментация обеспечивалась лишь привносом склонового материала с междуречий и органогенным осадконакоплением. Данные радиоуглеродного анализа, а также хроностратиграфической корреляции с гринландским ледниковым керном NGRIP показали, что относительно непрерывная седиментация в котловине Сарского болота шла как минимум с последнего ледникового максимума (МИС 2) при относительной стабильности динамических условий на фоне ритмических (сезонных или событийных) колебаний. Подобная летопись в дальнейшем позволит детализировать климатостратиграфическую схему центральной части ВЕР.

Исследование проведено при финансовой поддержке РНФ (проект № 23-77-10063).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Горохова В.В., Маракаев О.А. (2009) *Экосистемы болот Ярославской области: состояние и охрана*. Ярославль: изд-во Ярославский гос. ун-т им. ПГ Демидова. 156 с.

История озёр Восточно-Европейской равнины (1992) Под ред. А.Ф. Трешникова (гл. ред.) и др. СПб.: Наука. Ленингр. отделение. 262 с.

История плейстоценовых озёр Восточно-Европейской равнины (1998) Под ред. В.И. Хомутовой и др. СПб.: Наука. Ленингр. отделение. 404 с.

Константинов Е.А. Карпухина Н.В., Захаров А.Л. и др. (2023) *Колебания уровня озера Неро в голоцене*. Геоморфология и палеогеография. Т. 54. №. 2. С. 51–60. <https://doi.org/10.31857/S2949178923020044>

Filippova K. G., Konstantinov E. A., Borisova O. K. et al. (2022) *Lake Chukhlomskoe in the Late Pleistocene and Holocene (Kostroma region, Russia)*. Limnology and Freshwater Biology. № 4 (SI:Paleo2022). С. 1417–1420. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1417>

Konstantinov E. A., Panin A. V., Karpukhina N. V. et al. (2021) *The riverine past of Lake Seliger*. Water resources. 2021. Vol. 48. P. 635–645. <https://doi.org/10.1134/S0097807821050110>

Palacios D., Hughes P. D., Sanchez Goñi M. F. et al. (2023) *The terminations of the glacial cycles*. European Glacial Landscapes. Elsevier. P. 11–24. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00002-4>

Rudinskaya A. I., Zakharov A. L., Konstantinov E. A. et al. (2022) *Conditions of sedimentation in the Sarskoye Swamp (Yaroslavl region, Russia) in the Late Glacial and Holocene*. Limnology and Freshwater Biology. № 4 (SI:Paleo2022). P. 1553–1555. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1553>

ПОЧВЫ МОСКВЫ В РАЙОНАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Т. В. Прокофьева^{1,*}

¹ *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

^{*} *E-mail: tatianaprokofieva@yandex.ru*

Типичные почвы городов постоянно обновляются в результате комплекса антропогенных воздействий в городской среде, связанных с перемещением больших масс грунта, и находятся на ранних стадиях развития почвообразовательного процесса. В силу молодости свойства городских почв зависят от субстратов. Цель настоящей работы – показать и зависимость современных антропогенных почв г. Москвы от изначального природного почвенно-породного разнообразия. Показано, что на начальных этапах антропогенное воздействие увеличивает разнообразие почв. Однако усиление воздействия городской среды, окончательное уничтожение природных и культурных резерватов и сознательные мероприятия, направленные на унификацию почв поселений, резко сокращают почвенное и вместе с ним и биологическое разнообразие города. Экотонные эффекты при переходе от территорий парков к городской застройке и при переходе от исторических территорий к новозастроенным увеличивают разнообразие почвенных профилей, которые состоят как из антропогенных, так и из природных горизонтов. Влияние природного почвенно-породного фона на свойства почв, уменьшается в эволюционных рядах городского почвообразования, но не утрачивается, т.к. сохраняются общий автоморфный или гидроморфный характер почвообразования и природная минеральная матрица.

Ключевые слова: городские почвы, разнообразие почв г. Москвы, почвообразующие породы

Территория г. Москвы включает в себя несколько ландшафтно-геоморфологических районов. Западная и южная части города располагаются на моренных равнинах Смоленско-Московской возвышенности, восточная часть территории распространяется на территорию Мещёрской низменной равнины. Центральная часть города находится в пределах достаточно широкой на этом участке долине р. Москва с тремя надпойменными террасами и поймой (Лихачева и др., 2007).

В.А. Низовцев с соавторами (Культура ..., 2004; Экологический ..., 2000) выделяют 9 ландшафтных районов на период рубежа первого и второго тысячелетий новой эры. Выделение водораздельных районов связано с наличием постепенных переходов от моренных равнин к флювиогляциальным; три долинных района соответствуют ареалам аллювиальных почв и отложений различного минералогического и гранулометрического составов.

Про типичные почвы городов известно,



Рис. 1. Ряд почв разной степени антропогенной трансформации (моренная равнина) на покровно-суглинистых отложениях

что они постоянно обновляются в результате комплекса антропогенных воздействий в городской среде связанных с перемещением больших масс грунта, и находятся на ранних стадиях развития почвообразовательного процесса (Строганова и Агаркова, 1992). В силу молодости свойства городских почв зависят от субстратов.

Целью работы является показать сходство и зависимость современных антропогенных почв г. Москвы от изначального природного почвенно-породного разнообразия.

Материалы и методы. Были обследованы естественно-исторические парки (ООПТ) и небольшие исторические сады и скверы, селитебные территории близ парков, участки в пределах долины Москвы-реки и малых рек. А также изучены почвы придорожных территорий и отдельные почвенные разрезы в центральной части Москвы (в гра-

ницах города на 2012 год).

Для диагностики почв использовались классификация городских почв (Прокофьева и др., 2014) и, для определения почв с природными профилями, классификация почв России (Классификация ..., 2004). На некоторых участках изучались морфологические свойства почв на разных уровнях организации и, в лабораторных условиях, определялись аналитические показатели, характеризующие химические, физические, физико-химические и некоторые биологические свойства. По результатам работ с применением ГИС-технологий построена почвенная карта Москвы в масштабе 1:200000 (Prokof'eva, Martynenko, 2017).

Результаты исследования и их обсуждение. Многообразие почвообразующих пород, связанное с нахождением города на границе нескольких ландшафтных районов (моренные равнины покрытые лёс-

совидными покровными суглинистыми отложениями и имеющие двучленное и даже трехчленное строение; флювиогляциальная равнина; хорошо выраженные террасы р. Москвы, верхняя (третья) из которых сложена флювиогляциальными полимиктовыми песками Днепровско-Донского оледенения; аллювиальные отложения пойм; выходы дочетвертичных пород) обусловило высокое разнообразие изначального естественного почвенного покрова на территории современного города.

Центральная часть Москвы покрыта культурным слоем с развивающимися на нем специфическими городскими почвами — урбостратоземами различной мощности и рекультивационными телами — конструктороземами и реплантоземами.

На периферии города в составе почвенного покрова встречаются профили, сложенные как антропогенными, так и природными горизонтами. В центральной части, в пределах Третьего транспортного кольца, почвы с природными горизонтами встречаются только в исторических садах и на территориях ограниченного посещения. Как правило, лучше сохраняются нижние части профилей. Техногенные отложения представлены строительными грунтами — перемешанными природными отложениями и почвами, загрязненными строительным и бытовым мусором. Они определяют минералогическую основу современных почв, что при морфологическом обследовании читается в цвете, гранулометрическом составе и других признаках.

Окраинные зоны (территории застройки начиная с 1980-х годов и до Московской кольцевой автодороги) характеризуется примерно равным соотношением естествен-

ных и техногенных насыпных грунтов, но площади распространения техногенных грунтов постепенно увеличиваются. Благодаря разнообразию почвообразующих пород в пределах ООПТ г. Москвы выделено более 40 неспецифических для города почвенных типов, описанных в российской классификации (КиДПР, 2004). Почвенный покров периферийной части Москвы демонстрирует наличие различных переходных разностей между местными природными почвами и урбостратоземами (экотонный эффект).

Состав почвенного покрова города отражает весь спектр почвенных разностей в ряду естественные почвы на естественных породах — типы их антропогенных модификаций. Почвенные разности в этом ряду можно рассматривать, как стадии антропогенной эволюции природных почв (деградационные и проградационные трансформации); молодых почв и рекультивированных почвоподобных тел на техногенных отложениях. Состав и степень контрастности почвенных разностей определяется во многом типом функционального использования и историей развития территории (т.е. сменой типа функционального использования в пространстве и во времени) (рис. 1).

Многообразие профилей разной степени трансформации позволяет сделать следующие выводы. На начальных этапах антропогенное воздействие увеличивает разнообразие почв. Однако усиление воздействия городской среды, окончательное уничтожение природных и культурных резерватов и сознательные мероприятия, направленные на унификацию почв поселений, резко сокращают почвенное и вместе с ним и биологическое разнообразие города.

Экотонные эффекты при переходе от территорий парков к городской застройке и при переходе от исторических территорий к новозастроенным увеличивают разнообразие почвенных профилей, которые состоят как из антропогенных, так и из природных горизонтов.

Влияние природного почвенно-породного фона на свойства почв, уменьшается в эволюционных рядах городского почвообразования, но не утрачивается, т.к. сохраняются общий автоморфный или гидроморфный характер почвообразования и природная минеральная матрица. Городские почвы внутри ландшафтно-геоморфологических районов имеют схожую минеральную (почвенно-породную) основу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Классификация и диагностика почв России (2004) Составители: Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: «Ойкумена». 342с.

Культура средневековой Москвы: Исторические ландшафты. 3 том (2004) Под ред.

Л.А. Беляева, Т.А. Макаровой, С.З. Чернова. М.: Наука. 576 с.

Лихачева Э.А. (2007) *Экологические хроники Москвы*. М.: Медиа-Пресс. 304с.

Прокофьева Т.В., Герасимова М.И., Безуглова О.С. и др. (2014) *Включение почв и почвоподобных тел городских территорий в Классификацию и диагностику почв России*. Почвоведение. № 10. С. 959–967. <https://doi.org/10.7868/So032180X14100104>

Строганова М.Н., Агаркова М.Г. (1992) *Городские почвы: опыт изучения и систематика*. Почвоведение. № 7. С. 16–24.

Экологический атлас Москвы (2000) Правительство Москвы; Гос. ком. по охране окружающей среды г. Москвы (и др.); рук. проекта И.Н. Ильина. М.: АБФ/ABF. 96 с.

Prokofeva T.V., Martynenko I.A. (2017) *Urban soil surveys: The case of Moscow, Russia*. Soils within Cities. Global approaches to their sustainable management — composition, properties, and functions of soils of the urban environment. Stuttgart: Catena Soil Science. P. 129–139.

**ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ,
УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ И ГЕНЕЗИС
ПЫЛЕВАТЫХ СУПЕСЧАНО-СУГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
В ПРЕДЕЛАХ ОВИНИЩЕНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ,
ШЕКСНИНСКО-КОСТРОМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ
И МОЛОГО-ШЕКСНИНСКОЙ НИЗИНЫ
И СВОЙСТВА РАЗВИТЫХ НА НИХ ПОЧВ**

А. В. Русаков^{1,*}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

* E-mail: spp-ob@mail.ru

Рассмотрены вопросы пространственной дифференциации, условия осадконакопления и генезис проблематичных, до сих пор вызывающих дискуссии, позднеплейстоценовых безвалунных крупнопылеватых супесчано-суглинистых отложений ближайшей перигляциальной зоны центра Русской равнины. Фактическим материалом исследований послужили данные крупномасштабного картографирования почвенного покрова (ПП) Ярославской области (1986–1990 гг.), включающие анализ, в том числе статистический, гранулометрического состава по 419 почвенным разрезам. Поздневалдайский (МИС 2) возраст этих лёссовидных отложений подтверждается подстилаемыми средневалдайскими гиттиями, торфами и палеопочвами (МИС 3). Установлена пространственная дифференциация и высотный градиент в свойствах пылеватых безвалунных супесчано-суглинистых отложений, что позволило выделить две группы отложений. Первая группа — имеющие наибольшее распространение поздневалдайские наносы *субаквального генезиса* (супеси и суглинки), приуроченные к террасовидным поверхностям рельефа московского и валдайского возраста с абс.выс. ~100–180 м. Происхождение этой группы, по-видимому, можно связать с существованием подпрудного озера, в результате чего доставка, сортировка и отложение взмученного материала осуществлялись преимущественно в водной среде. Вторая группа — *субаэральные* пылеватые суглинки, выстилающие водораздельные пространства с абс.выс. выше 180 м, накапливавшиеся в течение всей валдайской эпохи в основном эоловым путем и в результате криолитогенеза. Выявлено усиление текстурной дифференциации в дерново-подзолистых почвах от низких ярусов рельефа к высоким, отраженное через убыль информационной энтропии гранулометрического состава в элювиальных горизонтах и увеличение степени дифференциации профиля по илу.

Ключевые слова: текстурно-дифференцированные почвы, лёссовидные отложения, Овинищенская возвышенность, Молого-Шекснинская равнина

Современное состояние ландшафтов, особенности строения и свойств почвообра-

зующих пород (ПОП) и организации почвенного покрова (ПП) обширной перигляциальной зоны центра Русской равнины закладывались в позднем неоплейстоцене. Выявление палеогеографической основы формирования почв как компонента ландшафта, закономерностей их развития во времени является фундаментальной проблемой географии почв и ландшафтоведения. Ярославское Поволжье относится к ключевым регионам, где, несмотря в целом на хорошую изученность стратиграфии неоплейстоцена и ПП, остаются нерешенными и дискуссионными ряд актуальных проблем палеогеографии и физической географии. Прежде всего — обширной группы широко распространенных лёссовидных отложений, требующих выяснения генезиса, палеогеографической обстановки седиментации, условий залегания и возраста, которые выступают в качестве литогенной основы сформированных на них голоценовых почв.

Материалы и методы. Фактическим

материалом послужили картографические, морфолого-генетические и аналитические данные по почвам, сформированным на супесчано-суглинистых лёссовидных отложениях, полученные на основе крупномасштабного картографирования ПП землепользований Ярославской области (1986–1990 гг.).

**Результаты исследования и их об-
суждение.** Первый ключевой массив пло-
щадью 1500 км² расположен в юго-западной
части Молого-Шекснинской низины и при-
мыкающих к ней террасированных скло-
нов Овинищенской возвышенности (рис. 1).
Установлено, что в пределах I и II ярусов ре-
льефа — низких и высоких древнеозёрных
террас послемосковского возраста (Пробле-
мы стратиграфии ..., 2000; 2001), ПОП пред-
ставлены пылеватыми озёрными супесями,
с включением ареалов суглинков, содержа-
щих педогенные карбонаты и выветрелые
раковины пресноводных моллюсков. В ли-
тологическом строении III яруса (а.о. 146–
160 м) преобладают двучленные отложения

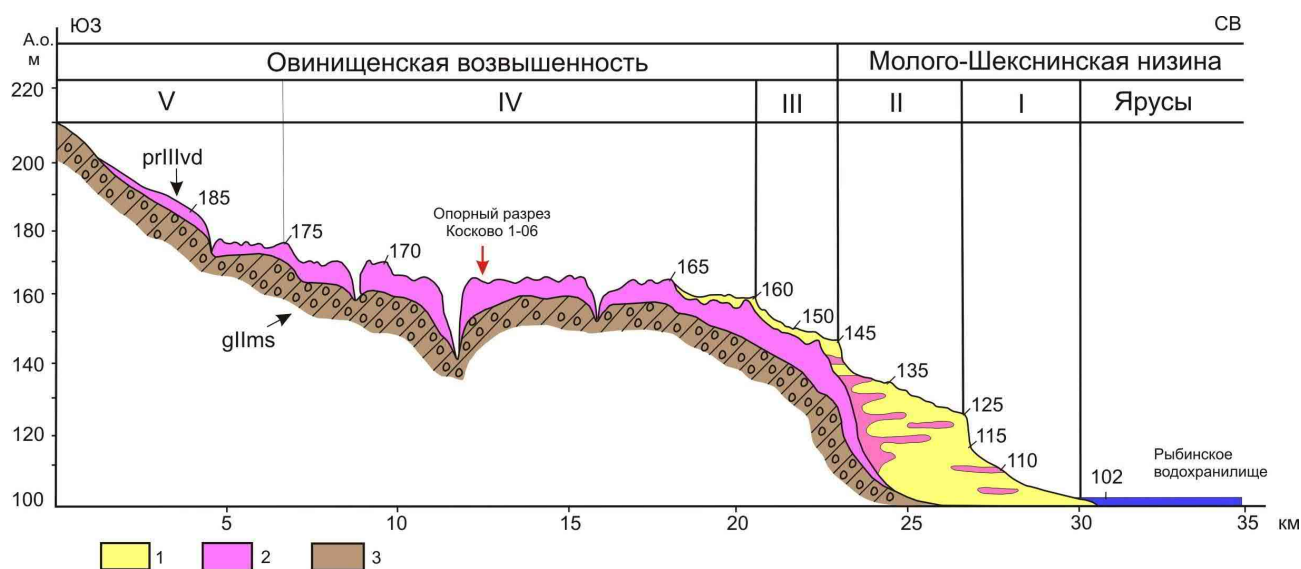


Рис. 1. Литолого-геоморфологический профиль района исследования.
1 — пылеватые супеси; 2 — пылеватые суглинки; 3 — моренные суглинки

— супеси, перекрывающие пылеватые суглинки. Выше а.о. 160 м пылеватые породы представлены исключительно суглинками (рис. 1). Анализ вариационных показателей гранулометрического состава по почвенным горизонтам (данные по 145-ти разрезам) показал, что во всей вскрытой толще заметно преобладает фракция крупной пыли. Идентичность гранулометрического состава супесей, распространённых на низких древнеозёрных террасах (I ярус), где озёрный генезис отложений несомненен, и вышележащих II и III ярусов рельефа (вплоть до поверхности с а.о. 160 м) заставляет предположить их озёрный тип седиментогенеза, что, впрочем, не исключает аккумуляцию пылеватого материала эоловым путем. Морфолого-генетический анализ почвенных профилей, заложенных в пределах ключевого массива, сравнительное изучение опорных разрезов позднего неоплейстоцена Шестихино и Кашин (Арсланов и др., 1970, 1981) (а.о. 130–140 м), Шенское (Заррина и др.,

1973) (а.о. 160 м) и Косково (Rusakov et al., 2019) (а.о. 171 м), подтверждает выдвинутое предположение о преимущественно аквально-м типе седиментогенеза пылеватого материала. В этих разрезах под суглинисто-супесчаной толщей (МИС 2) мощностью 4–6 м, залегают остатки гиттий, торфов и/или палеопочвы, относящиеся к стадии МИС 3. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о поздневалдайском времени накопления толщи исследованных крупнопылеватых отложений до гипсометрических уровней с а.о. ~175–180 м.

Для подтверждения гипотезы аквальной седиментации супесчано-суглинистых отложений была проведена статистическая обработка данных гранулометрического состава пород (почвенные горизонты ВС и/или С) исследованного ключевого массива. Выявлялся характер и направленность изменения величин ряда параметров информативной энтропии (Hr) и медианного диаметра частиц (Md), рассчитанных

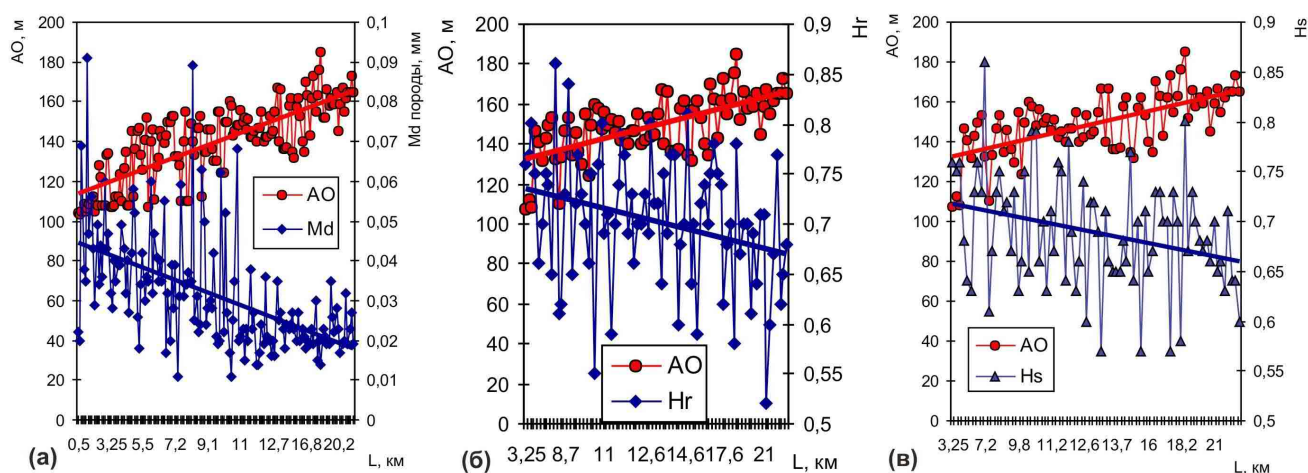


Рис. 2. Зависимости: между медианным диаметром Md супесчано-суглинистых пылеватых пород, абсолютными отметками разрезов AO и их удаленностью от ординарной линии L (а); между энтропийной мерой сортированности пород Hr (б) и почв Hs (в), AO и L

Таблица 1. Зависимости Md , Hr , Hs от гипсометрического положения разрезов (АО) и удаленности от ординарной линии (L)

Пылеватые породы	Параметры, коэффициенты корреляции (r)			n	Sr	tr	t_{05}
		АО	L				
Суглинки	Hr	—	-0.31	80	0.11	2.92	1.98
	Hs	—	-0.32	80	0.11	2.94	1.98
Супеси и суглинки	Md	-0.51		145	0.07	7.14	1.97
			-0.50	145	0.07	6.84	1.97

Таблица 2. Зависимость КД по илу для дерново-глубокоподзолистых почв, dHs , HsE от АО и L .

Параметры, коэффициенты корреляции (r)			n	Sr	tr	t_{05}
	АО	L				
КД	0.46		44	0.14	5.62	3.22
		0.47	44	0.14	5.85	3.22
dHs	0.55	—	37	0.14	3.91	2.03
HsE		-0.42	33	0.16	2.60	2.04
	-0.44		33	0.16	2.79	2.04

Таблица 3. Вариационно-статистические показатели фракции мелкого песка (%) в почвах по породам на различных геоморфологических уровнях

Гипсометрический уровень, а.о., м	Почвообразующая порода	Горизонт											
		А1(Апах)			А2(А2В)			В			С(ВС)		
		X	V	n	X	V	n	X	V	n	X	V	n
< 120	БЛС ОС	19 28	3.2 5.0	62 12	22 30	3.3 0.6	45 8	18 32	3.6 0.3	54 4	20 29	3.4 1.0	37 4
120–135	БЛС ОС	16 30	4.7 2.5	80 4	15 31	7.3 2.3	62 3	15 27	3.6 0.4	58 4	15 25	4.4 1.8	42 5
135–150	БЛС ОС	11 0	5.2	59	13 0	4.1	47	10 0	11.0	50	7 0	11.8	24
> 150	БЛС ОС	13 0	4.9	53	15 0	4.5	44	9 0	8.7	42	8 0	9.7	37

БЛС – бескарбонатные лёссовидные суглинки; ОС – озёрные супеси

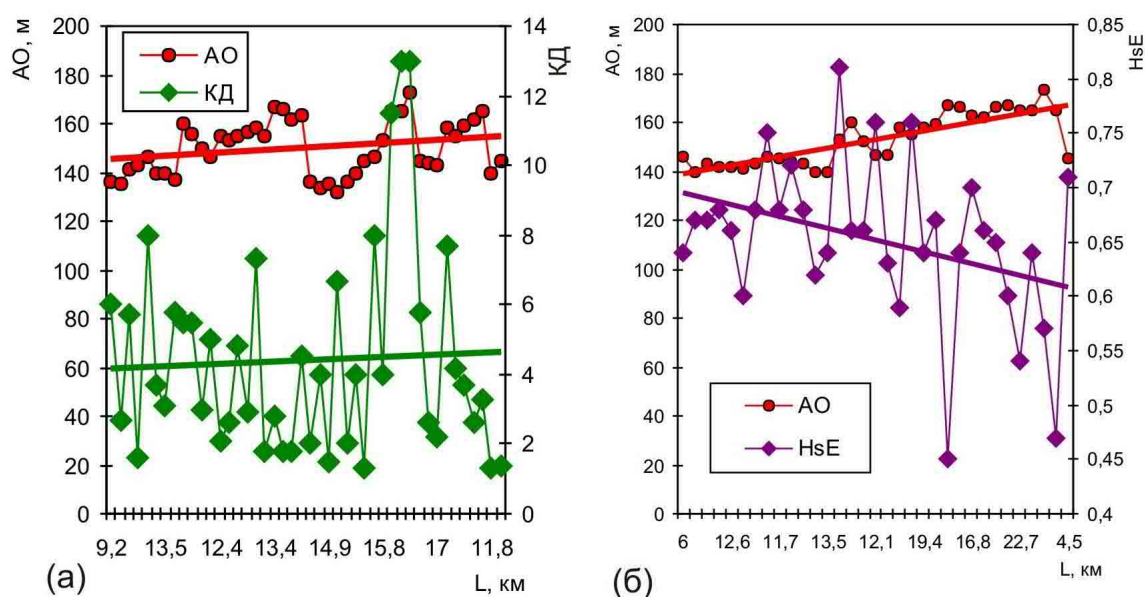


Рис. 3. Зависимость между КД по илу для дерново-глубокоподзолистых почв, АО и L (а), HsE (независимо от степени оподзоленности), АО и L (б) почв на пылеватых суглинках

на основе данных гранулометрического состава, т.е. зависимость удаленности почвенных разрезов (1) от ординарной линии (ОЛ) — берега Рыбинского водохранилища и/или долин впадающих в него крупных рек и (2) от абсолютных отметок поверхности, к которым приурочены почвы (рис. 2б).

Установлено уменьшение величин Md для всего массива пылеватых супесчано-суглинистых пород с увеличением гипсометрического положения разрезов и удаленностью от ОЛ (табл. 1, рис. 2а). Выявлено уменьшение величин информационной энтропии как для пород (Hr), так и в целом по профилю (усредненные величины для каждого горизонта) изученных почв (Hs) с увеличением гипсометрического положения разрезов и удаленностью от ОЛ (табл. 1, рис. 2б, в). Это отражает увеличение упорядоченности гранулометрического состава почв и пород, вызванное увеличением в них доли крупнопылевой фракции.

Однотипность гранулометрического со-

става и близкие значения параметров Md и Hr как пылеватых супесей, слагающих низкие террасы (I ярус) Молого-Шекснинского озера, так и супесей и суглинков, слагающих высокие гипсометрические уровни (II и III ярусы), вплоть до а.о. 175–180 м, а также принадлежность всех типов пылеватых отложений данного района к единому парагенетическому ряду, скорее всего, является результатом озёрной седиментации (что не исключает попадание пылеватых частиц на поверхность водоема). Снижение уровня подпрудного озера приводило к значительному расширению площади суши и вовлечению поверхностных отложений в процессы гипергенеза и почвообразования. Чем ниже располагался гипсометрический уровень, тем позже там проявлялись эти процессы. Возраст почвообразования на освобождающихся от воды поверхностях будет возрастать с увеличением гипсометрического уровня. Выявленные изменения гранулометрического состава отражаются

в увеличении степени дифференциации профилей дерново-глубокоподзолистых почв по илу (КД) с возрастанием абсолютных отметок поверхностей, к которым приурочены почвы и удаленностью от ОЛ (табл. 2, рис. 3а). Величина разности энтропийной меры сортированности гранулометрического состава между горизонтами ВС(С) и верхней частью профиля дерново-глубокоподзолистых почв (dH_s) также закономерно увеличивается с ростом а.о. поверхности (табл. 2).

Наряду с этим, выявлена отрицательная корреляция энтропийной меры сортированности собственно элювиального горизонта как от а.о. поверхности, так и от удаленности от ОЛ (табл. 2, рис. 3б), т.е. уменьшение информационной энтропии в горизонтах Е/ЕL, обязанное увеличению меры упорядоченности гранулометрической системы оподзоленных горизонтов (прежде всего за счет увеличения мономодальности по илу),

отражает бóльшую длительность времени почвообразования (интенсивность элювирования илистого вещества) на более высоких и удаленных от ОЛ геоморфологических уровнях (верхних ярусов рельефа), а значит — отражает поэтапное освобождение поверхностей в результате снижения уровня подпрудного озера.

Второй ключевой массив площадью 4.4 тыс. км² занимает центральную и западную части Шекснинско-Костромского междуречья и охватывает Молого-Шекснинскую низину и примыкающие к ней поверхности Вологодской и Даниловской возвышенностей. На поверхностях с а.о. 102–120 м (I ярус) прослеживается серия позднеплейстоценовых озёрных террас, связанных с древними береговыми линиями (Разрезы отложений.... 1977 и др.). Этот ярус рельефа ограничен крутым и повсеместно хорошо выраженным уступом к III абразионно-аккумулятивной террасе (а.о. 120–

Таблица 4. Оценка различий по содержанию фракции мелкого песка в зависимости от гипсометрического уровня поверхности, почвообразующей породы и генетических горизонтов

Дисперсия	Критерий F		НСР _{0.5}
	$F_{\text{факт}}$	$F_{0.5}$	0.3
Гипсометрический уровень (фактор А)	105.49	2.78	0.1
Порода (фактор В)	28.7	4.02	не опр.
Горизонты (фактор С)	0.94	2.78	0.5
Взаимодействия АВ	56.81	2.78	не опр.
АС	0.23	2.06	– « » –
ВС	0.60	2.78	– « » –

Для всего массива данных НСР_{0.5} = 2.1 %. Для удобства обработки данных в качестве повторений ($n=3$) использовали максимальное, минимальное и среднее значение сравниваемых вариационных рядов.

135 м) позднеледникового возраста (Ауслендер, 1966; Разрезы ..., 1977). Поверхности II–V ярусов (а.о. 120–200 м) представляют собой западную оконечность Вологодской возвышенности. В составе ПОП всего массива резко преобладают пылеватые бескарбонатные (лёссовидные) суглинки, представленные как однородным чехлом, так и в виде различных вариантов двучленных наносов, в совокупности составляющие около 70 % от общей площади.

При выявлении закономерностей геоморфологической дифференциации лёссовидных отложений в качестве диагностического показателя влияния литолого-геоморфологических условий на состав почвообразующих пород была использована фракция мелкого песка. В этой связи была проведена статистическая обработка содержания фракции 0.25–0.05 мм в основных генетических горизонтах автоморфных и полугидроморфных дерново-подзолистых почв. Статистической обработке были подвергнуты данные по 270-ти разрезам.

Полученные данные (табл. 3) показывают, что достоверно уменьшается содержание фракции мелкого песка по генетическим горизонтам почв, развитых на пылеватых суглинках, с повышением их гипсометрического положения.

Содержание фракции мелкого песка в почвах, развитых на озёрных супесях, заметно выше, чем в почвах на пылеватых суглинках (табл. 3). Для выяснения влияния различных условий на содержание фракции 0.25–0.05 мм в почвах, был применен трехфакторный дисперсионный анализ по наиболее существенным факторам. К ним относятся: 1) гипсометрические отметки поверхности, на которой закладыва-

лись почвенные разрезы; 2) почвообразующая порода; 3) генетические горизонты. Установлено, что на варьирование признаков, связанных со всеми тремя факторами, приходится 74.7 % всей вариабельности. Связь между содержанием мелкого песка и выбранными признаками тесная ($\eta = 0.86$). После вычленения действия каждого фактора с помощью дисперсионного анализа выявлено, что 44.9 % всей вариабельности содержания мелкого песка связано с гипсометрическим уровнем поверхности, а взаимосвязь между этими показателями тесная ($\eta = 0.67$).

Таким образом, содержание мелкопесчаной фракции в почвах определяется высотой гипсометрического положения почвенных разрезов, типом почвообразующей породы и совместным действием этих факторов (табл. 4). Согласно данным, приведённым в таблицах 3 и 4, генетические горизонты почв практически не различаются по содержанию фракции мелкого песка. Выявленное нами достоверное и закономерное уменьшение мелкопесчаной фракции в профиле дерново-подзолистых почв, развитых на бескарбонатных пылеватых суглинках, с возрастанием гипсометрических отметок, должно было сказываться на изменении величин медианного диаметра (Md) этих пород, в зависимости от геоморфологических условий их седиментации, обусловленных, прежде всего, а.о. поверхности пород, и удаленностью их от ОЛ.

Для решения этой задачи и получения наиболее яркой и полной картины корреляционной зависимости между величинами Md лёссовидных суглинков и а.о. поверхности, к которым приурочены почвенные разрезы, весь массив статистических данных

по ключевому массиву (по 194 разрезам) был ранжирован по высотному градиенту в пределах каждого яруса рельефа Шекснинско-Костромского междуречья. Всего выделено 15 групп: среди I яруса рельефа выявлено 4 группы (а.о. 105–125 м), II яруса — 4 группы (а.о. 126–143 м), III яруса — 3 группы (а.о. 145–158 м), IV яруса — 3 группы (а.о. 161–176 м) и в пределах V яруса — 1 группа (а.о. 180–188 м). Подобным образом выделено также 15 групп по удаленности от ОЛ. Результаты исследований показали тесную существенную обратную связь между величинами Md суглинков и гипсометрическими отметками поверхности почвенных разрезов ($r = -0.74$) и удаленностью от ординарной линии ($r = -0.60$). Приведенные материалы свидетельствуют в пользу поэтапной седиментации более тонкого пылевато-суглинистого материала в водной среде в пределах высоких ярусов рельефа и на большем удалении от ОЛ — берега Рыбинского водохранилища. Прямым подтверждением поздневалдайского возраста (МИС 2) озёрных седиментов, представленных пылеватыми суглинками с четкой слоистостью, является их подстиление в пределах высоких террасовидных поверхностей (не ниже а.о. 160 м), надежно датированными палеопочвами стадии МИС 3, изученными нами в опорном разрезе Щетинское в непосредственной близости от рассмотренного массива (Rusakov, Sedov, 2012).

Поскольку исследованные почвы не различаются по содержанию мелкого песка, следовательно, степень текстурной дифференциации почвенного профиля в толще пылеватого суглинка должна определяться длительность педогенеза, обусловленного, помимо прочих условий, одновремен-

ностью выхода террасовидных поверхностей для процессов гипергенеза и почвообразования. Действительно, это нашло подтверждение на примере обширного (~1 тыс. км²) участка в пределах исследованного массива Шекснинско-Костромского междуречья, включающего приводораздельные части (а.о. 200 м) и склоны южной экспозиции Вологодской возвышенности, а также котловинообразные озёровидные расширения по долинам крупных рек (а.о. 110–120 м). Здесь исследовалась степень текстурной дифференциации дерново-подзолистых почв в зависимости от а.о. поверхности, к которым приурочены почвы. Статистически обосновано, что с увеличением гипсометрического уровня разрезов, сопровождаемого уменьшением медианного диаметра частиц в ПОП ($r = -0.30$; $n = 65$; $tr = 2.52$; $t_{05} = 2.00$) достоверно увеличивается степень текстурной дифференциации почв, которая наиболее ярко выявлена для дерново-глубоко-подзолистых почв ($r = 0.60$; $n = 26$, $tr = 3.71$, $t_{05} = 2.06$).

Выводы. Установлена пространственная дифференциация и высотный градиент в свойствах пылеватых безвалунных супесчано-суглинистых отложений в перигляциальной зоне центра Русской равнины. Это позволило выделить две группы отложений. Первая — имеющие наибольшее распространение поздневалдайские (МИС 2) наносы субаквального генезиса (супеси и суглинки), приуроченные к террасовидным поверхностям рельефа московского и валдайского возраста с а.о. ~100–180 м. Происхождение этой группы, по-видимому, можно связать с существованием подпрудного озера, в результате чего доставка, сортировка и отложение взмученного мате-

риала осуществлялись преимущественно в водной среде. Вторая группа — субэзральные пылеватые суглинки, выстилающие водораздельные пространства с абсолютными отметками выше 180 м, накапливавшиеся в течение всей валдайской эпохи в основном эоловым путем. Выявлено усиление текстурной дифференциации в дерново-подзолистых почвах от низких ярусов рельефа к высоким, отраженное через убыль информационной энтропии гранулометрического состава в элювиальных горизонтах и увеличение степени дифференциации профиля по илу.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 23-17-00073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арсланов Х.А., Бреслав С.Л., Громова Л.И. и др. (1970) *Новые данные о возрасте верхнеплейстоценовых отложений в Калининско-Ярославском Поволжье*. Доклады Академии Наук СССР. Т. 195. № 5. С. 1159–1162.
- Арсланов Х.А., Бреслав С.Л., Заррина Е.П. и др. (1981) *Климатостратиграфия и хронология среднего валдая северо-запада и центра Русской равнины*. Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука. С. 12–27.
- Ауслендер В.Г. (1966) *Морфологические и генетические особенности террасовых поверхностей Молого-Шекснинской низины близ г. Череповца*. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Вып. 5. Л. С. 233–240.
- Заррина Е.П., Спиридонова Е.А., Арсланов Х.А. и др. (1973) *Новый разрез средневалдайских отложений у с. Шенское*. Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние. С. 160–167.
- Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-запад России). Материалы Международного симпозиума. г. Кириллов, июнь 2000 г. (2000) М.: ГЕОС. 99 с.
- Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. Материалы симпозиума. (2001) М.: ГЕОС. 158 с.
- Разрезы отложений ледниковых районов центра Русской равнины (1977) Под ред. К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ. 195 с.
- Rusakov A., Sedov S. (2012) *Late Quaternary pedogenesis in periglacial zone of northeastern Europe near ice margins since MIS 3: timing, processes, linkages to the landscape Evolution*. Quaternary International. Vol. 265. P. 126–141. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.03.002>
- Rusakov A., Sedov S., Sheinkman A. et al. (2019) *Late Pleistocene paleosols in the extraglacial regions of Northwestern Eurasia: Pedogenesis, post-pedogenic transformation, paleoenvironmental inferences*. Quaternary International. Vol. 501 P. 174–192. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.020>

ПАЛЕОКРИОГЕННЫЙ ГЕНЕЗИС ЗАПАДИННОГО РЕЛЬЕФА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

А. Г. Рябуха^{1,*}, Д. Г. Поляков¹, И. В. Ковда^{2,},
И. Д. Стрелецкая^{3,***}**

¹ *Институт степи УрО РАН, Оренбург, Россия*

² *Почвенный институт имени В. В. Докучаева, Москва, Россия*

³ *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

** E-mail: annaryabukha@yandex.ru*

*** E-mail: ikovda@mail.ru*

**** E-mail: irinastrelets@gmail.com*

Статья посвящена результатам изучения морфологии и генезиса западного рельефа Оренбургской области, распространенного в бассейне р. Салмыш на участках резкого расширения долины реки. Траншея, заложенная через различные элементы микрорельефа, вскрыла криотурбированное строение почв с грунтовыми структурами, морфология и материал заполнения которых свидетельствуют о связи с палеокриогенными жильными образованиями. Результаты исследования показывают криогенно-термокарстовый генезис западного микрорельефа и позволяют связать его с реликтовой криогенной морфоскульптурой, образовавшейся в результате вытаявания полигонально-жильных льдов предположительно на стадии ярославского криогенеза.

Ключевые слова: посткриогенные образования, многолетняя мерзлота, псевдоморфозы, криотурбации, поздний плейстоцен

Западный рельеф широко распространен на территории Оренбургской области. Он представлен двумя морфологическими типами. Первый — крупные округлые плоскодонные западины, изолированные друг от друга и, как правило, приуроченные к междуречным пространствам или высоким террасовидным поверхностям, сложенным с лёссами и лёссовидными суглинками. Второй — западные формы размером от нескольких до 20–30 м, расположенные группами и образующие упорядоченные си-

стемы в пределах низменных равнинных участков долин, сложенных пылеватыми суглинками с линзами и прослоями органики (Рябуха, 2016).

Генезис западного рельефа до настоящего времени остается дискуссионным. За более чем столетний период изучения западных морфоскульптур было выдвинуто свыше двух десятков гипотез о природе их происхождения, которые можно объединить в несколько генетических групп: эолово-денудационные (дефляционные), суффозион-

ные, карстовые, криогенно-термокарстовые, зоогенные, эрозионные, полигенетические (результат взаимодействия нескольких факторов) и др. (Молодых, 1982). Наибольшее развитие получили суффозионная и криогенно-термокарстовая гипотезы. Причем в работах последних десятилетий все шире высказывается точка зрения о палеокриогенном генезисе крупных западин и западного микрорельефа.

Целью нашего исследования стало уточнение генезиса западного рельефа Оренбургской области. В 2021–2022 гг. проводились исследования западных ландшафтов в бассейне реки Салмыш (правый приток р. Сакмары), где они образуют обширные поля площадью до нескольких квадратных километров, развитые на участках резкого расширения долины реки. Анализ космических снимков с последующей полевой верификаций выявил порядка 10 ара-

лов с западными морфоструктурами в долине р. Салмыш и долинах её притоков.

Для детального изучения был выбран ключевой участок с четко выраженным западным микрорельефом, расположенный западнее с. Каменка Октябрьского района Оренбургской области ($52^{\circ}18'26.01''$ с.ш., $55^{\circ}12'9.72''$ в.д.) (рис. 1). Территория является частью Общесыртовско-Предуральской возвышенной провинции, для которой характерны суббореальные умеренно-континентальные типично-степные ландшафты, представленные холмисто-увалистыми денудационными равнинами. Исследуемый участок расположен на абсолютных высотах около 140 м и занимает расширенную часть долины р. Шестимир (правый приток р. Салмыш) в пределах высокой поймы и первой надпойменной террасы, сложенных крупно пылеватыми суглинками с органоминеральными линзообразными вклю-

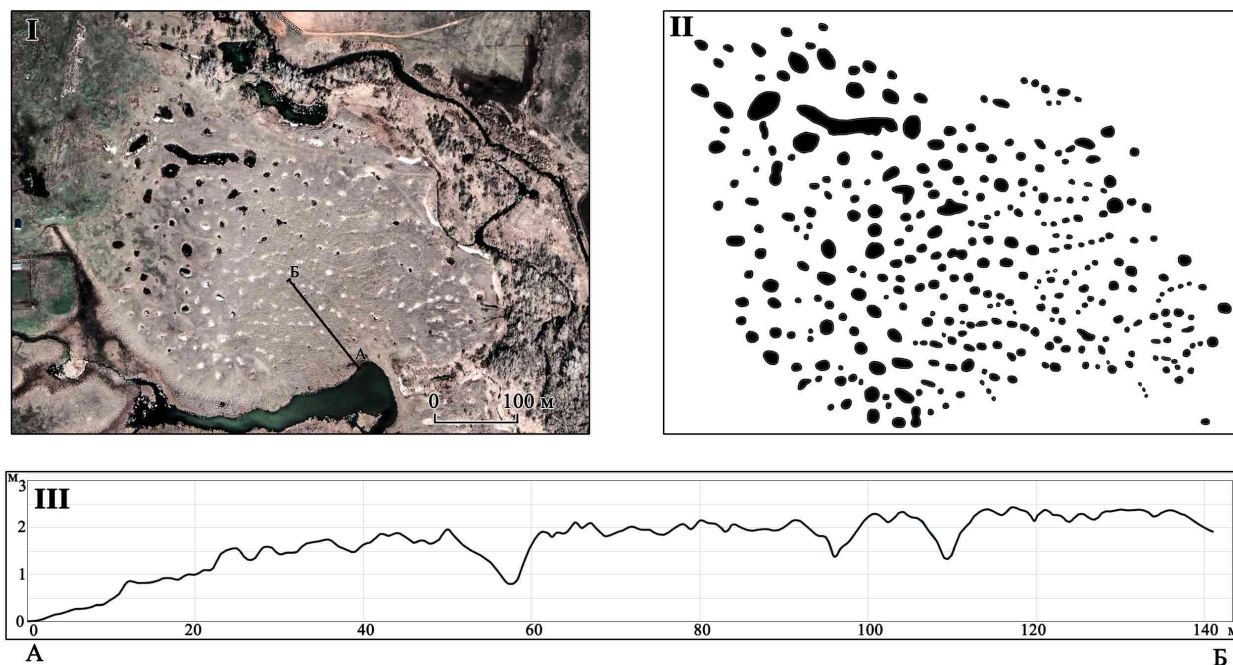


Рис. 1. I — Космический снимок участка «Каменка» (Google Earth); II — дешифрирование западного рельефа участка «Каменка»; III — топографический профиль по линии АВ

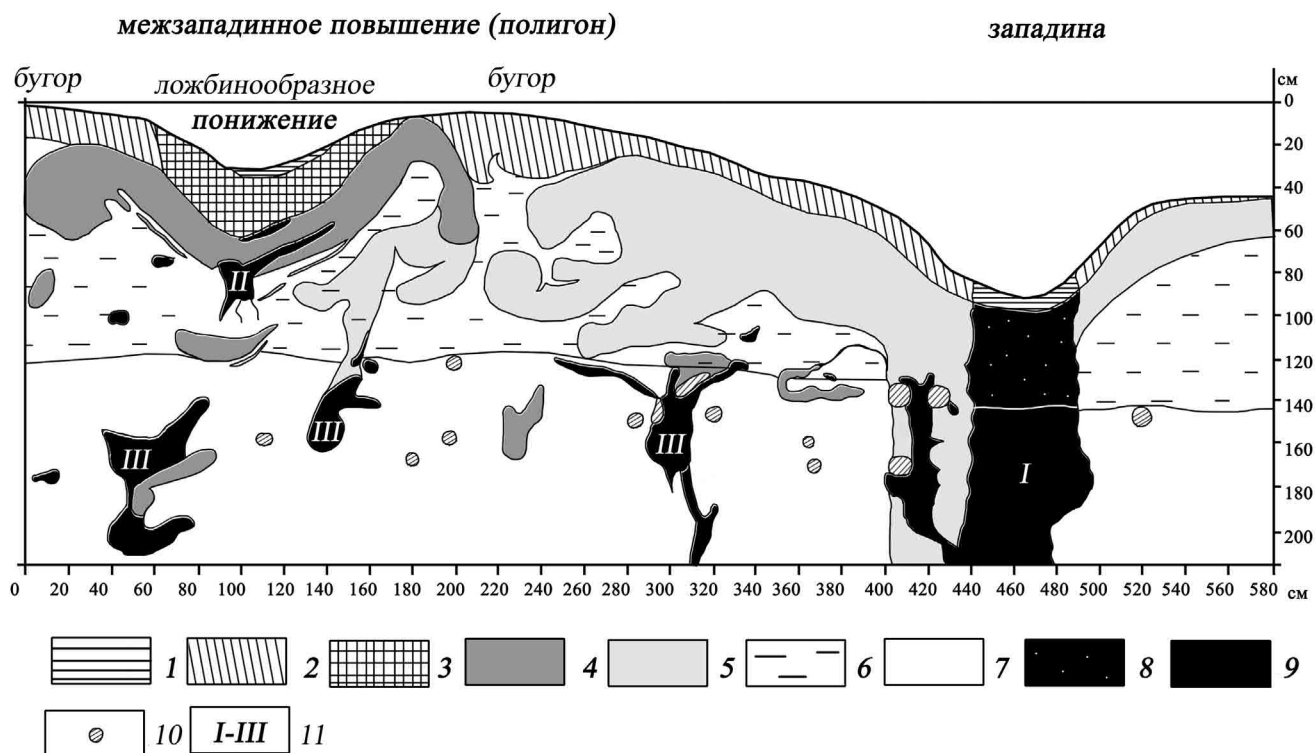


Рис. 2. Строение разреза северной стенки траншеи на участке «Каменка».

1 — дернина; 2 — коричневатого-серый пылеватый тяжелый суглинок; 3 — коричнево-черная пылеватая легкая глина; 4 — зеленовато-коричневая пылеватая легкая глина; 5 — коричневатого-светло-серый пылеватый суглинок; 6 — неоднородно окрашенный бежевый с серыми пятнами, линзами, завихрениями пылеватый тяжелый суглинок; 7 — светло-серый средний суглинок; 8 — буровато-черная, сильно разложившаяся гидрофобная органика; 9 — черная, сильно разложившаяся гидрофобная органика; 10 — кротовины; 11 — индексы типов грунтовых структур

чениями. Уровень грунтовых вод в пределах участка изменяется в зависимости от рельефа и сезона, но не поднимается выше глубины ~2.4 м. Генезис пылеватых суглинков проблематичен. Некоторые исследователи считают эти отложения озёрными, другие — эоловыми, накопившимися в условиях периодически увлажняемой поверхности (Бердников, 1976). Мы придерживаемся седиментационной гипотезы генезиса пылеватых суглинков с участием водного агента и последующей

переработкой криогенными процессами. Формирование осадков происходило в процессе выпадения тонкодисперсных, взвешенных частиц при весенних половодьях в речных долинах или в замкнутых слабопроточных водоемах. Промерзание пойменных и озёрных отложений сопровождалось ростом полигонально-жильных льдов.

На основании топографической съемки участка исследования были выявлены следующие формы рельефа: 1) западины; 2) слабо выраженные ложбинообразные понижения;

3) межзападинные пологие микроповышения диаметром до 20-30 м; 4) бугристо-ложбинный микрорельеф микроповышений. Основным ландшафтообразующим элементом участка являются западины, которые представляют собой замкнутые понижения округлой в плане формы диаметром от нескольких до 25 метров и глубиной до 1.5–2 м. Как правило, в поперечном профиле они имеют конусовидную форму. Дно часто осложнено воронкообразными углублениями размером 0.3×0.4 м и глубиной до 0.15 м. Западины расположены по полигональной сетке, представляя в плане сотовый микрорельеф.

Ложбины — это линейно вытянутые (до 15–20 м) узкие (1.5 м) понижения, ограничивающие склоны микроповышений и соединяющие западины. Глубина ложбин составляет не более 0.5 м.

Поверхность пологих повышений имеет бугристо-ложбинный микрорельеф, состоящий из серии изометричных бугров, разделённых вытянутыми понижениями. Размер бугров в поперечнике составляет от 2.5 до 3.5 м, высота — от 0.3 до 0.4 м. Форма — округлая или куполовидная, иногда пяти или шестиугольная, с крутыми склонами и уплощённой вершиной. Поверхность покрыта выцветами солей и разреженной растительностью. Бугры отделены друг от друга понижениями шириной ~0.3 м, которые хорошо видны благодаря густой зеленой растительности. Для микрорельефа характерна упорядоченность, которая заключается в регулярном чередовании бугров и понижений, образующих полигонально-сетчатый рисунок.

На участке «Каменка» была заложена



Рис. 3. I — Грунтовая структура первого типа; II и III — грунтовые структуры третьего типа

почвенная траншея глубиной 2.1 м и длиной 6 м, которая пересекла основные элементы микрорельефа. Также было заложено несколько почвенных шурфов и проведено ручное бурение до глубины 5 м.

В траншее вскрывается дислоцирован-

ная толща, представленная криотурбированными горизонтами пылеватого тяжелого суглинка, от темно-коричневого до светло-серого цвета, с линзообразными, вертикально ориентированными и клиновидными органо-минеральными включениями. По колонкам буровых скважин установлено, что с глубины ~3.5 м залегают красновато-бурые плотные пластичные глины. Верхняя часть разреза отложений изученного участка представлена на рисунке 2.

В разрезе вскрываются грунтовые структуры различных размеров и форм (в том числе клиновидные), заполненные органо-минеральным (торф) материалом черного цвета и расположенные несколькими ярусами. Границы структур резкие, четкие и хорошо выделяются на фоне белесоватого пылеватого суглинка вмещающих пород. В настоящее время в современных почвах отсутствуют темноцветные органо-минеральные отложения, которые были бы аналогами пород заполняющих структуры. Форма грунтовых структур, глубина залегания и материал заполнения свидетельствуют об их связи с палеокриогенными жильными образованиями. В зависимости от морфологии и положения в разрезе выделено три типа палеокриогенных структур.

Первый тип (I) представлен столбообразными структурами, залегающими строго под западинами (рис. 3, I). Ширина составляет ~1 м по верху при высоте ~3 м (высота подтверждена ручным бурением). Заполнение грунтовой структуры черным заторфованным материалом резко отличным от вмещающих пород, а также наличие опущенных вниз слоёв породы по бокам грунтовой структуры, указывают на её формирование после вытаивания жильного

го льда. Оттаивание жильного льда привело к заполнению образовавшейся полости вышележащими породами, которые содержали большое количество органических включений. Аналогичные грунтовые образования вскрыты в расположенных рядом западинах, что свидетельствует об их расположении по полигональной сети со стороны полигонов 20–30 м, в которой западины маркируют места пересечения бывших ледяных жил. Полигональное расположение жильных тел в плане — одно из свидетельств их морозобойного происхождения.

Ко второму типу (II) относятся грунтовые структуры, расположенные под ложбинообразными понижениями между буграми, и имеющие высоту 0.8 м. Структуры имеют резко выраженную двухъярусную форму с резко расширенной верхней котлообразной частью и суженной ниже клиновидной, расстояние между клиньями ~3 м. Верхний ярус имеет ширину 0.9 м по верху и прослеживается до 0.5 м. Нижний — имеет форму коренного зуба с тремя корнями — «хвостами», которые прослеживаются до глубины 0.8 м. Нижняя часть жилы заполнена черным гумусированным материалом и хорошо выделяется на фоне белесого пылеватого суглинка. С правой стороны к суженной части жилы по углом 30° подходит плоское линзовидное ответвление — «канал» черного цвета, по которому заторфованный органо-минеральный материал попадал в вытаявшую полость жилы. Вскрытая структура по комплексу признаков является эпигенетической грунтовой жилой, верхняя часть которой находилась в сезонно-талом слое, нижняя — возможно формировалась в слое многолетней мерзлоты.

Третий тип (III) представлен грунто-

выми структурами причудливой формы, расположенными в разрезе на глубинах от 1.2 до 2.4 м на расстоянии ~1.5–2 метра друг от друга (рис. 3, II, III). Ширина структур колеблется от 0.1 до 0.8 м, высота — до 1 м. На северной стенке траншеи в правой части грунтовая структура имеет расходящиеся в стороны линзообразные прослойки черного цвета шириной около 10 см, которые, по всей вероятности, маркируют уровень древней погребенной поверхности.

Первый и второй тип грунтовых структур выражены в рельефе: первый тип — округлой западиной диаметром 3 м и глубиной 1 м, второй — ложбинообразным понижением между буграми. Третий тип погребен, в рельефе не выражен и, возможно, является следом денудированной в прошлом поверхности. Таким образом, анализ микрорельефа участка, а также приуроченные к западинам и ложбинообразным понижениям между буграми грунтовые структуры, их размеры и расположение в плане, свидетельствуют о наличии в пределах ключевого участка двух системных реликтовых мерзлотных полигонов. Большие полигоны, размером до 20–30 м, маркируют межзападинные микроповышения и образованы после вытаивания ледяных жил; малые — диаметром 3 м и высотой 0.3–0.4 м — образованы грунтовыми жилами второго типа и приурочены к бугристому микрорельефу.

О принадлежности изученных грунтовых образований к ледяным жилам свидетельствует ряд признаков, встреченных в разрезе. Во-первых, это наличие опущенных вниз слоёв породы по бокам грунтовой структуры I типа. Во-вторых, заполнение структур заторфованным материалом, который сползал в клин после вытаивания

жильных льдов. В-третьих, это объясняет само формирование западинного рельефа и определяет его хорошую выраженность. Анализ строения почвенного разреза также свидетельствует о том, что к моменту протаивания существовал темноокрашенный торфяной горизонт (торфяник), который был полностью разрушен и сохранился только в заполнении псевдоморфоз, причем грунтовые структуры третьего типа свидетельствуют о том, что этот процесс повторялся неоднократно.

Ярусность в расположении грунтовых жил свидетельствует о цикличности в осадконакоплении и смене периодов субэральной и субаквальной седиментации в позднем неоплейстоцене в условиях многолетней мерзлоты. Ранее предложена модель циклического воздействия флювиального фактора на развитие многолетнемерзлых структур (Vandenbergh, Kasse, 1993). Седиментационный цикл сопровождается накоплением и промерзанием пойменных отложений и ростом полигонально-жильных льдов. Рост ледяных жил в условиях позднелепистоценовых перигляциальных речных пойм неоднократно прерывался фазами потепления с частичным протаиванием мерзлоты, термокарстом, заболачиванием и формированием торфяников. Похолодание сопровождалось новым этапом аллювиального осадконакопления, промерзанием и ростом жил.

В тоже время существует и другое объяснение процессов. Ю. К. Васильчук, много лет изучавший механизм формирования повторно-жильных льдов в современной криолитозоне, пришел к выводу о том, что торфяники и оторфованные горизонты поймы маркируют не только потепление клима-

та, но и субэзральную стадию развития полигонального массива, сопровождающуюся не смягчением климата, а увеличением степени суровости локальной геокриологической обстановки, т.е. снижением температур грунтов и активным ростом полигонально-жильных льдов (Васильчук, 2006).

Выводы. Формирование нескольких ярусов грунтовых жил на участке «Каменка», а также расположение участка в пределах поймы, могут свидетельствовать о нескольких циклах осадконакопления и промерзания в условиях глобальных понижений температур в прошлом.

Закономерное сочетание округлых конусовидных западин и соединяющих их прямолинейных ложбин — свидетельство формирования полигонально-жильных льдов на поймах рек Оренбуржья в прошлом. Формы образуют в плане четковидные системы, вытянутые по уклону поверхности такие же, как сейчас это наблюдается в Арктической зоне в районах сплошного распространения многолетнемерзлых пород.

Почвенные горизонты со следами интенсивных деформаций, представленных складками, изгибами, завихрениями, образовались при глубоком по сравнению с современным сезонном промерзании и (или) при сезонном оттаивании пород в эпохи криохронов.

В неоплейстоцене и в холодные эпохи голоцена на речных поймах накапливались и промерзали тонкодисперсные осадки с включениями органики, формировались полигонально-жильные льды. В условиях смены обводнения могли активизироваться процессы термокарста, заболачивания и формирования торфа. Деграция мерзлоты привела к образованию псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам.

Полученные результаты свидетельствуют о криогенно-термокарстовом генезисе изученного западного микрорельефа и позволяют связать его с реликтовой криогенной морфоскульптурой, образовавшейся в результате вытаявания полигонально-жильных льдов, вероятно, на стадии ярославского криогенеза (Величко, 1973).

Работа выполнена по теме НИР ИС УрО РАН № ГР АААА–А21–121011190016-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бердников В. В. (1976) *Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины*. М.: Наука. 126 с.

Васильчук Ю. К. (2006) *Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность*. М.: Изд-во Московского университета. 404 с.

Величко А. А. (1973) *Природный процесс в плейстоцене*. М.: Наука. 256 с.

Молодых И. И. (1982) *Грунты подов и степных блюдц субэзрального покрова Украины: Гидрогеологические и инженерно-геологические особенности*. Киев: Наукова думка. 159 с.

Рябуха А. Г. (2016) *Использование данных дистанционного зондирования при изучении реликтовой криогенной морфоскульптуры Общесыртовско-Предуральской степной провинции*. Бюллетень Оренбургского научного центра УрО РАН. № 4. 17 с. [Электронный ресурс].

Vandenberghe J., Kasse C. (1993) *Periodic ice-wedge formation and Weichselian cold – climate floodplain sedimentation in the Netherlands*. Proceedings 6th International Conference on Permafrost. Vol. 1. P. 643–647.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

Л.А. Савельева^{1,*}, А.В. Иванова^{2,}, А.Е. Рыбалко^{1,3,***},
П.Ю. Беляев^{4,****}, Д.А. Субетто^{5,*****}, В.Ю. Кузнецов^{1,5}**

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁴ ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

⁵ Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена,
Санкт-Петербург, Россия

* E-mail: l.savelyeva@spbu.ru

** E-mail: alexandra.ivanova@ginras.ru

*** E-mail: alek-rybalko@yandex.ru

**** E-mail: borat78@yandex.com

***** E-mail: subetto@mail.ru

В работе приводятся результаты палеопалинологических исследований и радиоуглеродного датирования донных отложений Онежского озера в колонке SP0002 (мощность 9.86 м), пробуренной в Петрозаводской губе. Выделено 9 биостратиграфических зон, охватывающих временной интервал, начиная с аллерёда. Голоценовые отложения представлены в интервале глубин от 3.5 до 0 м. Отчетливо выделяется похолодание позднего дриаса (3.8–3.5 м), выраженное абсолютным господством пыльцы трав. Интерстадиальное потепление аллерёд разделено на два этапа, с небольшим максимумом пыльцы ели во второй половине. Впервые прослежено изменение концентрации пыльцы по всей длине керна. Наименьшие показатели выявлены в отложениях аллерёда и позднего дриаса (600–9 500 п.з./гр.), наибольшие — для отложений атлантического и суббореального периодов голоцена (136 000–174 000 п.з./гр.). Согласно палиностратиграфии, подавляющее большинство полученных радиоуглеродных AMS дат удревлено. Возрастные границы биостратиграфических зон сопоставлены с возрастной моделью колонки Co1309 Ладожского озера (Savelieva et al., 2019).

Ключевые слова: спорово-пыльцевой анализ, радиоуглеродное датирование, донные отложения, поздне- и послеледниковье, голоцен, растительность и климат

Палинологические исследования донных отложений Онежского озера были на-

чаты Институтом озёроведения АН СССР в 1964 г., когда впервые при бурении были

вскрыты отложения среднего дриаса и аллерёда в колонках мощностью до 5.0 м (Палеолимнология ..., 1976). Впервые детально с интервалом от 2 до 10 см были изучены поздне- и послеледниковые слои, установлены особенности стратиграфии осадков (Абрамова, 1967; Палеолимнология ..., 1976 и др.). Только в 1992 г. в рамках изучения дегляциации последнего Скандинавского щита в процессе работы совместной российско-финляндской экспедиции в центральной части озера пробурено несколько скважин уже глубиной до 12.0 м (Saarnisto, Saarinen, 2001). В последующем для отложений, вскрытых одна из них (Р-7, глубиной 7.86 м) проведён спорово-пыльцевой анализ с интервалом от 5 до 10 см (Лаврова, 2004). В 2016 г. в Петрозаводской губе пробурено и изучено с использованием спорово-пыльцевой анализа и радиоуглеродного датирования две скважины мощностью около 3.0 м, которые достигли ледниковых и флювиогляциальных образований, самые древние из которых относятся ко времени аллерёда (Kiskina et al., 2018; Saveliëva et al., 2018). Последние обобщения палеолимнологических исследований Онежского озера приводятся в коллективной монографии (Палеолимнология ..., 2022). На основе сейсмоакустических данных и бурения показано, что в основании четвертичного разреза залегают ледниковые и постледниковые отложения верхнего валдая, перекрытые вверх по разрезу озёрно-ледниковыми отложениями Онежского приледникового озера и осадками современного озера. В этой же монографии приводятся и детальные описания динамики растительности на основе палеоботанических данных из 35 разрезов озёрных и озёрно-болотных отложений бе-

реговой зоны Онежского озера. Однако полученные данные как по литостратиграфии отложений, так и по реконструкции развития растительности не были сопоставлены с результатами палинотратиграфии донных отложений Онежского озера. Кроме того, исследования донных отложений Онежского озера до сих пор не подкреплены достаточным количеством радиоуглеродных дат. В то же время получение новых сведений на основе спорово-пыльцевого анализа в совокупности с результатами радиоуглеродного датирования, позволяют проводить корреляции времени и условий формирования не только разных генетических типов четвертичных отложений, но и палеогеографических событий на региональном и зональном уровне, исключая влияние локальных компонентов. Таким образом, цель настоящей работы — установить биостратиграфические зоны и их возрастные границы, реконструировать изменения растительности и климата в поздне- и послеледниковое время на основе изучения донных отложений Онежского озера с помощью спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования.

Материалы и методы. В рамках совместных комплексных исследований Санкт-Петербургского Государственного университета, Института водных проблем Севера (ИВПС) Карельского научного центра РАН и МГУ имени М.В. Ломоносова в марте–апреле 2019 г. вблизи г. Петрозаводск, в акватории Петрозаводской губы Онежского озера была пробурена скважина (SP0002) глубиной 9.86 м (61°46'30.3"N, 34°30'59.8"E). Впервые бурение осуществлено со льда с помощью поршневой системы производ-

Таблица 1. Биостратиграфические зоны и растительность на основе результатов палинологических исследований донных отложений Онежского и Ладожского озер

Климато- стратиграфические зоны	Биостратиграфические зоны			Растительность	¹⁴ C возраст (тыс. кал. л.)	
	Онежское озеро		Ладожское озеро (колонка Co1309, Savelieva et al., 2019)			
	колонки ONG2, ONG5, (Savelieva et al., 2018)	колонка SP0002				
AL	<i>Betula nana</i> – <i>Artemisia</i> – Cyperaceae Травы: 25-50%	<i>Betula nana</i> – <i>Artemisia</i> – <i>Picea</i> Травы: 25-50% Палинозона 3а, b	<i>Artemisia</i> - Poaceae- <i>Pinus</i> - <i>Picea</i> Травы: 25-65%	Онежское озеро (колонки ONG2, ONG5, SP0002)	Ладожское озеро (колонка Co1309, Savelieva et al., 2019)	13.1 12.6
YD	<i>Artemisia</i> – Cyperaceae – Chenopodiaceae – <i>Betula nana</i> Травы: 45-70%	<i>Artemisia</i> – Chenopodiaceae – Cyperaceae – <i>Betula nana</i> Травы: 50-80% Палинозона 4	<i>Artemisia</i> – Poaceae – Chenopodiaceae – <i>Betula nana</i> Травы: 35-85%	Тундровая с участием перигляциальной флоры и преобладанием ксерофитных сообществ	Тундровая с участием перигляциальной флоры и преобладанием ксерофитных сообществ	11.2
PB-1	<i>Betula nana</i> - Cyperaceae 30-50% трав	<i>Betula nana</i> – <i>Pinus</i> – <i>Salix</i> – Cyperaceae	<i>Betula nana</i> – <i>Pinus</i> – <i>Salix</i> – Cyperaceae	Тундровая и лесотундровая	Лесотундровая с участием березы, ивы и сосны	9.0
PB-2	<i>Betula nana</i> – <i>Betula</i> sect. <i>Albae</i> – <i>Artemisia</i> Травы: 25-35%	Травы: 10-25% Палинозона 5	Травы: 20-30%	Лесотундровая с участием ксерофитов		
BO	—	<i>Pinus</i> Травы: < 10% Палинозона 6	<i>Pinus</i> Травы: <15%	—	Сосновые леса	8.0

Таблица 1. Биостратиграфические зоны и растительность на основе результатов палинологических исследований
донных отложений Онежского и Ладожского озер (продолжение)

Климато- стратиграфические зоны	Биостратиграфические зоны			Растительность	¹⁴ C возраст (тыс. кал. л.)
	Онежское озеро		Ладожское озеро (коллонка Co1309, Savelieva et al., 2019)		
	коллонки ONG2, ONG5, (Savelieva et al., 2018)	коллонка SP0002			
AT-1	<i>Pinus – Picea – Alnus – Ulmus – Quercus</i>	<i>Pinus – Picea – Alnus – Ulmus</i>	<i>Pinus – Alnus – Corylus – Ulmus</i>	Онежское озеро (коллонки ONG2, ONG5, SP0002)	Ладожское озеро (коллонка Co1309, Savelieva et al., 2019)
AT-2	Травы: <5%	Травы: <5% Палинозона 7	<i>Pinus – Alnus – Picea – Ulmus – Quercus</i> Травы: < 10%	Еловые и сосновые леса с участием ольхи, вяза, дуба	Сосновые леса с участием ольхи, вяза, лещины Сосновые леса с елью, ольхой и широколиственными породами 5.6
	<i>Picea – Pinus – Alnus</i> Травы: <5%	<i>Picea – Pinus – Betula – Quercus</i> Травы: <5% Палинозона 8	<i>Picea – Pinus – Alnus – Quercus</i> Травы: <5%	Еловые и елово- сосновые леса с участием ольхи	Сосново-еловые леса с участием ольхи, березы и дуба 2.2
SA	<i>Pinus – Betula – Poaceae – Cerealia</i> Травы: 10-15%	<i>Pinus – Betula – Poaceae – Cerealia</i> Травы: 7-15% Палинозона 9	<i>Pinus – Alnus</i> Травы: <5% <i>Pinus – Alnus – Cerealia</i> Травы: <15%	Сосновые и березовые леса с ольхой, ивой и елью	Сосновые леса с березой, ольхой, ивой и елью Сосновые леса с березой и ольхой, травянистый покров с участием растений антропохоров

ства UWITEC (Австрия), принадлежащей Санкт-Петербургскому государственному университету. Точка для бурения была выбрана на основе сейсмоакустического профилирования, проведенного в 2016 г. (Палеолимнология ..., 2022).

Проведен спорово-пыльцевой анализ 112 образцов, отобранных с интервалом от 2 до 10 см в зависимости от литологических границ, установленных по всей длине керна. Предварительная химическая обработка проб проводилась в соответствии со стандартной методикой (Faegri, Iversen, 1989) в лаборатории Института наук о Земле СПбГУ. Для расчета концентрации пыльцы в каждый образец перед началом обработки добавлено по 1 таблетке спор *Lycoperidium* (Stockmarr, 1971), в которой содержалось 19 855 спор. Спорово-пыльцевая диаграмма построена в программах TILIA и TILIA-GRAPH (Grimm, 2004). Процентное содержание каждого таксона рассчитано от общей суммы пыльцы наземных растений за исключением водных.

Радиоуглеродное датирование выполнено в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН (г. Москва) и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (г. Атенс, США). Калибровка дат выполнена в программе OxCal 4.4.4 на основе калибровочной кривой IntCal20 (Raimer et al., 2020).

За основу периодизации голоцена принята модифицированная схема Блитта-Сернандера (Хотинский, 1987) в связи с тем, что она позволяет зафиксировать региональные изменения растительности, выявить участие локального компонента растительного покрова в зависимости от изучаемого объ-

екта и сопоставить полученные результаты с опубликованными ранее. Степень палинологической изученности голоценовых отложений, детальность и точность возрастных моделей, построенных для территории Северо-Запада России к настоящему моменту, вероятно, не дают возможности зафиксировать глобальные похолодания 8 200 кал. л. н. и 4 200 кал. л. н. Поэтому схема деления голоцена на ранний, средний и поздний (Walker et al., 2019) пока трудно применима для рассматриваемого региона.

Результаты и обсуждение. Впервые в акватории Онежского озера был вскрыт весь разрез надледниковых отложений, включая верхние горизонты донной морены, которая по сейсмоакустическим данным перекрывает поверхность коренных пород (Палеолимнология ..., 2022). Большая часть разреза, изученного с помощью спорово-пыльцевого анализа, представлена позднеледниковыми отложениями, мощность которых составила 6,36 м, а послеледниковых отложений — 3,5 м.

Согласно литологическому описанию, в основании вскрытой толщи залегают (снизу вверх): переслаивающиеся алевроитовые пески и глины с большим количеством несортированного грубообломочного материала (9,86–7,3 м); литологически разнообразные толщи ленточных глин (7,3–4,0 м) с отчетливо выделяющимся маркирующим «розовым горизонтом» (4,73–4,53 м); серые пелиты (4,0–3,65 м); тонкие пепельно-серые полосчатые алевропелиты (3,65–2,9 м); зеленовато-серые полосчатые алевропелиты (илы) с вивианитом и гидроокислами марганца (2,9–0,32 м); разрез венчается толщей текучих алевропелитов (0,32–0,0 м).

Было получено более 20 радиоугле-

родных дат в интервале глубин от 0.4 до 7.0 м и временном диапазоне от 1460 ± 25 (1339 ± 21 кал. л.) до 25560 ± 70 л. н. (29924 ± 90 кал. л.). Все даты из позднеледниковых отложений, представленных глинами и алевропелитами серого цвета, согласно палинostrатиграфии, удревлены. Это может быть связано с переотложением (привносом) древней микроорганики, например, из микулинских отложений. В связи с тем, что в донных отложениях крупных озёр, таких как Онежское и Ладожское, содержание органики чрезвычайно мало, поступление даже минимального количества может повлиять на получение конечного возраста отложений. В позднеледниковых отложениях обоих озёр содержатся не только дочетвертичная пыльца и споры, но и четвертичная пыльца широколиственных пород, которая, вероятнее всего, переотложена из отложений последней межледниковой эпохи (Лаврова, 2004; Savelieva et al., 2019). Пять дат из верхней части колонки в диапазоне от 1460 ± 25 до 8940 ± 30 (10070 ± 89 кал. л.) также плохо согласуются с результатами спорово-пыльцевого анализа.

Поэтому для того, чтобы оценить возрастные границы биостратиграфических зон, установленных в колонках Онежского озера (SP0002, ONG2, ONG5), они сопоставлены с возрастной моделью, полученной для колонки Co1309 Ладожского озера (Savelieva et al., 2019). Оба озера являются крупнейшими пресноводными бассейнами в Европе и расположены в зоне тайги, что относится к основным факторам, оказывающим влияние на формирование спорово-пыльцевых спектров в донных отложениях (Хомутова, 1975). Поэтому их биостратиграфические зоны хорошо сопоставляются и отражают

зональный тип растительности с региональными особенностями, что позволило применить возрастную модель, построенную по колонке Ладожского озера.

При стратиграфическом расчленении донных отложений колонки SP0002 Онежского озера на основании палинологических данных выделено 9 зон. Сохранность микрофоссилий варьирует по разрезу: от хорошей в верхних 3.0 м до разорванных, смятых, корродированных в нижней части. Всего было идентифицировано 54 пыльцевых и споровых таксонов. Зоны 3–9 (глубина 7.25–0 м) охватывают осадки, формирование которых началось в аллерёде и закончилось в субатлантическом периоде. Спорово-пыльцевые спектры палинозоны 1 и 2 (глубина 9.25–7.2 м) носят смешанный характер, содержат в достаточно большом количестве пыльцу травянистых растений и кустарников, а также древесную пыльцу, включая широколиственные породы. Это хорошо согласуется с данными по литологии вмещающих осадков, т.к. переслаивание песков с глинами в этом интервале указывает на интенсивные процессы размыва и переотложения осадков. Все вышеозначенное не позволяет определить точно биостратиграфическую зону.

Зона *Betula nana* – *Artemisia* – *Picea* (глубина 7.2–3.75 м) формировалась в интерстадиальное потепление аллерёда. В ней выделяется две подзоны: первая — в интервале глубин 7.2–4.73 м и вторая — 4.73–3.75 м. Основным доминантом в составе спорово-пыльцевых спектров является пыльца *Betula nana*. Количество трав колеблется от 25 % до 50 % и представлены они, главным образом, пылью *Artemisia*. В конце зоны кривая пыльцы *Picea* образует максимум (до 15 %). Отмечается низкая

общая концентрация пыльцы, которая колеблется в пределах от 600 до 6500 пыльцевых зерен в 1 грамме осадка (п.з./гр.). Нижняя граница зоны сопоставляется с возрастом ~13 100 кал. л., верхняя — ~12 600 кал. л.

Зона *Artemisia* – *Chenopodiaceae* – *Cyperaceae* – *Betula nana* (глубина 3.75–3.5 м) охватывает осадки позднего (молодого) дриаса и характеризуется абсолютным господством пыльцы трав (50–80 %), среди которой преобладают *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и *Cyperaceae*. Общая концентрация пыльцы возрастает до 9500 п.з./гр. Верхняя граница зоны сопоставляется с возрастом ~11 200 кал. л.

Зона *Betula nana* – *Pinus* – *Salix* – *Cyperaceae* (глубина 3.5–2.25 м) соотносится с пребореальным периодом голоцена и отличается резким увеличением пыльцы *Betula nana* (до 60 %) и *Salix* (до 15 %), а также *Pinus*. Общее количество пыльцы трав постепенно снижается до 10–15 %; преобладает пыльца *Cyperaceae*. Общая концентрация пыльцы возрастает и колеблется в пределах от 15 000 до 30 000 п.з./гр. Верхняя граница зоны сопоставляется с возрастом ~9 000 кал. л.

Зона *Pinus* (глубина 2.25–1.75 м) отвечает бореальному периоду голоцена и выделяется на основе господства пыльцы *Pinus* (40–60 %), постепенному сокращению пыльцы трав (до 5 %) и *Betula nana* (до 20 %). Общая концентрация пыльцы продолжает расти и достигает 76 000 п.з./гр. Верхняя граница зоны сопоставляется с возрастом ~8 000 кал. л.

Зона *Pinus* – *Picea* – *Alnus* – *Ulmus* (глубина 1.75–1.1 м) соотносится с атлантическим периодом голоцена и отличается резкими изменениями в составе спорово-пыльцевых спектров. Резко возрас-

тает количество пыльцы *Picea* (до 40 %), по-прежнему велико участие пыльцы *Pinus* (35–40 %), увеличилась роль *Alnus* (10–17 %) и *Ulmus* (6 %). Общая концентрация пыльцы достигает 136 000 п.з./гр. Верхняя граница зоны сопоставляется с возрастом ~5 600 кал. л.

Зона *Picea* – *Pinus* – *Betula* – *Quercus* (глубина 1.1–0.25 м) отвечает суббореальному периоду голоцена. На фоне господства пыльцы *Picea* (20–35 %) и *Pinus* (35–60 %) возрастает участие пыльцы *Betula* sect. *Albae* (до 15 %), а количество *Betula nana* составляет 10 %. Среди широколиственных пород преобладает пыльца *Ulmus* и *Quercus*. Общая концентрация пыльцы достигает 174 000 п.з./гр. Верхняя граница зоны сопоставляется с возрастом ~2 200 кал. л.

Зона *Pinus* – *Betula* – *Poaceae* – *Cerealia* (глубина 0.25–0 м) может быть сопоставлена с субатлантическим периодом голоцена. В спектрах господствует пыльца *Pinus* (35–60 %), затем *Betula* (*Betula* sect. *Albae* и *Betula nana*), резко снижается количество пыльцы *Picea* (до 10 %). В группе пыльцы трав возрастает участие *Poaceae* и кривая содержания пыльцы культурных злаков (*Cerealia*) образует максимум 3 %. Общая концентрация пыльцы снижается до 40 000 п.з./гр.

Биостратиграфические зоны и этапы в развитии растительности, установленные по колонкам Онежского озера (SP0002, ONG2 и ONG 5), были сопоставлены с таковыми для колонки Co1309 Ладожского озера (табл. 1). Результаты сравнения показали хорошую корреляцию биостратиграфических зон и главных этапов в развитии растительности, а также позволили выявить некоторые особенности.

На основе полученных данных можно

говорить о том, что позднеледниковый этап представлен мощной толщей микрослоистых и ленточно-слоистых глин, в верхней части переходящих в монотонные серые мягкие глины, в которой удалось выделить климатостратиграфические зоны аллерёда и позднего дриаса. Самые древние отложения, вскрытые в колонках Онежского озера по данным палиностратиграфии, относятся к среднему дриасу. Отложения этого времени представлены также слоистыми глинами (Абрамова, Хомутова, 1973). В течении аллерёда в окружающих Онежское озеро ландшафтах господствовала кустарниковая тундра с преобладанием карликовой берёзки, среди трав преобладали полыни, маревые, осоковые и злаковые, встречалась эфедра. На значительную роль ксерофитов в это время указывалось и в предыдущих исследованиях (Абрамова, Хомутова, 1973; Лаврова 2004 и др.). Наличие пыльцы широколиственных пород и спор папоротника частоуха может свидетельствовать об интенсивных эрозионных процессах во время потепления аллерёд, которые способствовали размыву микулинских отложений и привносу переотложенных микрофоссилий в озеро. Так называемый «розовый горизонт», который является маркирующим для отложений Онежского озера, лежит на границе двух подзон аллерёда и соответствует заключительной части формирования ленточных глин. Его стратиграфическое положение не противоречит полученными ранее данным (Saarnisto, Saarinen, 2001; Демидов, 2004), однако возрастные границы, в нашем случае, установить не представляется возможным. Это связано с отсутствием надежной возрастной модели. Вместе с тем «розовый горизонт», отражая некое палеогеографическое событие на заключительной стадии

развития приледникового бассейна, по-видимому, может иметь разный возраст в различных частях Онежского озера.

Этап значительного похолодания климата — поздний дриас — способствовал сокращению древесной и кустарниковой растительности и широкому распространению полыней, маревых и осоковых. В это время продолжали накапливаться как слоистые осадки серого цвета, так и монотонные пелиты той же окраски. Представляется, что в это время ледник уже не покрывал котловину, а талые воды поступали с речным стоком. Именно с этим обстоятельством и связан переходный тип осадков.

Голоценовые отложения представлены преимущественно алевропелитами серого и буровато-серого оттенка, причем, начиная с глубины 1.0 м, в них начинают просматриваться прослойки зеленоватого вивианита и пятна бурых гидроокислов марганца, что указывает на седиментацию в большом, преимущественно пресноводном, озере. Граница плейстоцена и голоцена хорошо выражена на спорово-пыльцевой диаграмме и связана с резким сокращением пыльцы трав и увеличением — *Pinus* и *Betula sect. Albae*.

Растительность раннего голоцена характеризуется широким развитием берёзы, главным образом, кустарниковых форм и постепенным распространением сосны с максимумом в бореальном периоде. Резкие изменения в составе спорово-пыльцевых спектров на глубине 1.75 м, приуроченные к литологической границе смены накопления пелитовых алевролитов алевропелитами с примесью песка, свидетельствует о перерыве в осадконакоплении и появлении эрозионного контакта. По-видимому, начальные этапы атлантического периода отсутствуют в разрезе, а заключительные от-

личаются развитием еловых, сосновых, сосново-еловых лесов с участием широколиственных пород деревьев, преимущественно вяза. О перерыве в осадконакоплении свидетельствуют даты 5525 ± 25 (6330 ± 36 кал. л.) и 8940 ± 30 (10070 ± 89 кал. л.), полученные в интервале глубин 1.64–1.82 м. Следует отметить, что значительные перерывы в осадконакоплении донных отложений Онежского озера фиксировались и ранее (Хомутова, 1973). Так, по нашим данным, полностью отсутствуют отложения бореального и начала атлантического периода голоцена в колонке ONG5 (Savelieva et. al., 2018) (табл. 1).

Особенностью суббореального периода явилось господство еловых и сосновых лесов, среди широколиственных пород усилилась роль дуба. В субатлантическом периоде доля еловых лесов сократилась, в травянистом ярусе увеличилась роль злаковых. На распределении растительного покрова в это время, вероятно, сказывалось влияние человека. Это выразилось в сокращении, в первую очередь, еловых лесов, увеличении злакового разнотравья и распространении культурных злаков. В это время в Онежском озере накапливались текущие алевропелиты, а процессы диагенеза, приводящие к появлению скоплений гидроокислов марганца черного цвета, ещё не начались.

Развитие растительности в поздне- и послеледниковое время на территории Прионежья и Приладожья имеет общие закономерности и подтверждено палинологическими данными в целом ряде разрезов. Эти закономерности достаточно четко коррелируются с литологией донных осадков.

Выводы. Палинологические исследования поздне- и послеледниковых отложений, вскрытых колонкой SP0002, позволили выделить 9 биостратиграфических зон, которые хорошо коррелируют с результатами

по другим колонкам (ONG2 и ONG5) из Петрозаводской губы Онежского озера. Впервые прослежено изменение концентрации пыльцы по всей длине керна. Наименьшие показатели выявлены в отложениях аллёрда и верхнего дриаса ($600\text{--}9500$ п.з./гр.), а наибольшие — для отложений атлантического и суббореального периодов голоцена ($136000\text{--}174000$ п.з./гр.). Установленные перерывы в осадконакоплении по результатам настоящих и предыдущих исследований могут свидетельствовать о неустойчивых условиях седиментации вплоть до прекращения осадкообразования. Принципиально важно, что эти перерывы могут быть и не связаны с крупными палеогеографическими событиями, а отражать локальные изменения гидрологического режима. Большая часть радиоуглеродных AMS дат, полученных по всей длине керна колонки SP0002, не согласуются с палинстратиграфией и удревлены, что не позволило построить надежную возрастную модель. Границы биостратиграфических зон были сопоставлены с возрастной моделью по Ладожскому озеру (колонка Co1309).

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 18-17-00176.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамова С.А. (1967) *Палеолимнологические исследования донных отложений Онежского озера. История озёр Северо-Запада*. Материалы II Симпозиума по истории озёр Северо-Запада СССР. Минск. С. 7–9.

Абрамова С.А., Хомутова В.И. (1973) *Палинологические исследования донных отложений Онежского озера*. Палинология голоцена и маринопалинология. Труды III международной палинологической конференции. М.: Наука. С. 27–35.

Демидов И. Н. (2004) *Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье*. Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. С. 207–218.

Лаврова Н. Б. (2004) *Палинологическая характеристика донных отложений Онежского озера*. Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. С. 219–225.

Палеолимнология Онежского озера: по колонкам донных отложений (сборник статей) (1976) Ред. Г. Г. Мартинсон, Н. Н. Давыдовой. М.: Наука. 202 с.

Палеолимнология Онежского озера: от приледникового озера к современным условиям (коллективная монография) (2022) Отв. ред. Д. А. Субетто Петрозаводск: КарНЦРАН. 332 с.

Хомутова В. И. (1975) *Спорово-пыльцевой анализ в палеолимнологических исследованиях крупнейших современных озёр Северо-Запада*. История озёр в голоцене. IV Всесоюзный симпозиум по истории озёр. Тезисы докладов. Т. 3. Ленинград. С. 33–38.

Хотинский Н. А. (1987) *Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена*. Новые данные по геохронологии четвертичного периода: К XII Конгрессу ИНКВА (Канада, 1987). М.: Наука. С. 39–44.

Grimm E. C. (2004) *TGView version 2.0.2*. Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield.

Kiskina A. R., Savelieva L. A., Rybalko A. E. et al. (2018) *First radiocarbon results of Onega Lake bottom sediments based on conventional and AMS methods*. Paleolimnology of Northern Eurasia: experience, methodology, current status and young scientists school in microscopy skills in paleolimnology: proceedings of the 3rd International Conference. Kazan, Republic of Tatarstan, Russia, 1–4 of October 2018. Kazan: Publishing House of Kazan University.

P. 48–50.

Faegri K., Iversen J. (1989) *Textbook of pollen analysis (4th ed.)*. Chichester: John Wiley & Sons. 328 p.

Reimer P., Austin W. E. N., Bard E. et al. (2020) *The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP)*. Radiocarbon. Vol. 62. Iss. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>

Saarnisto M., Saarinen T. (2001) *Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines*. Global and Planetary Change. Vol. 31. Iss. 1–4. P. 387–405. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00131-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00131-X)

Savelieva L. A., Andreev A. A., Gromig R. et al. (2019) *Vegetation and climate changes in northwestern Russia during the Lateglacial and Holocene inferred from the Lake Ladoga pollen record*. Boreas. Vol. 48. Iss. 2. P. 349–360. <https://doi.org/10.1111/bor.12376>

Savelieva L. A., Rybalko A. E., Kiskina A. R. et al. (2018) *Response of vegetation to climate changes during late glacial and Holocene inferred from pollen record of Lake Onega*. Paleolimnology of Northern Eurasia: experience, methodology, current status and young scientists school in microscopy skills in paleolimnology: proceedings of the 3rd International Conference. Kazan, Republic of Tatarstan, Russia, 1–4 of October 2018. Kazan: Publishing House of Kazan University. P. 105–106.

Stockmarr J. (1971) *Tablets with spores used in absolute pollen analysis*. Pollen et Spores. Vol. 13. P. 614–621.

Walker M., Gibbard P., Head M. J. et al. (2019) *Formal subdivision of the Holocene series/epoch: a summary*. Journal Geological Society of India. Vol. 93/ P. 135–141. <https://doi.org/10.1007/s12594-019-1141-9>

ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ РОСТОВСКОЙ НИЗИНЫ НА РУБЕЖЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ПО НОВЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А. В. Самусь^{1,*}, Е. А. Константинов¹

¹ *Институт географии РАН, Москва, Россия*

^{*} *E-mail avsamus@igras.ru*

Проведен спорово-пыльцевой анализ озёрно-болотной толщи отложений мощностью 2 м, вскрытой бурением на поверхности аккумулятивной озёрно-аллювиальной равнины к западу от озера Неро (Ярославская область). Полученные палинологические материалы, дополненные серией радиоуглеродных дат, позволили реконструировать изменения растительности Ростовской низины начиная с 14.3 тыс. л. н. и дали возможность заполнить некоторые пробелы в понимании истории изменения палеоландшафтов в этом районе на рубеже плейстоцена и голоцена и в раннем голоцене. Установлено, что в интервале 14.3–13.7 тыс. л. н. на территории господствовали еловые и берёзово-еловые редколесья в сочетании с разнотравными фитоценозами. После 13.7 тыс. л. н. вследствие похолодания расширились площади открытых пространств, в растительном покрове берёзовые редколесья сочетались с тундровыми и степными сообществами. Около 12.1 тыс. л. н. в исследуемом районе начало формироваться тростниковое низинное болото. После 10.9 тыс. л. н. оно трансформировалось в осоковое болото. В окрестностях распространились сосново-берёзовые леса с участием ели в древостое. Начиная с 9.8 тыс. л. н. в составе растительности возросла роль широколиственных деревьев и кустарников. В это время на территории произрастали смешанные сосново-берёзовые леса с участием дуба, вяза, липы. В интервале 7.9–5.2 тыс. л. н. климатические условия были теплее современных, что обусловило широкое распространение елово-сосновых лесов с примесью берёзы и широколиственных пород. После 5.2 тыс. л. н. растительный покров был представлен еловыми лесами с участием сосны, берёзы и широколиственных элементов.

Ключевые слова: спорово-пыльцевой анализ, реконструкция растительности, озеро Неро, позднеледниковье, ранний голоцен

Ростовская низина — депрессия, расположенная приблизительно в 180 км к северо-востоку от Москвы. В её южной, наиболее пониженной части находится озеро Неро, которое уже более ста лет привлекает внимание исследователей. Палеобота-

нические исследования отложений позднеледниковья и голоцена на этой территории ведутся уже не одно десятилетие (Кордэ, 1960; Гунова, 1975; Алешинская, Гунова, 1975, 1997; Wohlfarth et al., 2006, 2007). Несмотря на долгую историю изучения кот-

ловины озера и его террасового комплекса, к настоящему времени для этой территории не были получены полные разрезы отложений позднеледниковья и раннего голоцена, охарактеризованные палеоботаническими материалами и подкрепленные серией дат. А отложения пребореального возраста являются наименее изученными, т.к. зачастую имеют небольшую мощность (Алешинская, Гунова, 1975, 1997) или отсутствуют в колонках отложений (Wohlfarth et al., 2006).

В нашем исследовании предпринята попытка частично заполнить этот пробел путем изучения отложений, вскрытых бурением на поверхности озёрно-аллювиальной равнины к западу от озера Неро (N 7.192008; E 39.312387). Исследуемая колонка К7С имеет длину 2 м. Высота устья скважины составляет 105.7 м абс. (12 м над урезом озера Неро).

Для отложений колонки К7С получено семь радиоуглеродных дат. Датирование верхних шести образцов выполнено LSC методом в лаборатории ядерной геофизики и радиоэкологии Центра исследования природы (Вильнюс, Литва). Нижняя дата получена AMS методом в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США). В программном пакете gbascon среды R построена глубинно-возрастная модель. По результатам датирования, отложения колонки К7С охватывают возрастной интервал от 14.3 до 4 тыс. кал. л. н., а мощность отложений пребореального возраста в колонке составляет 0.4 м, в связи с чем отложения из скважины К7С представляют большой интерес для проведения палеогеографиче-

ских реконструкций.

Спорово-пыльцевой анализ был проведен для 37 образцов, отобранных с интервалом 5–10 см. Лабораторная обработка образцов выполнялась по сепарационной методике В.П. Гричука (Гричук, Заклинская, 1948) с применением ацетоллиза (Мазей, Новенко, 2021). Для расчета концентрации пыльцы и спор в каждый образец объемом 1 см³ перед началом пробоподготовки добавлялась одна таблетка спор *Lycopodium* (Stockmarr, 1971). Построение спорово-пыльцевых диаграмм выполнялось в программе Tilia (Grimm, 1990). Для отложений из скважины К7С Н.В. Стойкиной в лаборатории болотных экосистем ИБ КарНЦ РАН был проведен ботанический анализ торфа.

На спорово-пыльцевой диаграмме отложений колонки К7С было выделено 5 локальных пыльцевых зон (далее — ЛПЗ). Временные интервалы, соответствующие каждой ЛПЗ, определены по глубинно-возрастной модели. Процентное соотношение пыльцевых зерен и спор рассчитывалось от общей суммы пыльцы наземных растений (пыльца деревьев и кустарников + пыльца трав и кустарничков).

ЛПЗ 1 соответствует нижним горизонтам колонки, представленным легким (2.0–1.83 м) и слабо оторфованным (1.83–1.65 м) суглинком возрастом 14.3–12.1 тыс. кал. л. н. В спорово-пыльцевых спектрах ЛПЗ 1 примерно в равном соотношении встречается пыльца древесно-кустарниковых (45–66 %) и травянисто-кустарничковых растений (34–55 %). Внутри ЛПЗ 1 по изменению состава палиноспектров можно выделить две подзоны, граница между которыми проходит на глубине 1.87 м. Нижняя подзо-

на 1-а (14.3–13.7 тыс. кал. л. н.) характеризуется преобладанием пыльцы *Picea* (16–18 %) и *Betula* sect. *Albae* (13–18 %) и невысоким содержанием *Pinus* s/g *Diploxylon* (10–11 %). В малом количестве в спектрах отмечается пыльца ольхи, ивы, кустарниковой берёзы, единично встречены зерна карликовой берёзки и широколиственных пород (дуба и вяза).

В подзоне 1-б (13.7–12.1 тыс. кал. л. н.) снижается доля пыльцы ели (1–9 %) и сосны (3 %) и возрастает количество пыльцы берёзы как древовидных (23–39 %), так и кустарниковых форм (*Betula* sect. *Fruticosae* 5–7 %, *B. sect. Nanae* до 1 %). Отмечается высокое разнообразие пыльцы травянистых растений, увеличивается содержание пыльцы ксерофитных трав (*Artemisia* 7–14 %, *Chenopodiaceae* 2–4 %).

ЛПЗ 2 (1.63–1.18 м) соответствует горизонтам оторфованного суглинка и торфа возрастом от 12.1 до 10.9 тыс. кал. л. н. В общем составе палиноспектров отмечается снижение доли пыльцы деревьев и кустарников (14–56 %) и увеличение доли пыльцы трав и кустарничков (44–86 %). В группе трав и кустарничков отмечается большое разнообразие пыльцы: преобладают злаки (31–74 %), встречается пыльца растений нарушенных субстратов (*Caryophyllaceae*, *Brassicaceae*), галофилов (*Plumbaginaceae*), прочего разнотравья. Отмечаются зерна *Ephedra* и *Thalictrum*, типичных представителей перигляциальных флор. На этих же глубинах найдены многочисленные макроостатки тростника и прочих водных растений (*Typha*, *Ceratophyllum*). В группе пыльцы деревьев и кустарников доминирует *Betula* sect. *Albae* (3–25 %), в меньшем количестве присутствует пыльца ели, сосны, кустарни-

ковых берёз, ивы. Пыльца широколиственных пород (дуба, вяза, лещины) встречается единично. Среди спор преобладают *Polypodiaceae*.

ЛПЗ 3 (1.18–0.57 м) соответствует горизонтам оторфованного суглинка и торфа возрастом 10.9–7.9 тыс. кал. лет. Внутри нее можно выделить две подзоны — 3-а (10.9–9.8 тыс. кал. л. н.) и 3-б (9.8–7.9 тыс. кал. л. н.). В подзоне 3-а растет процентное содержание пыльцы деревьев и кустарников (45–66 %), доминантами являются сосна (13–38 %) и берёза (16–36 %), доля пыльцы ели не превышает 2 %. Чаще встречается пыльца широколиственных деревьев и кустарников (дуба, лещины). Среди трав доминирует пыльца осок (20–30 %). По результатам ботанического анализа торфа, в отложениях встречены многочисленные макроостатки осок (*Carex lasiocarpa*, *C. rostrata*, *C. canescens*) и тростника.

Подзона 3-б отличается высоким разнообразием пыльцы деревьев и кустарников, характерных для широколиственных лесов (дуб, вяз, липа, лещина, жимолость, бузина).

ЛПЗ 4 (0.57–0.22 м) характеризует горизонты торфа и оторфованного суглинка возрастом 7.9–5.2 тыс. кал. л. н. Содержание пыльцы деревьев и кустарников возрастает до 77–90 %. Преобладает пыльца ели (8–35 %) и сосны (17–50 %). Чаще встречаются пыльцевые зерна ольхи, широколиственных пород, увеличивается и их концентрация (*Alnus incana* 3–17 тыс./см³, *A. glutinosa* 2–32 тыс./см³, *Quercus* 1–3 тыс./см³, *Tilia* 2–10 тыс./см³, *Ulmus* до 3 тыс./см³, *Corylus* 2–6 тыс./см³). Среди трав преобладают *Сурегасеае*, встречается пыльца *Роасеае* и лугового разнотравья.

ЛПЗ 5 (0.22–0.0 м) охватывает возрастной интервал 5.2–4 тыс. кал. л. н. Спорово-пыльцевые спектры этой палинозоны отличаются преобладание ели (24–34 %) и сосны (32–39 %), меньшая доля пыльцы широколиственных деревьев и кустарников по сравнению с ЛПЗ 4 и меньшее разнообразие пыльцы широколиственных пород.

Полученные палинологические материалы по колонке К7С позволяют выделить семь этапов в истории развития растительности Ростовской низины начиная с 14.3 тыс. л. н.

Вероятно, 14.3–13.7 тыс. л. н. в окрестностях озера Неро были распространены еловые и берёзово-еловые редколесья в сочетании с разнотравными ассоциациями. Новые данные о колебании уровня озера Неро в позднеледниковые и голоцене (Konstantinov et al., 2022) свидетельствуют о значительном понижении уровня озера в период с 14.7 до 10 тыс. л. н. По данным Wohlfarth et al. (2006), в это время на берегах Неро произрастали кустарниковые берёзы, ивы и разнотравные сообщества, а в окрестностях уже расселились сосна обыкновенная, ель европейская и берёза секции *Albae*.

В интервале 13.7–12.1 тыс. л. н. на окружающей территории увеличились площади открытых пространств. В растительном покрове господствовали лесотундровые ландшафты: берёзовые редколесья в сочетании с полынно-маревыми и разнотравными фитоценозами. Пыльца ели в отложениях этого возраста, скорее всего, судя по её очень низкой концентрации в палиноспектрах, является заносной. Палинологические данные З. В. Алешинской и В. С. Гуновой (1997) подтверждают распространение в позднем дри-

асе берёзовых редкостойных лесов.

После 12.1 тыс. л. н. в окрестностях скважины К7С начало формироваться тростниковое низинное болото. Климат стал более благоприятным для произрастания на окружающей территории сосновых и берёзовых лесов, но сохранялись и открытые пространства, занятые разнотравными и полынно-маревыми ассоциациями. Присутствие в спектрах пыльцы карликовой берёзы, эфедры, василистника, характерных для перигляциальных флор, может говорить о более суровых климатических условиях по сравнению с современными.

В интервале 10.9–9.8 тыс. л. н. тростниковое низинное болото трансформировалось в осоковое, о чем говорит преобладание пыльцы осок среди пыльцы трав кустарничков и многочисленные находки макроостатков осок в составе торфа. В окрестностях болота растительный покров был представлен сосново-берёзовыми лесами.

После 9.8 тыс. л. н. возросла роль широколиственных пород в составе лесов. На территории преобладали смешанные сосново-берёзовые леса с участием дуба, вяза, липы. В кустарниковом ярусе росли лещина, жимолость, бузина. Результаты исследования З. В. Алешинской и В. С. Гуновой (1997) также свидетельствуют о господстве сосново-берёзовых лесов в окрестностях озера Неро в бореальном периоде голоцена.

7.9–5.2 тыс. л. н. климатические условия были наиболее теплыми и мягкими, леса стали гуще и более разнообразны по составу. В спорово-пыльцевых спектрах этого времени растёт суммарная доля пыльцы широколиственных пород и в несколько раз увеличивается концентрация пыльцевых зерен ели, ольхи, дуба, липы, вяза

и лещины, что говорит о высокой продуктивности растений в этот период. Согласно данным Wohlfarth et al. (2006), наиболее густые леса с богатым видовым разнообразием существовали на исследуемой территории в интервале 6.1–2.5 тыс. л. н.

После 5.2 тыс. л. н. в районе исследования распространились еловые леса с примесью сосны, берёзы, широколиственных пород (дуба, вяза, липы, тополя). Общая концентрация пыльцы в отложениях с возрастом 5.2–4.0 тыс. л. н. постепенно снижается, что может говорить о меньшей продуктивности растений в связи с похолоданием. З. В. Алешинская и В. С. Гунова (1997) реконструировали распространение еловых лесов уже в суббореальном периоде голоцена. Палинологические материалы более подробного исследования отложений позднего голоцена Wohlfarth et al. (2006) свидетельствуют о возрастании роли ели в древостое после 2.5 тыс. л. н.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 22–27–00639).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алешинская З. В., Гунова В. С. (1975) Голоценовая история озера Неро по данным сопряженного анализа. История озёр в голоцене. Л.: Ротапринт ГО СССР. С. 150–158.

Алешинская З. В., Гунова В. С. (1997) Новейшие отложения и палеогеография озера Неро. Вестник Московского университета. Серия 5. География. № 1. С. 49–52.

Гричук В. П., Заклинская Е. Д. (1948) Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ.

224 с.

Гунова В. С. (1975) История озера Неро по палеоботаническим данным. Автореферат дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ. 21 с.

Кордэ Н. В. (1960) Биостратификация и типология русских сапропелей. М.: Изд-во Акад. наук СССР. 220 с.

Мазей Н. Г., Новенко Е. Ю. (2021) Применение пропанонового ангидрида при подготовке проб для спорово-пыльцевого анализа. Nature Conservation Research. Заповедная наука. Том 6. № 3. С. 110–112. <https://dx.doi.org/10.24189/ncr.2021.036>

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.

Konstantinov E. A., Karpukhina N. V., Zakharov A. L. et al. (2022) *Fluctuations of Nero Lake in the Holocene*. Doklady Earth Sciences. Vol. 506 (Suppl. 1). P. S48–S54. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22700258>

Stockmarr J. (1971) *Tablets with spores used in absolute pollen analysis*. Pollen et Spores.. Vol. 13. P. 614–621.

Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O. et al. (2007) *Climatic and environmental changes in north-western Russia between 15000 and 8000 cal yr BP: a review*. Quaternary Science Reviews. Vol. 26. Iss. 13–14. P. 1871–1883. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.04.005>

Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O. et al. (2006) *Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl area, West Central Russia*. Journal of Paleolimnology. Vol. 35. 543–569. <https://doi.org/10.1007/s10933-005-3240-4>

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РЕК ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

А. Ю. Сидорчук^{1,*}

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

* E-mail: fluvialo5@gmail.com

В конце МИС 2 (примерно 18–15 тыс. л. н.) в перигляциальной зоне на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири в условиях перигляциальной растительности и широко-го распространения вечной мерзлоты формировались реки с размерами русел до 10–15 раз больше современных. Для реконструкции гидрологического режима этих рек использованы следующие морфометрические зависимости: 1) связи между шагом излучин и шириной русла при уровне руслонаполнения; 2) зависимости расхода воды при уровне руслонаполнения от ширины русла при том же уровне; 3) зависимости между расходами воды при уровне руслонаполнения и площадями водосбора. Получены значения слоя стока максимума половодья для бассейнов площадью менее 1000 км², которые соответствует максимуму слоя суточного стаивания снега в период снеготаяния. В среднем для бассейна Дона максимальный суточный слой стока в древности превышал современный в 7 раз, в бассейне Оби — в 5 раз, в бассейне Волги — в 10 раз. Дальнейшие исследования будут направлены на выяснение климатических условий, которые могли привести к такому режиму стока.

Ключевые слова: палеогидрология; большие меандрирующие реки; конец МИС 2; максимальный суточный слой стока

В Большой российской энциклопедии (Котляков, 2017) дано следующее определение: «ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНАЯ ЗОНА (от пери... и лат. *glacies* — лёд) (приледниковая зона) — полоса суши шириной от нескольких км до нескольких сотен км, прилегающая к древним (плейстоценовым) или современным ледниковым покровам, испытывающая или испытывавшая сильное влияние ледников на весь комплекс природных условий. Термин «перигляциальная зона» (далее — «П.з.») применяется также к районам горного оледенения. Характерен

суровый климат с холодными сухими ветрами, дующими с ледниковых массивов и способствующих формированию материковых дюн и лёссовых покровов. Для этих зон типично многократное чередование замерзания и таяния воды в рыхлых и трещиноватых породах, развитие процессов пучения и течения грунтов, образование мерзлотного рельефа». Это определение, с одной стороны, сильно сужает набор процессов, характерных для «П.з.», а с другой — не содержит такого важного элемента, как вечная мерзлота. В предла-

гаемой статье рассмотрен гидрологический режим рек, которые формировались в конце МИС 2 (примерно 18–15 тыс. л. н.) на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири в областях шириной до нескольких тысяч километров от покровных и горных ледников. Эти области характеризовались перигляциальной растительностью и широким распространением вечной мерзлоты и поэтому к ним применен термин «П.з.».

Материалы. В конце МИС 2, валдайской ледниковой эпохи, на равнинах северного полушария Земли формировались меандрирующие реки с размерами русел (ширины и шага излучин) в несколько раз (до 10–15) больше современных в тех же речных бассейнах. Этот феномен был отмечен В. В. Докучаевым и В. М. Дэвисом, а в середине прошлого столетия в работах Д. Дьюри, С. Шамма, И. А. Волкова и Н. И. Маккавеева получил методологический аппарат для исследования и достаточно достоверное объяснение. Значительное количество публикаций по морфологии и палеогидрологии таких больших рек на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири (см. библиографию в Sidorchuk, 2023) позволяет не останавливаться на их подробной характеристике. Отмечу только, что по количеству хорошо сохранившихся фрагментов русел таких рек означенные территории не имеют себе равных.

Методы. Методической основой исследования древних рек является морфометрический анализ. Морфометрический анализ в гидрологии базируется на принципе ограниченности природных комплексов, так как «взаимоуправление потока

и русла приводит в результате всех деформаций к определенным, наиболее вероятным, комбинациям между морфометрическими характеристиками русла и гидравлическими характеристиками потока» (Великанов, 1958, с. 58). На практике этот принцип обосновывает построение зависимостей между морфометрическими характеристиками русла и гидравлическими характеристиками потока, также как и между разными морфометрическими характеристиками русла.

Для восстановления гидрологического режима рек прошлого в нашем распоряжении имеются: 1) морфология и гидравлика (гидрология) современных рек и площади их бассейнов; 2) морфология русел древних рек, в отдельных случаях некоторые гидравлические характеристики (уклон русел, крупность аллювия) и площади их бассейнов. Для палеогидрологии главными морфометрическими зависимостями являются: 1) связи между шагом излучин и шириной русла при уровне руслонаполнения W ; 2) зависимости расхода воды при уровне руслонаполнения от ширины русла при том же уровне; 3) зависимости между расходами воды при уровне руслонаполнения и площадями водосбора.

Связь между шагом излучин и шириной русла. Такая связь была установлена Инглисом (Inglis, 1947), в дальнейшем неоднократно подтверждалась. Эта связь линейная:

$$\lambda = aW \quad (1)$$

Для свободных излучин коэффициент a довольно устойчив и равен в среднем для современных рек 6.0, для древних рек 5.7. Для врезанных рек зависимость (1) характеризуется большим разбросом, коэффициент a равен в среднем для современных рек 11.7, для древних рек бассейна р. Дон — 7.8.

Зависимость (1) позволяет выявить среди излучин русел рек изгибы, не обусловленные гидравликой потока, а другими факторами (обычно, литологическими). Наличие этой зависимости для древних рек подтверждает, что макроизлучины в долинах рек хотя и не соответствуют по размерам гидравлике современного потока, но, тем не менее, гидравлически обусловлены.

Зависимость расхода воды от ширины русла. То, что расход воды Q зависит от ширины русла W , следует из формулы для расчета расхода воды:

$$Q = UdW \quad (2)$$

Эту формулу можно переписать в квадратичной форме, обычной для подобного рода морфометрических связей (Dury, 1965):

$$Q = U\beta W^2 \quad (3)$$

Здесь $\beta = d/W$ — относительная глубина русла, U — средняя скорость потока, d — средняя глубина русла.

Морфометрические связи типа (3) применимы как для построения зависимостей для данного створа реки при разных уровнях, так и для разных створов по длине реки при одинаковых (увязанных) уровнях. В последнем случае, который и будет основным для дальнейших построений, обычно используют уровень наполнения русла до бровок поймы. Расход воды при таком уровне называют руслонаполняющим и часто считают его соответствующим руслоформирующему расходу воды. Одновременно руслонаполняющий расход близок к среднемуголетнему расходу максимума половодья. Все сказанное позволяет для палеогидрологических реконструкций выбрать морфометрическую связь между среднемуголетним расходом максимума

половодья (т.н. среднемаксимальным расходом Q_{max}) и шириной русла реки в бровках поймы в разных створах по длине реки:

$$Q_{max} = a_o W_b^{b_o} \quad (4)$$

Так как изменение скорости потока и относительной глубины русла зависит от расхода воды, показатель степени b_o в формуле (4) отличается от 2. Эмпирические данные показывают, что для современных больших рек, вне зависимости от их гидрологического режима и ландшафта водосбора, показатель степени b_o в формуле (4) варьирует в довольно узких пределах 1.29–1.46. Важно отметить, что зависимость (4) с показателем степени 1.4 выполняется также для древних рек разного возраста, для которых руслонаполняющий расход воды был рассчитан по формулам гидравлики. Это указывает на полную применимость в данном случае принципа актуализма и на возможность переносить зависимости, полученные для современных рек, на древние реки. Для речного бассейна, для которого ведутся палеогидрологические реконструкции, строится зависимость (4) для современных рек. По полученным коэффициенту a_o и показателю степени b_o и измеренным ширинам палеорусел рассчитываются по формуле (4) среднемаксимальные расходы воды Q_{max_past} для древних больших рек. Так как площади водосборов F для древних больших рек принимаются равными современным в тех же створах, вычисляются величины среднемаксимального слоя стока $X_{max_past} = Q_{max_past}/F$.

Зависимости между расходами воды и площадями водосбора. Как было сказано, зависимость (4) для современных и древних рек не зависит от ландшафта водосбора. Таким свойством не обладает зависимость

среднемаксимального расхода воды Q_{max} от площади водосборов F (Евстигнеев, 1990):

$$Q_{max} = a_1 F^{b_1} \quad (5)$$

Коэффициент a_1 и показатель степени b_1 в формуле (5) изменяются по территории в зависимости от климата, свойств подстилающей поверхности и морфологии дна речной долины. Фактически формула (5) включает ложную корреляцию, так как расход воды есть произведение слоя стока X_{max} на площадь водосбора. Поэтому более точно записывать её в виде:

$$X_{max} = a_1 F^{b_1-1} \quad (6)$$

Результаты. По величинам коэффициентов и показателей степени в формулах (5) и (6) для современных условий стока проведено районирование речных водосборов в бассейне р. Дон. Во-первых, выяснилось, что показатель степени разный для малых и больших водосборов, это изменение происходит при площади водосбора в 1000 км². Для малых водосборов показатель степени равен 1, т.е. суточный слой стока для максимума половодья не меняется с площадью водосбора. Для водосборов больше 1000 км² показатель степени меньше 1, т.е. суточный слой стока для максимума половодья уменьшается с увеличением площади водосбора. Во-вторых, районирование по средним величинам коэффициентов и показателей степени совпадает с ландшафтно-географическим: для зоны лесостепи при $F < 1000$ км², $a_1 = 0.14$, $b_1 = 1$; при $F > 1000$ км², $a_1 = 1.6$, $b_1 = 0.65$; для зоны степи при $F < 1000$ км², $a_1 = 0.082$, $b_1 = 1$; при $F > 1000$ км², $a_1 = 0.41$, $b_1 = 0.75$; для зоны сухих степей при $F < 1000$ км², $a_1 = 0.063$, $b_1 = 1$; при $F > 1000$ км², $a_1 = 0.19$, $b_1 = 0.79$. Кроме того, если принять средние

для ландшафтной зоны величины показателей степени, то разброс значений коэффициента отражает закономерное изменение по территории слоя стока максимума половодья (приведенного к единичному водосбору). Средняя величина слоя стока составила 8.4 мм/сут.

Зависимости (5) и (6) были построены также для рассчитанных по формуле (4) среднемаксимальных расходов воды больших древних рек. Для условий вечной мерзлоты для перигляциальной лесостепи на севере бассейна Дона при $F < 1000$ км², $a_1 = 0.85$, $b_1 = 1$; при $F > 1000$ км², $a_1 = 8.0$, $b_1 = 0.65$; для перигляциальной степи при $F < 1000$ км², $b_1 = 1$; при $F > 1000$ км², $a_1 = 2.2$, $b_1 = 0.74$. Для территории с отсутствием вечной мерзлоты на юге бассейна для зоны степей при $F < 1000$ км², $b_1 = 1$; при $F > 1000$ км², $a_1 = 2.3$, $b_1 = 0.79$. Как и следовало ожидать, разброс в этих зависимостях для древних рек оказался больше, чем для современных; к закономерным изменениям коэффициента a_1 по территории бассейна добавляется случайная ошибка. Тем не менее, для выделенных ландшафтных зон с помощью формулы (5) были вычислены коэффициенты a_1 для всех участков с палеоруслами, а по формуле (6) получены величины слоя стока для максимума половодья, приведенные к единичному водосбору с $F = 1000$ км². Карта слоя стока максимума половодья показывает вполне закономерное его распределение по бассейну р. Дон с минимальными значениями в бассейне Северского Донца и увеличением как на северо-восток, так и на юго-запад. Средняя величина слоя стока составила 57.7 мм/сут. Эта величина практически равна максимуму слоя суточного стаивания снега. Она почти в семь раз больше соответствующей величины для со-

временных условий на водосборе р. Дон. Аналогичные построения выполнены для бассейнов р. Волги и р. Оби.

Заключение. Гидрологический режим рек, которые формировались в конце МИС 2 (примерно 18–15 тыс. л. н.) в перигляциальной зоне на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири с перигляциальной растительностью и широким распространением вечной мерзлоты характеризуется большими значениями слоя стока максимума половодья для бассейнов площадью менее 1000 км². Слой стока максимума половодья соответствует максимуму слоя сумточного стаивания снега в период снеготаяния при формировании поверхностного стока. В среднем для бассейна Дона максимальный слой стока в древности превышал современный в 7 раз, в бассейне Оби — в 5 раз, в бассейне Волги — в 10 раз. Дальнейшие исследования будут направлены на выяснение причин такого режима весеннего снеготаяния.

Исследование выполнено по планам НИР (ГЗ) научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н. И. Маккавеева географического фа-

культета МГУ имени М. В. Ломоносова (№ 121051200166–4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Великанов М.А. (1958) *Русловой процесс (основы теории)*. М.: Госфизматгиз. 395 с.

Евстигнеев В.М. (1990) *Речной сток и гидрологические расчеты*. М.: Изд-во МГУ. 304 с.

Котляков В.М. *Перигляциальная зона. Большая российская энциклопедия*. Электронная версия. 2017. <https://old.bigenc.ru/geography/text/2331246>. Дата обращения: 05.05.2023

Dury G. H. (1965) *Theoretical Implications of Underfit Streams*. US Geological Survey Professional Paper; United States Government Printing Office: Washington, DC, USA. Vol. 452. P. 43.

Inglis C. C., Lacey G. (1947) Meanders and their bearing on river training. ICE Engineering Division Papers. Vol. 5. Iss. 7. P. 3–24. <https://doi.org/10.1680/idiwp.1947.13075>

Sidorchuk A. (2023) *The Large Rivers of the Past in West Siberia: Unknown Hydrological Regimen*. Water. Vol. 15. Iss. 2. P. 258. <https://doi.org/10.3390/w15020258>

ПОЛИГОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ДЕФОРМАЦИИ В ПОРОДАХ

И.Д. Стрелецкая^{1,*}

¹ *Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия*

^{*} *E-mail: irinastrelets@gmail.com*

Теоретической и методической основой изучения древней криолитолозоны служит палеокриогенный анализ четвертичных отложений. Цель исследования — установить индикационные признаки деформаций в породах связанных с образованием грунтовых структур и сравнить их с деформациями, связанными с ростом полигонально-жильных льдов в современной криолитозоне. Деформации в отложениях могут возникнуть при аградации мерзлоты (изначально грунтовые жилы, криогенные текстуры, инволюции в слое сезонного оттаивания), так и при деградации мерзлых пород (псевдоморфозы по ПЖЛ, термокарстовые просадки и смещения талой породы). Сингенетические льдистые отложения полностью теряют свои свойства при оттаивании, псевдоморфозы по ПЖЛ не формируются, а о многолетнем промерзании можно судить только по криогенным изменениям в составе отложений. В рельефе палеокриолитозоны сохраняются инверсионные типы рельефа. В прошлом это термокарстовые понижения и менее льдистые озёрные осадки.

Ключевые слова: полигонально-жильные льды, деформации, таберальные и таберированные отложения, псевдоморфозы, изначально-грунтовые жилы

В эпоху последнего криохрона вечно-мерзлые породы имели широкое распространение в Евразии (Vandenberghe et al., 2014). Позднеплейстоценовый криогенный комплекс подробно изучен в России, а также в Польше, Франции, Германии и других западно-европейских странах. Признаки мерзлоты сохранились в виде реликтовой полигональной морфоскульптуры, свойственной почти всем геоморфологическим уровням (рис.1).

Полигональной структуре реликтового рельефа соответствуют особенности почвенного покрова (Алифанов и др., 2010). Особенно хорошо в разрезах четвертич-

ных отложений сохранились следы оттаявших полигонально-жильных (ПЖЛ) и сегрегационных льдов, изначально грунтовые и песчаные жилы, криотурбации, следы термокарста, солифлюкции и пучения. Псевдоморфозы по ПЖЛ вскрываются неглубоко от поверхности и хорошо доступны для исследователей в естественных обрывах и карьерах. Часто грунтовые клинья и дислокации в отложениях исследователями объясняются сейсмической активностью в прошлом и настоящем (сейсмодислокации) (Шварев и др., 2018; Палеосейсмология, 2011), как результат давления покровного ледника на породы или поднятия поверхности после



Рис. 1. Изображение поверхности района п. Казарка (Ярославская область) со следами полигональности. Google map

таяния ледника. Одни и те же формы (деформации и структуры) объясняются взаимоисключающими процессами. Противоречивость представлений о происхождении форм в палеокриолитозоне является следствием фрагментарной доступности разрезов, а в современной криолитозоне и активными криогенными процессами.

Теоретической и методической основой изучения древней криолитолозоны служит палеокриогенный анализ четвертичных отложений, включающий в себя изучение полигональной морфоскульптуры рельефа, клиновидных и других деформаций в разрезах, анализ микроморфологических характеристик отложений, диагностику кри-



Рис. 2. Псевдоморфоза по полигонально-жильному льду и изначально грунтовые жилы в обрыве р. Оять, Ленинградская область

огенной природы дисперсных отложений (Конищев, 1981) и почв на основе микроморфологии частиц кварца, анализы дисперсности, химического и минералогического состава пород.

Цель исследования – установить происхождение деформаций в породах связанных с образованием грунтовых структур и сравнить их с деформациями обусловленными ростом ПЖЛ в криолитозоне. Сравнивались клиновидные структуры и связанные с ними дислокации в естественных обрывах и карьерах в палеокриолитозоне (Европейская часть России; рис. 2), и эпигенетические и сингенетические ПЖЛ и деформации

криогенных четвертичных отложений (п-ова Ямал и Гыдан; рис. 3).

В пределах криолитозоны в дисперсных осадках возникновение клиновидных трещинных деформаций чаще всего объясняют процессами морозобойного растрескивания. Суровость и малоснежность зим является для него необходимым условием. Так как процесс универсален, размеры трещинных полигонов варьируют в одних и тех же пределах, при средних величинах 20–35 м. Характер заполнения морозобойных трещин зависит от условий увлажнения: при недостаточном увлажнении зимой и весной формируются грунтовые жилы, при избыточном

или оптимальном — ледяные или ледогрунтовые жилы. Большое значение в этом процессе имеют ландшафтно-фациальные условия. Пликативные дислокации на контакте с ПЖЛ связывают с ростом ледяных клиньев, динамикой слоя сезонного оттаивания, конвективными процессами. Залежи жильных льдов могут по-разному экспонироваться в обнажениях (рис. 4).

Процессами пучения, термокарста, солифлюкции, оттаиванием крупных линз подземных льдов так же объясняются крупные складчатые деформации. В зависимости от льдистости и состава отложений, типа промерзания (сингенетического и эпигенетического) формируются характерные криогенные текстуры. Так сингенетические ПЖЛ с характерными поясковыми криотекстурами изогнутыми вверх в льдистых супесях образуют синклинальные складки шириной 2.0–3.5 м с амплитудой 3–4 м. В своей монографии Н. Н. Романовский (1977) выделяет четыре основных типа негоризонтального залегания слоёв породы и льда для сингенетических и «ложносингенетических» ПЖЛ. Такое разнообразие связано с неравномерным накоплением осадка на поверхности, положением ледяных шпиров при промерзании сезонно-талого слоя снизу, деформациями мерзлых пород в результате давления в процессе роста жилы, процессами оттаивания слоёв и переходом их в слой сезонного оттаивания. Для эпигенетических ПЖЛ деформации слоистости вмещающих отложений меньше. Это связано с промерзанием уплотнённого осадка меньшей влажности и дополнительным уплотнением отложений при росте соседних ледяных клиньев в решетке. Характерной особенностью ПЖЛ является их шахматное расположение, а также



Рис. 3. Дислоцированные мерзлые торфяные отложения, полуостров Гыдан

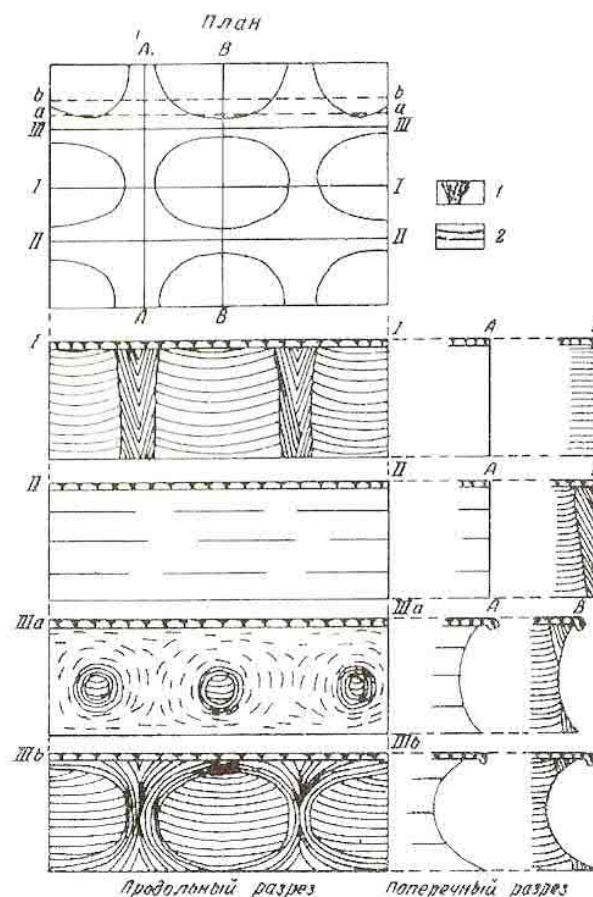


Рис. 4. Схема строения залежи жильных льдов и типичных форм выхода льдов в обнажениях по П. А. Шумскому (Рекомендации ..., 1969).
1 — лёд, 2 — мерзлые породы

деформирование ледяных жил клиньями более высоких генераций, термокарстовыми процессами и линзами термокарстово-пещерного льда.

В районах криолитозоны в одних и тех же разрезах мы можем наблюдать все стадии вытаивания льда, замещения, движения и повторного замерзания дисперсных пород; достаточно уверенно разделять таберальные и таберированные отложения. Вытаивание ПЖЛ и образование псевдоморфоз по ним в районах распространения современной криолитозоны обычно происходит при сохранении вмещающих пород в многолетнемерзлом состоянии в резуль-

тате увеличения мощности сезонно-талого слоя, а также вследствие местного отепляющего воздействия различных водоемов на мерзлые грунты. В районах сплошной мерзлоты образование псевдоморфоз по ПЖЛ не является свидетельством повышения среднегодовых температур воздуха и глобальной деградацией мерзлоты во время своего образования. К попыткам восстанавливать по псевдоморфозам климатические изменения на Севере следует относиться с осторожностью (Данилов, 1983).

Для таберальных отложений характерна утрата исходной и образование нового типа слоистости, следы перемещения и осе-

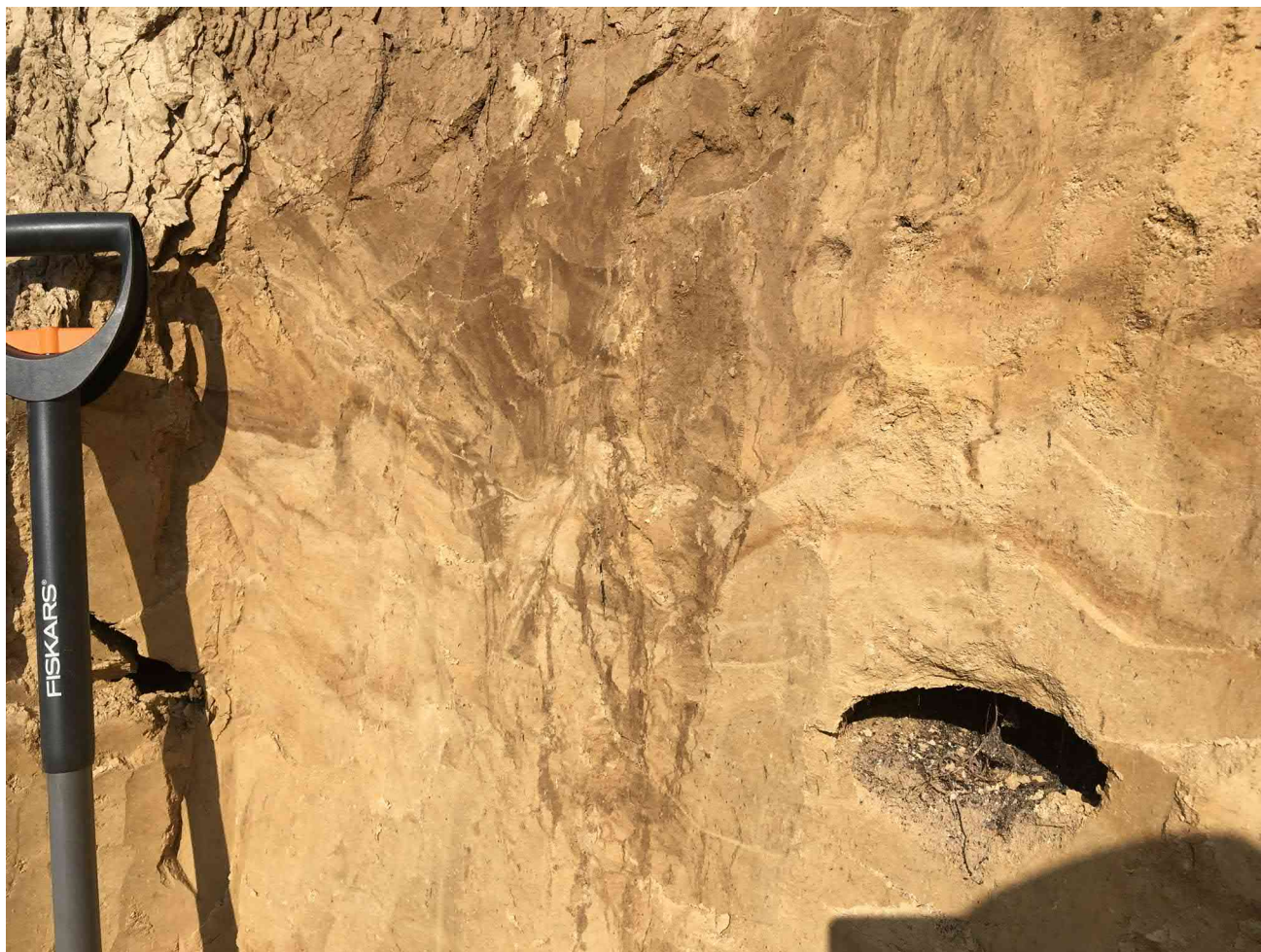


Рис. 5. Гумусовые вертикальные жилы в песках, Курская область

дания при уплотнении, усредненный механический состав. Лыдистость таких отложений невелика, они хорошо уплотнены и ожелезнены по плоскостям текстурных отдельностей. Органическая часть является смешанной, переотложенной и часто омоложенной, так как органика поступает при разрушении почвенного и растительного покровов времени формирования термокарста. При протаивании и площадной деградации участки таберальных отложений станут положительными формами рельефа, а территории, сложенные в прошлом сильно лыдистыми породами с ПЖЛ (ледовым комплексом) — отрицательными формами, так происходит посткриогенная инверсия рельефа. В рельефе палеокриолитозоны отмечается инверсионный тип рельефа. В таберальных отложениях псевдоморфозы по ПЖЛ встречаются только на контакте с нижележащими менее лыдистыми отложениями. Таберируемые отложения — протавявшие мерзлые отложения с изначально малой лыдистостью и включениями небольших ПЖЛ, сохраняют первоначальные условия залегания, исходную слоистость, биогенную составляющую, посткриогенную текстуру, псевдоморфозы по ПЖЛ, первично грунтовые жилы и криотурбации (Романовский, 1993). Между таберальными и таберируемыми отложениями существует множество переходных форм, поэтому сложно использовать современные аналоги для индикации процессов, которые мы считаем в отложения палеокриолитозоны.

Таким образом, при оттаивании сильнолыдистых сингенетических отложений породы полностью потеряли свой первоначальный облик, и мы не можем уверенно определить существование подземных

льдов и особенности криогенных текстур в отложениях. В лыдистых и малолыдистых осадках, промерзавших эпигенетически, формируются псевдоморфозы по ПЖЛ (рис. 2), а посткриогенная текстура хорошо сохраняется в разрезах. Формирующиеся в слое сезонного оттаивания гумусовые вертикальные жилы, образующие у нижних концов клиньев как бы «бахрому», хорошо сохраняются при деградации вечной мерзлоты (рис. 5).

ПЖЛ и псевдоморфозы по ним встречаются практически во всех фациях субэриальных и прибрежно-морских отложениях криолитозоны (Данилова, Баулин, 1973). Псевдоморфозы по ПЖЛ могут наследовать от ПЖЛ три признака: полигональное расположение в плане, клиновидные формы в поперечном разрезе, деформации вмещающих пород на контакте с жильными телами (Романовский, 1977). Псевдоморфозы могут приобрести дополнительные признаки: следы опускания вмещающих пород в сторону полости, следы обрушения в полость пород, перекрывающих ледяную жилу, пустоты на месте вытаявших жил. Полигональное расположение жильных тел в плане — одно из свидетельств их морозобойного происхождения. Максимально известные вертикальные размеры псевдоморфоз по ПЖЛ в малолыдистых отложениях — 5–6 м. Так как ПЖЛ между параллельными жилами имеют расстояние от 3–4 м (чаще от 6–8 м) до 20–40 м, то и расстояние между псевдоморфозами будут укладываться в эти пределы. Форма псевдоморфоз по ПЖЛ бывает различной, но клиновидная свойственна псевдоморфозам, образующимся по эпигенетическим или небольшим сингенетическим ледяным жилам. Изначаль-

но грунтовые и первично-песчаные жилы могут иметь форму, сходную с псевдоморфозами. Опускание слоёв вмещающих отложений вниз в псевдоморфозах по ПЖЛ — это результат однократного, кратковременной просадки в полость, возникающей при оттаивании льда. В песках с каждой из сторон возникают сколы и иногда видны просадки целых блоков, имеющие вид лестниц, выполняющихся по мере удаления от жилы. Породы, которые перекрывали ледяные жилы и обрушались в образовавшуюся полость, заполняют псевдоморфозы. Куски почвы, торфа породы при этом могут переворачиваться, создавая инверсию первичной слоистости и возраста отложений. В псевдоморфозах по ПЖЛ могут сохраниться пустоты в том случае, когда при вытаивании жил перекрывающие и вмещающие отложения могут сохранять устойчивость и образующаяся полость заполняется не полностью.

Выводы. Деформации отложений в палеокриолитозоне связаны с условиями существованием вечной мерзлоты в прошлом. Они могут возникнуть при аградации мерзлоты (изначально грунтовые жилы, криогенные текстуры, инволюции в слое сезонного оттаивания), так и при деградации мерзлых пород (псевдоморфозы по ПЖЛ, термокарстовые просадки и смещения талой породы). А также могут свидетельствовать о неоднократном протаивании и промерзании пород.

Сингенетические сильнольдистые отложения полностью теряют свою слоистость при оттаивании, псевдоморфозы по ПЖЛ не формируются, а о многолетнем промерзании можно судить только по криогенным изменениям в составе отложений.

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

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. (2010) *Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины*. М.: ГЕОС. 160 с.

Данилов И.Д. (1983) *Методика криолитологических исследований*. М.: Недра. 200 с.

Данилова Н.С., Баулин В.В. (1973) *Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов*. Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука. С. 66–79.

Конищев В.Н. (1981) *Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере*. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 197 с.

Палеосейсмология. Том 1, главы 1–5 (2011) Под ред. Д.П. Мак-Калпина; пер. с англ. 2-го изд. И.А. Басов и др.; науч. ред. рус. изд. А.Л. Стром. М.: Научный мир. 560 с.

Рекомендации по методике изучения подземных льдов и криогенного строения многолетнемерзлых грунтов (1969) М.: ПНИИИС. 50 с.

Романовский Н.Н. (1977) *Формирование полигонально-жильных структур*. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 213 с.

Романовский Н.Н. (1993) *Основы криогенеза литосферы: Учебное пособие*. М.: Изд-во МГУ. 336 с.

Стрелецкая И.Д. (2017) *Клиновидные структуры на южном берегу Финского залива*. Криосфера Земли. Т. XXI. № 1. С. 3–12. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-1\(3-12\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-1(3-12))

Шварев С.В., Никонов А.А., Русаков А.В. (2018) *Клиновидные структуры в рыхлых отложениях Приневской низмен-*

ности как следствие сейсмических воздействий в раннем голоцене (опорный участок «Низино»). Геоморфология. № 2. С. 98–113. <https://doi.org/10.7868/So435428118020086>

Vandenberghe J., French H.M., Gorbunov A., et al. (2014) *The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25–17 ka BP*. Boreas. Vol. 43. Iss. 3. P. 652–666. <https://doi.org/10.1111/bor.12070>

ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРЫ РЕЧНОЙ СЕТИ БАСЕЙНА РЕКИ КОТОРОСЛИ

В. Ю. Украинцев^{1,2,*}, Е. А. Константинов², А. Л. Захаров²

¹ *Институт водных проблем РАН, Москва, Россия*

² *Институт географии РАН, Москва, Россия*

** E-mail: barbarian09@mail.ru*

В бассейне реки Которосль, в особенности в окрестностях озера Неро, распространены большие палеоруслы, размеры которых превышают современные, что говорит об особых условиях их формирования в прошлом и вероятном влиянии на изменения уровня озера. Изучение палеорусел проводилось с помощью анализа космических снимков и цифровых моделей рельефа, а также полевых буровых работ. Результаты показали, что палеоруслы к северу от города Ростова Великого формировались в позднем пленигляциале рекой Устье, ранее впадавшей в озеро Неро, затем были отшнурованы и оказались заняты малой рекой Ишной. Малые палеоруслы севернее Которосли, вероятно, имеют голоценовый возраст, большое — образовалось в позднем пленигляциале. Величина речного стока реки Устье–Которосль опосредованно контролировала уровень озера Неро через величину стока наносов и заполнение своей внутренней дельты. Люминесцентное датирование палеорусел в окрестностях Неро позволит лучше понять последовательность речных перестроек на этой территории.

Ключевые слова: большие палеоруслы, позднеледниковье, голоцен, Неро

Озеро Неро, расположенное в Ростовской низине, является одним из основных палеогеографических объектов изучения в бассейне верхней Волги. Ранние исследователи изучали развитие самого озера в плейстоцене и голоцене, его террас и котловины, а также смежной Борисоглебской возвышенности, являющейся важным объектом для реконструкций ледниковых и межледниковых эпох центра Восточно-Европейской равнины (Гунова, Лефлат, 1997; Алёшинская, Гунова, 1998). Палеогеографические модели озера и окружающей среды строились на основании классических методов (стратиграфический, спорово-пыльце-

вой, диатомовый и т. д.). В последнее время внимание исследователей приковано к динамике уровня озера после LGM — последнего сильного похолодания, серьёзно повлиявшего на развитие природных условий Восточно-Европейской равнины. Однако плохо разработанным остаётся вопрос причин и механизмов изменения уровня озера в позднем валдае и голоцене, которые могли бы объяснить его динамику. Решению этой проблемы может способствовать изучение палеорусел в низовьях впадающей в озеро реки Ишни, обнаруженных Н. В. Чижиковым (1956), а также реки Которосли, образованной вытекающей из озера рекой Вёксой

и рекой Устье. Реконструкция последовательности формирования палеорусел водотоков, расположенных поблизости от озера, поможет приблизиться к пониманию причин динамики озера после LGM.

Методика исследования включала в себе распознавание крупных палеорусел в окрестностях озера Неро с использованием

спутниковых снимков Yandex, ESRI, Google и цифровой модели рельефа (ЦМР) ALOS 3D, а также буровые работы и геодезическую съёмку. Картирование следов палеорусел проводилось в SAS Planet и Arcmap 10.3. Бурение палеорусел, занятых рекой Ишной к северу от Варницкого монастыря города Ростова, происходило при помощи ручного

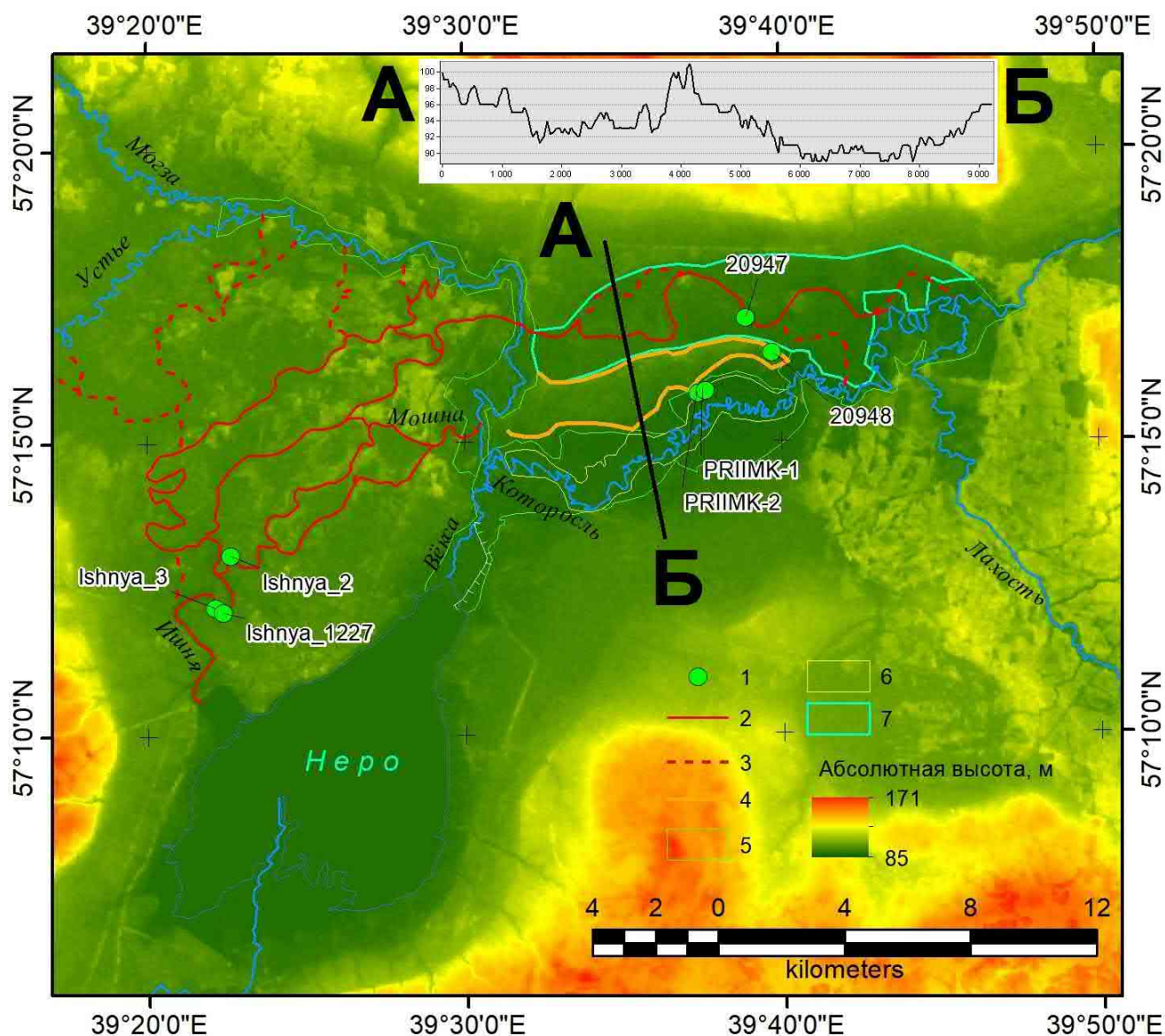


Рис. 1. Цифровая модель рельефа Ростовской низины. 1 — скважины, 2 — следы палеорусел, 3 — предполагаемые палеорусла, 4 — контур вала, 5 — пойма, 6 — современный пояс меандрирования (выделен там, где не совпадает с границами поймы) Которосли, 7 — поздневалдайская пойма Которосли

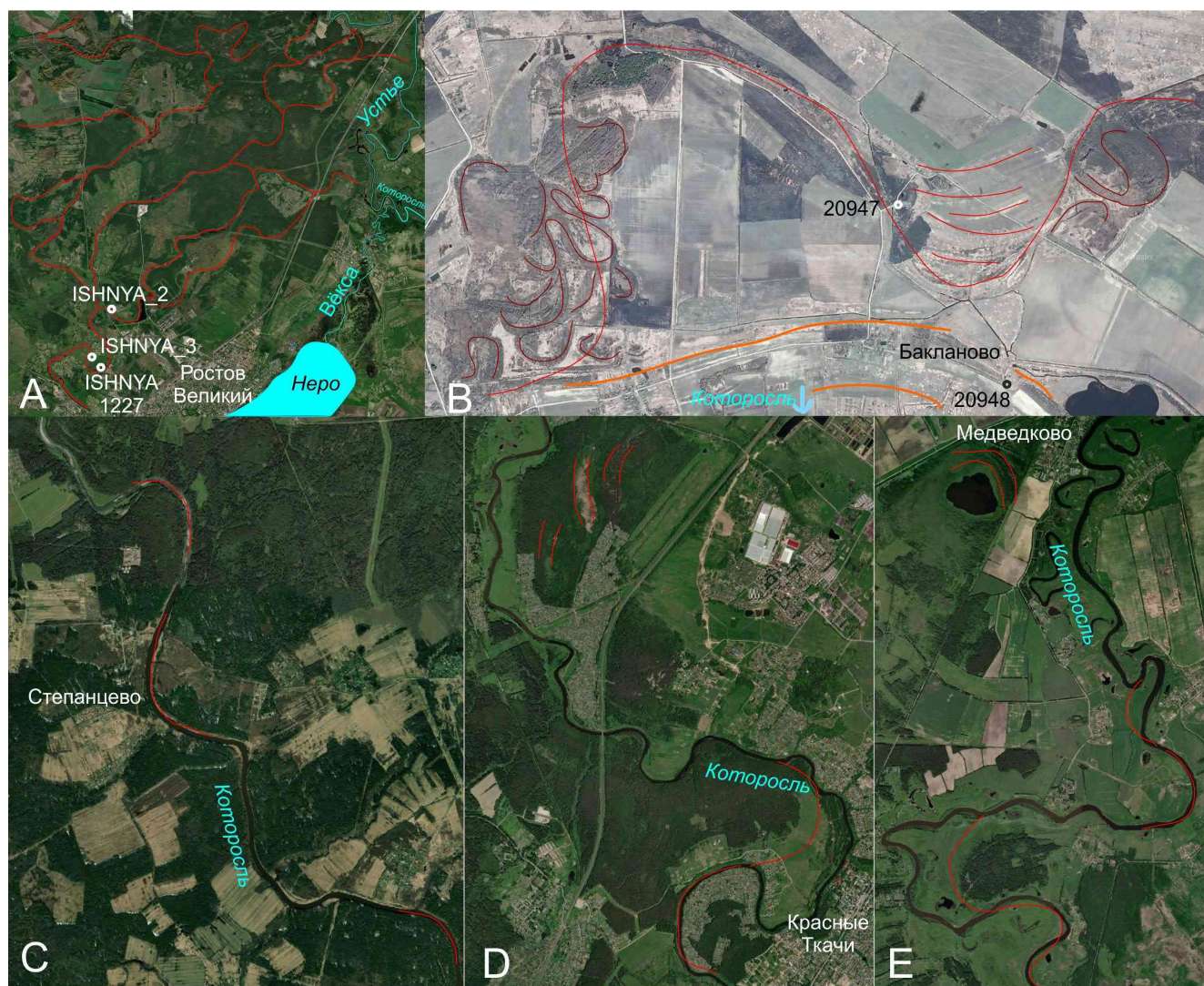


Рис. 2. Спутниковые снимки палеорусел. Пояснения — см. рис. 1

бура Eijkelkamp с несколькими пробоотборниками (3 скважины глубиной 5–8 м). В основном использовался пробоотборник-ложка (длина 40–100 см, диаметр 3–5 см в зависимости от типа грунта). Таким же образом пробурено старичное понижение реки Которосли южнее деревни Приимково. Палеорусло Которосли к северу от деревни Бакланово изучено по скважине, пробуренной с установки «Pride Mount 80» на шасси УАЗ 3303 усовершенствованным шнековым способом. Кроме того, поблизости был

пробурен вал, отгораживающий палеорусло от современного течения реки. Бурение сопровождалось определением абсолютной высоты устья скважин с помощью DGPS. Гранулометрический анализ выполнен по методике, описанной в статье (Konstantinov et al, 2022). Построение буровых колонок проводилось в графическом редакторе CorelDraw X7. Построение продольных профилей рек осуществлялось в программной среде Arcmap 10.3 по ЦМР ALOS 3D с использованием векторных данных, получен-

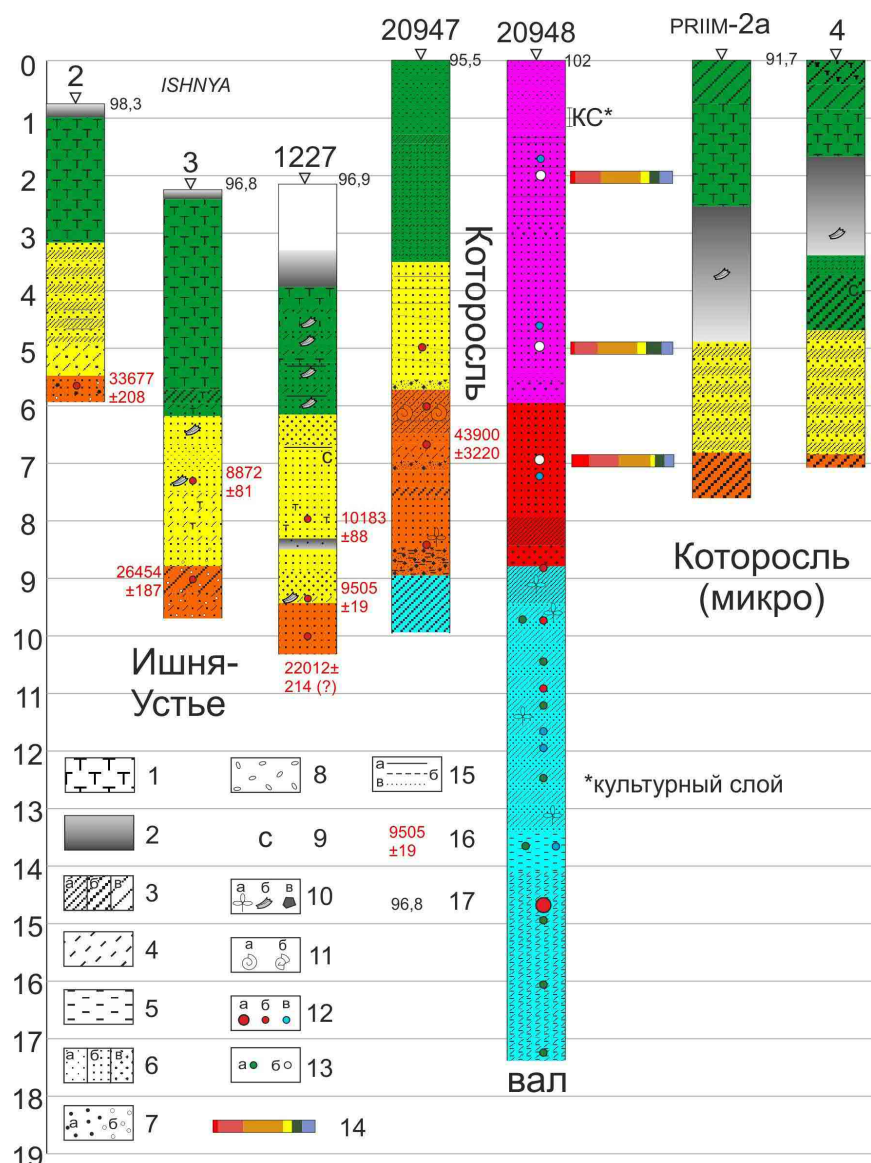


Рис. 3. Скважины в палеоруслах. 1 — торф, оторфованность; 2 — органо-минеральный грунт; 3 — суглинок (а — тяжёлый, б — средний, в — лёгкий); 4 — суглинистость; 5 — алеврит, алевритистость; 6 — песок (а — тонкий, б — мелкий-средний, в — крупный-грубый), опесчаненность; 7 — гравий (а — обломки соотв. цвета, б — глинистый); 8 — галька; 9 — дополнительное обозначение для слоистости; 10 — органика (а — растительная, б — древесная, в — уголь); 11 — ракуша (а — цельная, б — обломки); 12 — образцы на датирование (радиоуглеродное: а — общее сцинтиляционное, б — AMS; в — ОСЛ), 13 — образцы на анализы (а — био/спорово-пыльцевой, б — гранулометрический); 14 — результаты гранулометрического анализа (шкала в относительных значениях; песок: а — крупный, б — средний, в — мелкий, д — тонкий; е — алеврит, ж — глина); 15 — прослои (а — суглинка, б — алеврита, в — песка); 16 — абсолютная высота скважины, м; 17 — даты; генезис и возраст отложений: аллювий: 18 — фацция заиления, пойменные; русловая фацция: 19 — голоцен, 20 — поздний плейстоцен; 21 — древний (MIS 3 и старше); 22 — озёрные, 23 — эоловые

ных с карт Open Street Maps инструментом extract.bbbike. Линии профиля проложены по руслам рек.

Результаты и обсуждение. На спутниковых снимках крупные палеорула отчётливо видны к северу и северо-востоку от города Ростова. Ныне они заняты реками Ишня и Мошна. На ЦМР там же заметна крупная внутренняя дельта, сформированная, судя по конфигурации, древней рекой Устье и занимающая центральную часть Ростовской котловины. Ещё более крупные гравистые системы и палеоруло расположены к северу от р. Которосль на участке от её начала до впадения р. Лахость. Это палеоруло осложнено системой более мелких палеорусел, очевидно, более молодого возраста. Палеорула отделены от современного валом неясного происхождения, протягивающимся от с. Новоникольского до д. Бакланово и восточнее, отчётливо читающимся на ЦМР (рис. 1). Вал возвышается над уровнем поймы почти на 10 м. Сама пойма всего лишь на метр выше меженного уровня реки. На весенних космических снимках хорошо видна сильная обвалованность русла верхней Которосли, что указывает на высокую величину стока наносов. Также макроизлучины есть в среднем и нижнем течении Которосли. Однако там следы их развития сохранились хуже, а сами они представлены унаследованными современной рекой излучинами большого размера, фрагментами прямолинейных участков и меандровым цирком (рис 2).

Строение отложений, вскрытых в трёх скважинах в палеорулах Устья, следующее (сверху вниз): ил, сапропель, торф до глубины 2–3 м, затем песок м/з–с/з с растительным детритом и кусочками древесины с глу-

бины 5–6 м переходящий в песок с/з–к/з с гравием, а ниже — песок или супесь с глинистыми окатышами гравийной размерности. Получено несколько дат: в скважинах ISHNYA-3 и ISHNYA-1227 три даты из песков (8.8–10.3 тыс. кал. л. н.); из подстилающих суглинков и песков в каждой скважине три даты 22–33.6 тыс. кал. л. н. В малом старичном заполнении в современном поясе меандрирования Которосли в скважинах PRIIMK-1 и 2 вскрыты (сверху вниз) суглинок, гиттия, переслаивания песков с суглинками, а затем — суглинки. В большом палеоруле Которосли возле д. Бакланово (скв. 20937) вскрыта следующая последовательность: тонкие пески и супеси (до 3.5 м), мелкий песок (до 5.5 мм), а ниже — сложное переслаивание песков разной размерности и степени чистоты, гравийный песок и суглинки. Получена дата из супесей на глубине 6.6 м — 43.9 тыс. кал. л. н.

Также пробурен вал южнее палеорула (скв. 20938). Его строение следующее: метр тонкого песка, затем мелкий песок до глубины 8 м, небольшой прослой суглинка и крупного песка, и, наконец, переслаивание песка с суглинком и алевролитистый суглинок (рис. 3).

Ширина и шаг излучин у палеорусел превышают аналогичные показатели современных рек в среднем в 3–3.5 раза. Реки Ишня и Мошна, занимающие большие палеорула севернее Ростова, не могли сформировать их даже в прошлом, учитывая очень маленькую площадь водосбора и слабые уклоны. Несмотря на то, что сеть палеорусел протягивается вдоль озера, то есть поперёк внутренней дельты реки Устье, общий уклон местности, а также кровли и подошвы русловой фации аллювия указывают

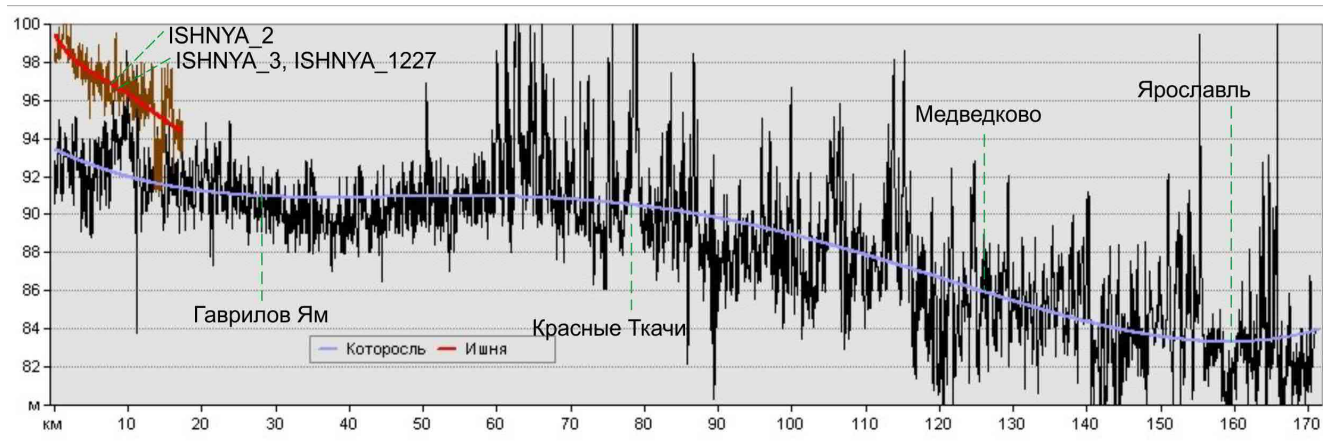


Рис. 4. Продольные профили Ишни и Которосли
(цветными линиями осреднены через приближение с помощью кривых)

на впадение реки, сформировавшей палеорусла, в озеро, а не на вытекание из него (рис. 4). По всей видимости, большие палеорусла оставила река Устье, как это предполагал ещё Н. В. Чижилов (1956). Даты из русловой фации аллювия и из подстилающих её отложений указывают на формирование палеорусел в голоцене. Тем не менее, исходя из дат по другим большим палеоруслам (Panin, Matlakhova, 2015), высокий сток наблюдался в конце плениглияциала. Мы предполагаем, что верхние даты получены по русловой фации аллювия Ишни, которая, в таком случае, в бореале уже занимала русло реки Устье, сформированное в раннем дриасе. Хотя кровля русловой фации находится на глубине 3–4 метра от поверхности, в то время уровень озера Неро был ниже, в диапазоне 88–93 м абсолютной высоты (Konstantinov et al, 2022), уклоны из-за этого были выше, следовательно, река могла формировать русловую фацию такой мощности. Даты из подстилающих отложений русловой фации реки пра-Устье предположительно были удревнены — вся

территория Ростовской низины изобилует торфяниками, размываемыми водотоками, что могло легко изменить возраст этих отложений. Чтобы проверить эту гипотезу, потребуется датирование другим методом (например, ОСЛ).

Таким образом, мы, во многом соглашаясь с высказываниями Н. В. Чижилова (1956), предполагаем следующий вариант развития этой территории. В позднем плениглияциале, во время эпохи мощного стока, Устье впадала в озеро Неро, формируя большие меандрирующие палеорусла. Их формирование закончилось в конце плениглияциала. После этого русла реки обмелели, отшнуровались и потеряли связь с нынешней рекой. На их месте потекли реки Ишня и Мошна, занявшие большие русла к северу от Ростова; уровень озера в это время находился ниже 90 м абсолютной высоты, а новообразованные реки, несмотря на упавший сток, развивались и усложняли конфигурацию древних палеорусел, формировали русловую фацию аллювия.

Сохранился единичный отрезок боль-

шого палеорула к северу от д. Бакланово, поэтому возможность достоверно измерить его геометрические параметры отсутствует. Учитывая, что к западу и востоку от него встречаются другие палеорула (меньшего размера), а само оно сохранило следы роста (гривы), можно довольно уверенно говорить, о его возрасте не старше LGM. Видится сомнительной возможность его сохранения со времён среднего валдая, т.е. со времён предыдущей эпохи высокого стока (Panin, Matlakhova, 2015). В пользу этого предположения говорит дата из подстилающих отложений — более 43 тыс. л. н. (или «запредельный» возраст, учитывая ограниченность применения радиоуглеродного метода в таких интервалах времени). Кроме того, вал, протягивающийся южнее палеорула и отделяющий его от поймы современной Которосли, сложен с поверхности до глубины 8 м песком, что указывает на его эоловый генезис, вероятно пленигляциальный возраст и динамичность рельефа местности. Однако нельзя исключать возможность и удревнения углерода из отложений, тем более что во вскрытом разрезе крупнообломочные прослой (галка, гравий, грубый песок) встречаются трижды.

Осложняющие большое палеоруло более мелкие палеорула (которые, однако, всё же крупнее аналогичных у современной реки) могут иметь голоценовый возраст. Такая гипотеза имеет недостаток — сложно объяснить увеличенный размер палеорусел, поскольку в голоцене речной сток мало отличался от современного (Panin, Matlakhova, 2015). Кроме того, в таком случае надо предполагать смещение русла реки Устье-Которосль (такая вариация названия связана с тем, что река Устье протекала се-

вернее вала и сливалось с Вёксой восточнее) в голоцене. Можно предположить, что смещение русла и прорыв вала были обусловлены высоким стоком наносов, а также связанным с этим изменением уклонов реки и постоянным блужданием по внутренней дельте, а не изменением величины речного стока. Кроме того, если уровень озера на протяжении позднеледникового и раннего голоцена был низким (Konstantinov et al., 2022; Borisova et al., 2022), то и пойма в верховьях Которосли находилась на иных высотах и должна была интенсивно перекрываться речными наносами, чтобы оказаться на современной высоте. Вероятно, высокие величины речного стока в позднем пленигляциале способствовали выносу наносов Устье-Которосли за пределы внутренней дельты, что поддерживало низкий уровень озера Неро. Впоследствии речной сток упал, однако сток наносов был по-прежнему высок, благодаря чему верховья Которосли быстро ими заполнились.

Верховья Которосли расположены на окончании внутренней дельты реки Устье; сама внутренняя дельта могла формироваться и в пленигляциале, но заполнение, видимо, происходило на протяжении конца позднего плейстоцена и в голоцене. Увеличенный уклон в верховьях Которосли, обусловленный избытком наносов на краю внутренней дельты, виден и на продольном профиле реки (рис. 4). Показатели шага и ширины малых палеорусел плохо соотносятся друг с другом, что связано с сильным меандрированием рек в прошлом и порой пальцеобразным рисунком палеорусел, свидетельствующим о перегруженности рек наносами (Беркович и др., 2017). Мы полагаем, что величина речного стока Устье-Которос-

ли опосредовано влияла на уровень озера через сток наносов и уровень поймы в верховьях современной Которосли.

Поскольку, согласно нашей гипотезе, большие палеорусл севернее Ростова Великого и д. Бакланово имеют раннедриасовый возраст, стоит обсудить порядок их формирования или одновременного использования рек. Разветвление русла реки Устье в позднем плениглияле возможно, но маловероятно, так как для рек той поры характерен меандрирующий облик русел (Vandenberghе, Sidorchuk, 2020). На основании неодинакового размера можно предполагать их последовательное формирование. Вероятно, сначала формировалось крупное палеорусл севернее д. Бакланово, которое, будучи южнее ограничено валом (сформировавшимся, скорее всего, в LGM) и перенасыщено наносами, постоянно осуществляло аккумулятивную работу в этом направлении. Интенсивная аккумуляция в конечном итоге привела к блокировке стока и его перебросу на юго-запад, севернее озера. Здесь река уже не была ничем стеснена, наносы аккумуляровались на большой площади, русло постепенно смещалось всё дальше на юго-запад. После окончания эпохи мощного стока последняя генерация больших палеорусел была отшнурована и занята Ишной, а сток был снова переброшен в район севернее вала, где продолжалась интенсивная аккумуляция. Последняя повлекла за собой рост уровня уреза реки, что в итоге привело к прорыву вала и перебросу стока в район современных верховий Которосли. Интенсивная аккумуляция наносов началась уже здесь, и на этот раз привела к росту порога стока озера и постепенному увеличению его площади. По колонкам буровых сква-

жин в старицах Которосли видно, что заполнение началось с абсолютной высоты около 85 м — примерно на такой высоте находилась пойма реки — и это хорошо соотносится с уровнем озера в то время.

Выводы. Исходя из полученных результатов, можно сделать следующие выводы. В позднем плениглияле происходило формирование больших палеорусел, следы которых сохранились на разных участках пойм рек Устье и Которосль. Большая величина речного стока способствовала проточности озера Неро, а также свободному поступлению вод озера в верховья нынешней Которосли. Русло Которосли (Устье-Которосли, так как в тот момент Устье сливалось с Вёксой несколько ниже по течению) находилось севернее деревни Бакланово и было отделено от Неро валом эолового происхождения. На месте верховий современной Которосли находилось продолжение русла Вёксы. По причине перегруженности русла наносами, Устье-Которосль постоянно блуждала в пределах своей внутренней дельты, совершая аккумулятивную работу. После окончания эпохи мощного стока русло остановилось севернее д. Бакланово и формировало палеорусл меньшего размера. Интенсивная аккумуляция, тем не менее, продолжалась, уровень уреза реки рос, что в какой-то момент привело к прорыву вала эолового происхождения. Аккумуляция началась в районе верховий современной Которосли, за ней последовал рост порога стока озера и увеличение его площади.

Исследования проводились при поддержке Российского научного фонда, проект 19-17-00215п

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алёшинская З.В., Гунова В.С. (1998) *Плейстоценовые озёра Ростовской котловины и её окрестностей. История плейстоценовых озёр Восточно-Европейской равнины*. СПб.: Наука. С. 345–350. 406 с.

Беркович К.М., Виноградова Н.Н., Чалов Р.С. (2017) *Факторы русловых процессов (Эрозионно-аккумулятивные процессы в реках (русловые процессы). Эрозионно-русловые системы: монография*. М.: ИНФРА-М. С. 331–340.

Гунова В.С., Лефлат О.Н. (1997) *Голоценовое и современной состояние экосистемы озера Неро*. Вестник Московского университета. Серия 5. География. № 4. С. 42–45.

Чижигов Н.В. (1956) *Геоморфология и почвы бассейна озера Неро и реки Устье-Которосль*. Труды лаборатории сапропелевых отложений. Вып. 6. С. 130–144.

Borisova O., Konstantinov E., Utkina A. et

al. (2022) *On the existence of a large proglacial lake in the Rostov-Kostroma lowland, north-central European Russia*. Journal of Quaternary Science. Vol. 37. Iss. 8. 1442–1459. <https://doi.org/10.1002/jqs.3454>

Konstantinov E.A. Karpukhina N.V., Zakharov A.L. et al. (2022) *Fluctuations of Nero Lake in the Holocene*. Doklady Earth Sciences. Vol. 506 (Suppl 1). P. S48–S54. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22700258>

Panin A., Matlakhova E. (2015) *Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications*. Catena. Vol. 130. С. 46–61. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>

Vandenberghe J., Sidorchuk A. (2020) *Large palaeomeanders in Europe: Distribution, formation process, age, environments and significance*. J. Herget J., Fontana A. (Eds). Palaeohydrology. Geography of the Physical Environment. P. 169–186. https://doi.org/10.1007/978-3-030-23315-0_9

СТРОЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДОННОГО РЕЛЬЕФА ЧУХЛОМСКОГО ОЗЕРА (КОСТРОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

**К. Г. Филиппова^{1,*}, Е. А. Константинов¹, А. Л. Захаров¹,
Н. В. Кузьменкова^{1,2}, А. А. Медведев^{1,3}, М. Г. Мельников³**

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия

³ НИУ «Высшая школа экономики», Москва, Россия

* E-mail: xenia.filippova@igras.ru

Изучено строение рельефа дна и донных отложений Чухломского озера (Костромская область). Проведена собственная батиметрическая съемка, показавшая, что наиболее глубокие участки имеют вид двух ложбин. Максимальная глубина внутри ложбин (и для всего озера) составляет 5.4 м, средняя глубина озера — 2.4 м. Ложбины расходятся от центра озера в сторону г. Чухломы. Строение донных отложений вскрыто скважинами глубиной 9.45 и 7.45 м на участках средних глубин и внутри ложбины, соответственно. Для керна из скважины внутри ложбины получено 5 радиоуглеродных AMS дат. Доголоценовая часть обоих кернов обнаруживает высокое сходство по строению и глубинам маркирующих горизонтов, выделенных по комплексу литологических аналитических исследований. Строение и мощность голоценового осадка существенно различается — внутри ложбины наблюдаются перемены в осадконакоплении. Их возраст (согласно модели осадконакопления) оценивается как 10.6–5.3 и 4.9–0.06 тыс. л. н. Вероятным механизмом происхождения ложбин является локализованная эрозия, вызванная ветровыми течениями в условиях мелководного озера. Дополнительным фактором эрозии может выступать дегазация донных отложений, приводящая к разрыхлению придонного слоя, что делает его податливым для размыва. Прекращение размыва осадка внутри ложбины совпало по времени с сооружением плотины на реке Вексе и подъемом уровня озера на 1.0–1.5 м в 1960-х годах (по данным изменения содержания радиоизотопов ^{137}Cs и неравновесного ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$)).

Ключевые слова: рельеф озёрного дна, озёрные отложения, литологические исследования, радиоуглеродный анализ, палеолимнология, содержание радиоизотопов

Чухломское озеро, расположенное в северной части Костромской области (Чухломский район) на Галичско-Чухломской возвышенности (водораздел рек Костромы и Унжи), находится южнее границы послед-

него валдайского оледенения (Геологическая ..., 1972). Предполагается, что озеро образовалось после отступления московского ледникового покрова, т.е. его возраст может достигать 130 тысяч лет.

В работе А. Грачева 1902 г. встречается одно из первых описаний неоднородности рельефа дна, отмечается наличие глубоких участков, расположенных полосами. Подробной карты, соответствующей этому описанию, обнаружено не было. В Чухломском краеведческом музее находится батиметрическая карта озера, составленная в 1927–1928 гг. Г. Г. Чалеевым, которая местами значительно отличается от вышеупомянутого описания.

Донные отложения озера активно изучались в 20–30-е годы XX века с целью разведки запасов промышленного сапропеля (Чернов, 1930). Изыскания по оценке запасов сапропеля также проводились в 1959 и 1992–1993 гг. (Стахневич, 1959; Гурин, 1993). Изучалось строение верхней части донных отложений, площадное распространение сапропеля, описаны типы сапропеля и изучен его химический состав. Во второй половине XX в. работы по изучению озера, в основном, посвящены рыбохозяйственным и экологическим вопросам (Баранов и др., 1981; Тимофеева, Юхно, 2019).

Анализ литературы показал, что Чухломское озеро слабо изучено в палеогеографическом отношении. В опубликованных материалах не содержится значимых палеогеографических реконструкций, детального литологического анализа отложений, данных об их возрасте, палеофаунистическом и палеоботаническом составе, а также морфологии и происхождении донного рельефа.

В настоящей работе рассматриваются новые данные о топографии и генезисе донного рельефа, а также результаты изучения строения, состава и возраста верхней части донных отложений Чухломского озера.

Материалы и методы. По результатам рекогносцировочных промеров глубины водоема оказалось, что распределение глубин на имеющейся карте 1927–1928 гг. не полностью совпадает с реальной батиметрией. Проведена собственная детальная батиметрическая съемка всей акватории озера во время летних полевых работ в 2021 г. Использовался двулучевой эхолот Deeper Pro+ и многолучевой эхолот Lowrance HDS-9 Live, совмещенный с локатором бокового обзора.

Данные эхолотирования с обоих эхолотов обработаны в программном пакете ReefMaster, экспортированы в программу Surfer, где проведена их интерполяция различными методами и построены цифровые модели дна водоема. Оформление карт осуществлено в программе Global Mapper 21.

Картографирование мест выходов подземных вод (ключей) производилось на основе материалов сканирования дна при помощи гидролокатора бокового обзора, установленного на эхолоте Lowrance HDS-9 Live. Также эта задача решалась на основе анализа космических снимков с целью обнаружения полыней. Использовались снимки за зимний период с ноября по апрель, когда озеро полностью покрыто льдом.

Бурение донных отложений выполнено при помощи поршневого бура Ливингстона. Получены две колонки отложений: колонка Chu13A в глубоководной части (ложбине) длиной 7.45 м и колонка Chu7A на поверхности фоновых глубин — 9.45 м. Для участка Chu13A дополнительно выполнен отбор верхней слабоконсолидированной части осадка по методике Е. А. Константинова при помощи подъема и заморозки придонного слоя (Konstantinov, 2019).

Исследование верхней части осадка по-

зволило оценить современные темпы осадконакопления путем изучения распределения по глубине радиоизотопов ^{137}Cs и неравновесного ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$). Анализ выполнен на кафедре радиохимии химического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова.

В лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН произведен комплексный литологический анализ образцов из колонок с шагом 5 см. Выполнено определение гранулометрического состава отложений на лазерном дифрактометре Malvern Mastersizer 3000 при использовании дифракционной модели Ми (Ozer et al., 2010). Предварительная пробоподготовка образцов включала удаление карбонатной и органической составляющих осадка. Потери при прокаливании (ППП) измерены согласно методике, предложенной Heiri et al. (2001). Удельная магнитная восприимчивость измерена на приборе ZHstruments SM 150L на частотах 500 и 4000 Hz при напряженности магнитного поля 320 А/м. Для верхней слабоконсолидированной части осадка колонки Chu13A произведено только измерение удельной магнитной восприимчивости и определено содержание радиоактивных изотопов ^{137}Cs и $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (по причине малого количества материала).

Методом AMS определен радиоуглеродный возраст отложений по колонке Chu13A. Пробоподготовка образцов произведена в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института Географии РАН, измерение — в Центре изотопных исследований Университета Джорджии (США). Калибровка возраста выполнена с помощью алгоритма OxCal20 (Reimer et al., 2020).

Результаты исследования и обсуждение. *Донный рельеф.* Батиметрическая съемка позволила проанализировать рельеф дна Чухломского озера. Оказалось, что наиболее глубоководная зона имеет вид двух замкнутых ложбин, расходящихся от центра озера в сторону г. Чухломы.

Ложбины расходятся под углом 40° и через 1 км от точки разделения простираются почти параллельно по азимуту 130° . Максимальная ширина единой глубины в центральной части озера составляет 900 м. В месте разделения ложбин ширина глубины составляет 1400 м. Ширина западной ложбины — 550–750 м, восточной — 450–600 м. Протяженность — 4.8 и 5.2 км, соответственно. Концы ложбин загибаются вблизи г. Чухлома в противоположных направлениях и протягиваются вдоль берега на 1200 и 2000 м. В северной части ложбинного комплекса нет признаков продолжения ложбин в направлении истока Вексы.

Максимальная глубина в ложбинах (и для всего озера) достигает 5.4 м. Средняя глубина озера, по нашим батиметрическим данным, составляет 2.4 м. В рельефе дна выделяются две ступени: глубины 1.6–1.7 м занимают 9.2 % площади дна, а глубины 1.9–2.5 м — 63.3 %. На глубины более 2.5 м приходится 20.5 % площади дна. А на глубины менее 1.6 м — всего 4.5 %.

Состав и строение донных отложений. В строении колонок отложений Chu13A и Chu7A наблюдаются как черты сходства, так и различия. Нижние части обеих колонок характеризуются схожим строением: серый минеральный ил (содержание органического вещества менее 5 %) с опесчаненными прослоями, который продолжается до забоя в обеих скважинах, перекры-

вається опесчаненим темно-серим илом с содержанием органического вещества 10.0–15.0 % (в колонке Chu13A этот слой разделен прослоем опесчаненного ила с содержанием органического вещества 15.0–20.0 %). Выше в обеих колонках залегаєт слой светло-серого карбонатного ила (содержание CaCO_3 43.0–51.0 %) мощностью 0.18–0.20 м. Карбонатный ил перекрыт органоминеральным илом (содержание органического вещества более 40 %) буро-оливкового цвета. Мощность этого слоя в колонках разная: 0.85 м в колонке Chu13A и 3.2 м в колонке Chu7A. Самая верхняя часть осадка представлена органическим слабоконсолидированным буро-оливковым илом мощностью до 0.6 м.

Слой карбонатного ила является наиболее четким маркирующим горизонтом. Его верхняя граница в двух колонках расположена на близкой абсолютной высоте: в колонке Chu7A всего на 0.35 м ниже, чем в колонке Chu13A. Абсолютные высоты пиковых значений остальных характеристик так же расположены близко — от 0.1 (плотность минерального ила и нижний пик содержания органического вещества) до 0.45 м (верхний пик содержания органического вещества и медианного размера частиц).

Возраст отложений Чухломского озера. По результатам радиоуглеродного датирования для колонки Chu13A построена возрастная модель осадконакопления с использованием байесовского подхода в программе Rbason (Blaauw, Christen, 2011). Согласно модели, возраст перерывов в осадконакоплении в ложбине оценивается между 10.6 и 5.3 тыс. л. н. и между 4.8 и 1.3 тыс. л. н.

Исследования содержания радиоактивных изотопов верхней части колонки Chu13A выявили четкий пик содержания радиоактивного изотопа цезия ^{137}Cs (5.7 кБк/м² на глубине 0.42 м от поверхности дна), соответствующий Чернобыльской катастрофе 1986 г. (Kuzmenkova et al., 2023). Распределение неравновесного свинца позволяет предположить, что слабоконсолидированные отложения до глубины 0.55 м накоплены не более чем за последние 50–60 лет.

Процессы в придонном слое осадка. Во время зимних полевых работ было отмечено, что на озере формируется неоднородный ледовый покров, и есть участки (полыньи), где лед утончен или не образуется вовсе — «ключи» (как их называют местные жители). При маршрутном обследовании озёрного льда было установлено, что для этих участков характерны газопроявления. В тонком прозрачном льду над несколькими «ключами» было зафиксировано скопление пузырей газа. Помимо этого, донные осадки оказались пористыми — в разных колонках во время полевых работ пористость отмечена на глубинах от 6 до 11 м, что говорит о газонасыщенности отложений.

Эхолот Lowrance HDS-9 Live, оснащенный встроенным гидролокатором бокового обзора, позволил закартировать места выхода подземных вод и/или разгрузки газов, попавших в поле зрения по маршруту съемки. К этим данным были добавлены результаты, полученные с помощью дешифрирования космических снимков (участки полыней).

Обсуждение результатов. По результатам исследования вещественного состава донных отложений Чухломского озера

в обеих колонках проведена корреляция и определены различия в строении толщи, а полученные даты и построенная модель осадконакопления позволили выделить этапы формирования осадка.

Нижние слои осадка в обеих колонках обладают высоким сходством. Этап накопления минерального озёрного суглинка завершился 18–16 тыс. л. н., когда в озеро поступил более крупный материал с максимальным для разреза значением удельной магнитной восприимчивости. 16–11 тыс. лет назад накопился органоминеральный ил с содержанием органического вещества до 10–15 %. В колонке Chu13A присутствует слой, представленный материалом более обогащенным органическим веществом (до 15–20 %) — опесчаненным илом с максимальным для разреза медианным размером частиц. Такой слой в колонке Chu7A отсутствует — увеличение опесчаненности сдвинуто ближе к нижней границе карбонатного слоя, повышения содержания органического вещества не наблюдается. Вероятно, это связано с эпизодом локального перемыва и переотложения осадка. Накопление слоя карбонатного ила произошло 11–10 тыс. л. н. После чего произошел размыв отложений (между 10.6 и 5.3 тыс. л. н.). Затем начал формироваться слой органо-минерального ила с содержанием органического вещества более 40 %, который в скважине Chu7A представлен гораздо более мощной толщей осадка (3.2 м против 0.85 м в скважине Chu13A). Следовательно, голоценовая последовательность осадка в ложбине заметно сокращена по сравнению со строением осадка на участках фоновых глубин, что свидетельствует о втором эпизоде размыва отложений, произошедшего

после 4.8 тыс. л. н.

Вероятно, что размыв прекратился, когда сток озера начал регулироваться хозяйственной деятельностью человека. Шандорная переливная плотина была построена в 1963 г., подняв уровень воды в озере на 1.0–1.5 м (Тимофеева, Юхно, 2019). Наличие в ложбине осадка, содержащего радионуклиды ^{137}Cs и $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, подтверждает процесс современного осадконакопления в ней, а не продолжающийся размыв. При этом по колонке отложений не определяются нижние пики глобального выпадения цезия 1958 и 1963 гг. По всей видимости, на тот момент процесс выноса материала из ложбины ещё продолжался, а перестройка процессов осадконакопления происходила постепенно после строительства плотины. Формируется слой слабоконсолидированного неуплотненного темно-оливкового органического ила.

В донном рельефе северной части озера, вблизи истока реки Вексы нет признаков переуглубления. Морфология ложбин указывает на то, что они могли быть созданы под воздействием эродирующего потока, а наши данные по строению отложений указывают на размыв донного осадка сверху. Субгоризонтальное залегание доголоценовых озёрных отложений позволяет отклонить версии о карстовом или тектоническом генезисе ложбин, либо проекции древнего рельефа на современную поверхность. Вдольбереговой загиб ложбин у г. Чухломы свидетельствует о том, что размыв в придонном слое происходил от центра озера в ЮВ направлении.

Вероятно, что в формировании ложбин принимают участие придонные течения, которые размывают отложения в наиболее

турбулентной зоне — местах выхода подземных вод и/или зоне разгрузки газов, накапливающихся в толще озёрных илов.

Предполагается, что влияние на формирование придонных течений может оказывать ветровой режим. По данным Научно-прикладного справочника по климату СССР (1992), в г. Чухломе наибольшая повторяемость в году присуща ветрам ЮЗ, Ю и ЮВ направлений (21, 21 и 17 %, соответственно). Для безледного периода ЮЗ и Ю ветра так же преобладают (18 и 17 %, соответственно), и увеличивается доля СЗ ветра (до 15 %). Восточная ложбина, являющаяся наиболее глубокой и прямой, простирается с СЗ на ЮВ.

Выводы. Сравнительный анализ строения донных отложений в скважинах показал, что ложбины имеют денудационное происхождение. Вероятным механизмом происхождения ложбин являлась локализованная эрозия, вызванная ветровыми течениями. Дополнительным фактором эрозии могла выступать дегазация донных отложений (отмеченная во время полевых работ), приводящая к разрыхлению придонных отложений, что делало их податливыми для размыва. По результатам радиоуглеродного датирования установлено, что ложбины имеют голоценовый возраст. Выявлено два этапа эрозии озёрного дна. Возраст первой эрозионной фазы определяется по модели осадконакопления между 10.6 и 5.3 тыс. л. н., а второй — между 4.9 тыс. л. н. и 50–60 лет назад (по данным измерения содержания ^{137}Cs и $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$). Установлено, что размыв отложений в ложбинах прекратился в одно время со строительством плотины на реке Вексе в 1960–е гг.

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», и государственного задания Института Географии РАН № АААА–А19–119022190168–8 (FMGE-2019-0010). Полные материалы исследования изложены в статье Филипповой и др. (2023, в печати).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баранов И.В., Терешин А.Б. (1981) *Гидрохимический режим Галичского и Чухломского озёр (Костромская обл.) по результатам исследований 1979 г.* Сборник научных трудов ГОСНИОРХ. Вып. 164. Л.: ГОСНИОРХ. С. 58–67.

Геологическая карта СССР. Карта четвертичных отложений. Серия Мезенская, лист О–38–VII, масштаб: 1:200 000. (1972) Под ред. З. И. Бороздиной. М.: Всесоюзный аэрогеологический трест Министерства геологии СССР.

Грачев А. (1902) *О некоторых озёрах Костромской губернии.* М.: Типо-лит. Т-ва И.Н. Кушнерев и К°. 17 с.

Гурин Э.В. (1993) *Отчет о детальной разведке озёрного месторождения сапропеля «Чухломское» (северо-западная часть Чухломского района, Костромской области).* Ярославль: Торфгеология. 102 с.

Научно-прикладной справочник по климату СССР. Многолетние наблюдения. Серия 3. Часть 1–6. Выпуск 29. Кировская, Костромская, Ярославская, Ивановская, Владимирская, Горьковская, Рязанская области, Удмуртская, Марийская, Чувашская, Мордовская АССР (1992) Санкт-Петербург:

Гидрометеоздат. 583 с.

Стахневич В. Л. (1959) *Материалы изысканий озёр «Галичское» и «Чухломское» Галичского и Чухломского районов, Костромской области*. М.: Главторффонд РСФСР. 55 с.

Тимофеева Л. А., Юхно А. В. (2019) *Гидрологические факторы функционирования экосистем озёр Галичское и Чухломское*. Озёра Евразии: проблемы и пути их решения. Материалы II Международной конференции. Казань: Академия наук Республики Татарстан. С. 337–342.

Филиппова К. Г., Константинов Е. А., Захаров А. Л., и др. (2023) *Строение и происхождение донного рельефа Чухломского озера (Костромская область)*. Геоморфология и палеогеография. № 4 (в печати).

Чернов А. (1930) *Материалы к изучению Чухломского озера (из работ Биологической станции Костромского научного общества)*. Известия Костромского научного общества по изучению местного края. Кострома. Вып. 2–3. С. 19–30.

Blaauw M., Christen J. A. (2011) *Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process*. Bayesian Anal. Vol. 6. No. 3. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>

Heiri O., Lotter A. F., Lemcke G. (2001) *Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results*. Journal of Paleolimnology. No. 25. P. 101–110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>

Konstantinov E. A. (2019) *A New Technology of Coring for Bottom Soft Sediments*. Oceanology. Vol. 59. P. 791–796. <https://doi.org/10.1134/S0001437019050084>

Kuzmenkova N., Golosov V., Ivanov M. et al. (2023) *Bottom sediment radioactivity of the six Caucasus lakes located in different altitude zones*. Environmental Science and Pollution Research. Online 17.02.2023. <https://doi.org/10.1007/s11356-023-25838-4>

Özer M., Orhan M., Isik N. S. (2010) *Effect of Particle Optical Properties on Size Distribution of Soils Obtained by Laser Diffraction*. Environmental and Engineering Geoscience. Vol. 16. No. 2. P. 163–173. <https://doi.org/10.2113/gsegeosci.16.2.163>

Reimer P., Austin W. E. N., Bard E. et al. (2020) *The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal k BP)*. Radiocarbon. Vol. 62. No. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА РЕЛИКТОВ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ПЕДОГЕНЕЗА В ДНЕВНЫХ ПОЧВАХ ВЛАДИМИРСКОГО ОПОЛЬЯ

**Л. С. Фролова^{1,*}, И. Г. Шоркунов^{1,2}, Е. В. Гаранкина¹,
В. А. Лобков^{1,2}, Е. Д. Шеремецкая², Ю. В. Шишкина¹**

¹ *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

² *Институт географии РАН, Москва, Россия*

** E-mail: l.frolova2000@gmail.com*

Эволюция поверхностных почв послеледниковых ландшафтов центра Русской равнины проходила в условиях контрастного рельефообразования, обусловленного нерегулярными циклами денудации, седиментации, педо- и криогенеза в позднем плейстоцене и голоцене. На ключевом участке Суздальского плато в трех детально исследованных разрезах агродерново-подзолистых и агросерых почв выделены и разграничены группа морфологических признаков голоценового и две группы признаков реликтового доголоценового педогенеза. В целях стратиграфического сопоставления разновозрастных педогенных признаков был заложен буровой профиль по привершинным поверхностям (138–148 м абс.) и в депрессии первичного ледникового рельефа (114–130 м абс.) нижнего яруса междуречий Суздальского плато, прослеживающий уровни позднеплейстоценовых палеопочв от опорных разрезов региона: верхнепалеолитической стоянки Сунгирь и Боголюбовского карьера. Нижний уровень почвообразования, относимый к салынской фазе мезинского педокомплекса, представлен серией слабо развитых элювиальных и субэлювиальных горизонтов в слюдистых алевроитах нерасчлененного комплекса позднемосковско-микулинских флювиальных отложений. Горизонты салынской фазы педогенеза выклиниваются в северной части бурового профиля. Выше залегает уровень темноцветных педоседиментов с повышенным содержанием углестого материала, соотносимый с крутицкой фазой мезинского педокомплекса. Третий уровень позднеплейстоценового педогенеза связан с сунгирской (брянской) палеопочвой, развитой в средне-тяжелосуглинистых озерно-лужевых и склоновых осадках. Эти палеопочвы хорошо воспроизводятся во всех скважинах. Венчает комплекс послеледниковых отложений голоценовая почва на субэдральных эоловых и склоновых осадках. Наиболее ранние реликтовые признаки хорошо коррелирует с уровнем сунгирской (брянской) палеопочвы. Вторая группа педогенных реликтов прослеживается выше с более молодой погребенной поверхности и представлена комплексом темно-серых глинистых выполнений (кутан) системы плоских пор, срезанных и погребенных склоновыми осадками позднеледникового возраста и/или срезанных и экспонированных на дневную поверхность. Трещинная сеть и кутаны соотнесены с трубчевским уровнем педогенеза.

Ключевые слова: перигляциальный педогенез, брянская палеопочва, трубчевская палеопочва, мезинский педокомплекс, Суздальское плато

Междуречье Колокши, Нерли и Клязьмы – платообразная возвышенная ярусная равнина в краевой зоне максимального распространения московского ледникового покрова. Ее основу составляет поднятие палеозойских и мезозойских морских осадочных пород с верхнемеловыми отложениями в кровле. Дочетвертичная равнина глубоко расчленена крупными эрозионными формами раннего кайнозоя, полностью определившими современную гидрографию возвышенности. Мощность четвертичных отложений невелика и составляет в среднем 20–25 м, горизонты раннеплейстоценовых ледниковых отложений выстилают днища глубоко врезанных долин, нижняя морена среднеплейстоценового оледенения распространена более широко, верхняя (московский горизонт) имеет небольшую мощность (3–5 м) и покровный характер простирается (Геологическая ..., 1974). В позднем плейстоцене возвышенность испытывала перигляциальные условия, определившие формирование сложного комплекса послеледниковых суглинистых отложений мощностью 2–5 м с покровным простираем. Перигляциальный феномен – т.н. покровные суглинки – рассматриваются исследователями как эоловые (Макеев, 2012), так и как флювиальные образования с допущением эолового привноса вещества (Гугалинская, Алифанов, 1995).

В качестве контрольных объектов стратиграфического сопоставления почв и седиментов исследованного ключевого участка были выбраны известные в регионе опорные разрезы позднего плейстоцена: верхнепалеолитическая стоянка Сунгирь и Боголюбовский карьер. В послеледниковых отложениях, вскрытых карьером, А.А. Ве-

личко с соавторами описана толща суглинистых осадков – «лёссов», вмещающая отдельные горизонты салынской и крутицкой фаз мезинского педокомплекса микулинского межледниковья, палеопочву второй половины средневалдайского мегаинтерстадиала (брянская, сунгирская) и голоценовую поверхностную почву (Величко и др., 1996). Уровни погребенных палеопочв и седиментов осложнены реликтовыми криогенными структурами различного генезиса, относимые к владимирскому и ярославскому криогенным горизонтам (Velichko et al., 2006, 2011).

Литологическое строение опорного разреза стоянки Сунгирь позволяет проследить характерную для региона последовательность седиментов и палеопочв. Нижний горизонт относится к озерным отложениям, в которых развивается брянская палеопочва. Отложения, перекрывающие брянскую палеопочву, представлены делювием. Выше залегает толща эоловых суглинков, в которых развита голоценовая поверхностная почва. Часть седиментов переотложена в результате склоновых процессов (Alifanov et al., 2000).

Дневные почвы Владимирского ополья характеризуются содержанием в них разновозрастных реликтовых педогенных признаков. К ним относят вторые гумусовые горизонты (ВГГ), карбонатные новообразования, а также погребенные горизонты поздневалдайских почвенных тел (Макеев, Дубровина, 1990; Гугалинская, Алифанов, 1995). Для построения эволюционных траекторий и генетических моделей поверхностных почв Владимирского Ополья необходимо выявить реликты различных стадий педогенеза в дневных почвах. Для этого было проведе-

но исследование разновозрастных погребенных почвенных горизонтов и их приуроченности к различным стратиграфическим уровням.

Материалы и методы. Исследование послеледниковых отложений проводилось на ключевом участке «Гнездилово» (56°22'24" с.ш., 40°23'45" в.д., 143–145 м н.у.м.) вблизи раннесредневекового некрополя «Гнездилово-12». Проведено морфологическое исследование дневных почв в трех разрезах (3 x 1.5 м, глубиной 1.6–2.9 м) в горизонтальных и вертикальных сечениях, изучена объемная структурная организация. Для построения геологических профилей послеледниковых осадков мощности пачек устанавливались с помощью ручного ударного бурения. Разрезы и скважины пересекают элементы реликтовой криогенной морфоскульптуры (РКМ), выделенные в соответствии с проведенной геофизической съемкой, а также с использованием данных спутниковых снимков и ортофотопланов БПЛА-съемки (Макаров и др., 2021; Лобков и др., 2023).

Контрольное буровое профилирование методом шнеково-свайного бурения позволило проследить пространственную воспроизводимость стратиграфических уровней седиментов и ископаемых палеопочв в послеледниковых отложениях, вскрытых в опорных разрезах 1950–1990 гг. – Боголюбовском карьере кирпичного завода и верхнепалеолитической стоянки Сунгирь (восточная окраина г. Владимира) до ключевого участка «Гнездилово» под Суздалем. Буровой профиль был заложен по привершинным поверхностям нижнего яруса междуречий (138–148 м абс.).

Результаты исследования и обсуж-

дение. Полевое литологическое исследование на ключевом участке «Гнездилово» вскрыло толщу послеледниковых суглинистых отложений мощностью 2.5–3.5 м и выявило стратиграфическую последовательность осадочных пачек, закономерно воспроизводящуюся в полигональной и линейной организации погребенной РКМ (рис. 1).

Базальная пачка – буро-красные сильно опесчаненные суглинки с гравием и щебнем [I], выше контрастно переслаиваются мало-мощные (0.2–0.3 м) пестрые желтые и красно-бурые средние и легкие суглинки [II]. В верхней части перекрывающего слабоконтрастно-слоистого светло-серого вязкопластичного карбонатного среднего – тяжелого суглинка [III] (общая мощность 1.0–1.6 м) развит горизонт тусклого светло-красно-светло-серого карбонатного микроагрегированного суглинка [IV] мощностью до 0.9 м. Морфологическое исследование вскрывает в пачке [III] и горизонте [IV] ряд реликтовых педогенных признаков, позволяющих рассматривать их толщу в качестве тела ископаемой палеопочвы. Кровля палеопочвы характеризуется сложной формой границы, свидетельствующей о синседиментационном криогенном педогенезе финальной стадии почвообразования. Основная масса горизонта [IV] по сравнению с материнской породой – слабоконтрастно-слоистой серой пачкой [III] отличается полным отсутствием слоистости, отчетливой двухфазной организацией внутripедной массы (ВПМ) и красным тоном окраски одной из фаз с низкой насыщенностью тона. Основная масса пачки [III] и горизонта [IV] микроагрегирована, выраженность признака убывает сверху вниз. Сочетание перечисленных

признаков позволяет допустить значительную роль криогенного фактора в структурообразовании, перемешивании и выветривании исходного материала. Низкая насыщенность красного и желтого тона позволяет диагностировать оглеение во всем теле палеопочвы. Высокая вязкость и водоудерживающая способность основной массы могут быть обусловлены специфическим составом глинистых минералов в почвенном поглощающем комплексе по сравнению с материнской породой и перекрывающим

осадком. Палеопочва карбонатна. Пропиточные формы могут проследиваться с кровли тела палеопочвы на блочных участках РКМ, на межблочьях граница реакции с 10 % HCl может опускаться до 20–40 см от кровли, основная масса горизонта [IV] может быть бескарбонатна. Нодулярные карбонатные сегрегации концентрического строения проследиваются с кровли вдоль плоскостей морозобойных трещин и клиновидных структур во всем теле палеопочвы. Карбонатные инкрустации тонких

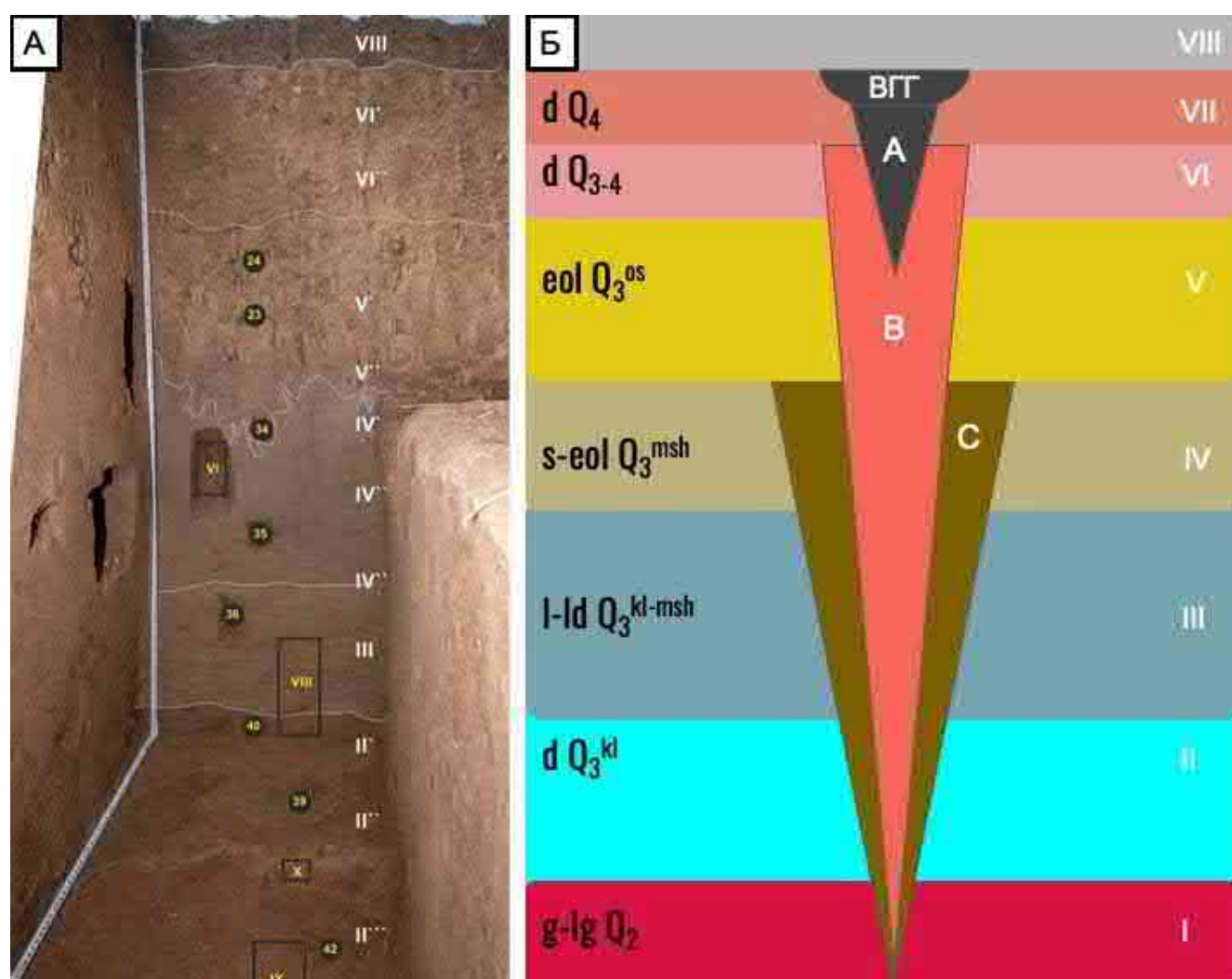


Рис. 1. А – литологическое строение агродерново-подзолистой почвы ключевого участка;
Б – схема стратиграфической последовательности вмещающих отложений и клиновидных структур ключевого участка

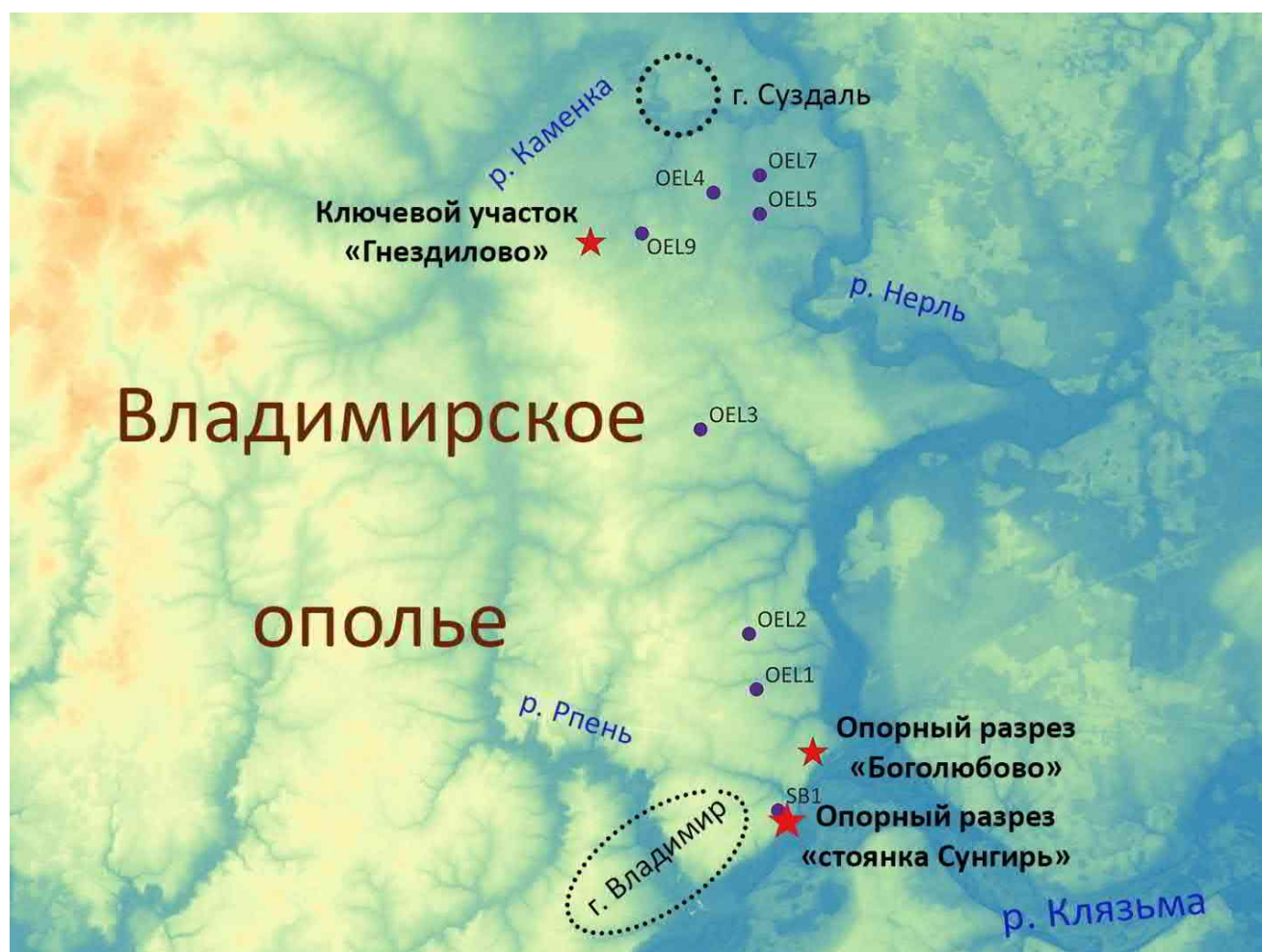


Рис. 2. Расположение ключевого участка «Гнездилово», опорных разрезов «Боголюбково» и «стоянка Сунгирь», скважин шнеково-свайного бурения

внутрипедных пор-трубок концентрируются в срединной и нижней частях горизонта [IV] и в верхней части пачки [III] на блоках, на межблочьях отсутствуют в горизонте [IV].

Сложная переходная зона кровли палеопочвы постепенно сменяется вверх монотонным желто-светло-бурым пылеватым суглинком однородного состава [V] мощностью до 1.2 м. Суглинок обладает биклиновидно-призматическим типом структурной организации, микроагрегированность отсутствует. С кровли пачки [V] прослеживается самостоятельная система полигональных пор-плоскостей с темно-серым илистым выполнением (глинистыми кутанами). Система плоских пор не связана с трещинной

сетью дневной почвы и залегает на различной глубине от дневной поверхности в зависимости от участка РКМ: в центре блоков поры-плоскости обнаруживаются сразу под пахотным горизонтом, на межблочьях они срезаны реликтовой ложбиной и стартуют с уровня 0.8–0.9 м. Глубина проникновения плоских пор с кутанами достигает уровня 2.7 м.

Выше пачки [V] залегает горизонт красновато-светло-бурых пылеватых суглинков с признаками элювирования в них – пачки [VI] и [VII]. Венчает толщу послеледниковых осадков пахотный горизонт [VIII].

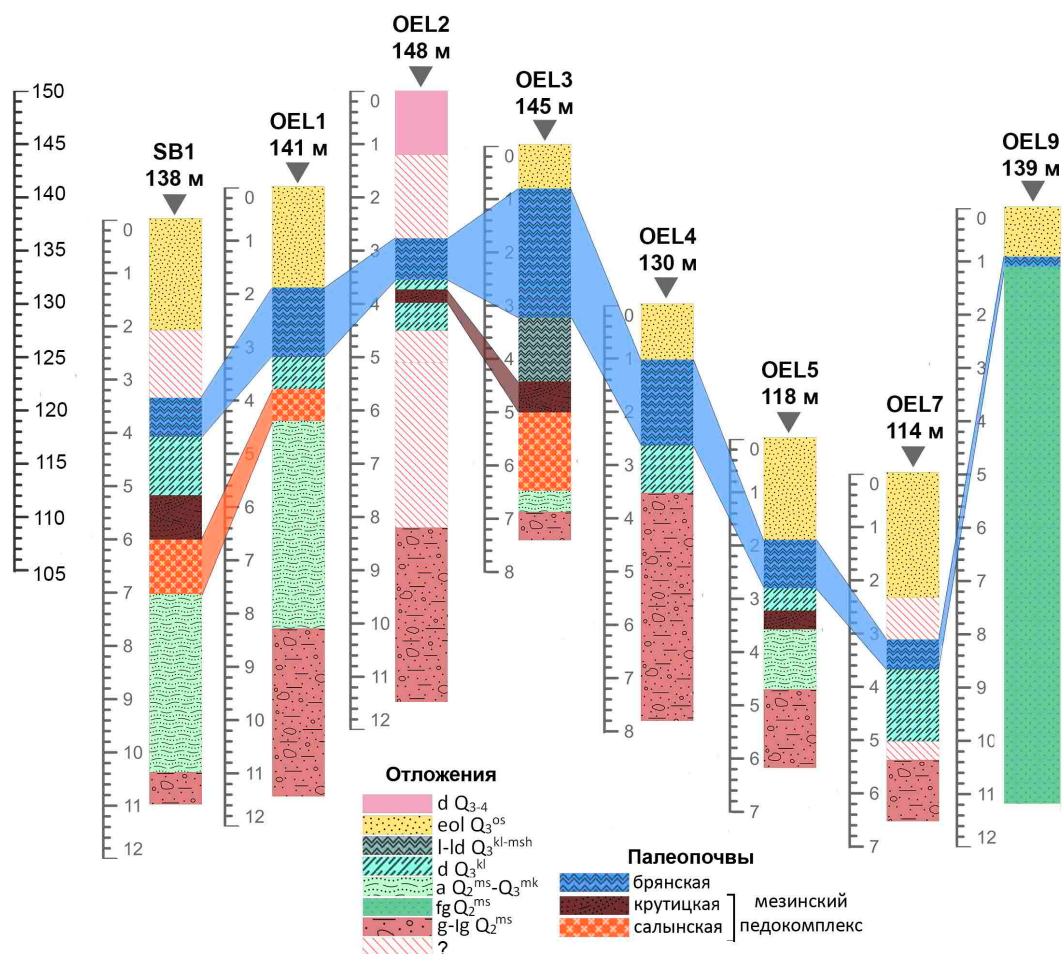


Рис. 3. Буровое контрольное профилирование (средний масштаб)

Выделены три горизонта криогенных клиновидных структур. Глубже всех залегают широкие (до 1.5 м в верхней части) клинья [C], заполненные светло-желтыми пылеватыми суглинками. Они связаны с кровлей горизонта [IV] и продолжаются вплоть до базальных отложений [I]. Залегающие выше более узкие (до 1.2 м) клиновидные структуры [B] проникают в структуры [C] с нарушением и заполнены красно-светло-бурыми пылеватыми суглинками. Они приурочены к кровле пачки делювиальных суглинков [VI], строго вложены в осевую часть клиньев [C]. Самый верхний тип криогенных структур [A] приурочен к узловым сочленениям полигонального рисунка РКМ.

Клинья [A] заполнены иловатыми суглинками, богатыми органическим веществом. Они развиваются непосредственно из-под плужной подошвы пахотного горизонта или второго гумусового горизонта (ВГГ) в пачке [VII].

Над клиновидными структурами [A] в пачке [VII] развивается темно-серый богатый органическим веществом пылеватый суглинок – ВГГ, который оформлен в тонкий горизонт и воронковидные структуры над расширениями трещинной сети в пачке делювиальных суглинков [VII].

В целях стратиграфического сопоставления выявленных разновозрастных педогенных признаков был заложен буровой

Таблица 1. Стратиграфическое положение и наборы признаков палеопочв в кернах скважин шнеково-свайного бурения

Палеопочва		Возраст	Признаки
брянская (сунгирская)		средний валдай	<i>Криотурбированная палеопочва</i> • двухфазный тусклый буро-светло-жёлтый средний/тяжелый суглинок • контрастно-слоистая текстура нижней части тела [III]
			• низкая насыщенность тона окраски (оглеение всей массы) • высокая вязкость • микроагрегированность • пропиточные формы карбонатов основной массы • карбонатные инкрустации пор-трубок • плотные нодулярные карбонатные конкреции (0,2-1,0 см) концентрического строения • железисто-марганцевые конкреции Материнская порода: озерно-лужевые и склоновые отложения
мезинский педокомплекс	крутицкая	ранний валдай	<i>Постпирогенный педоседимент</i> • контрастные переслаивания светло- и темно-желтых, темно-бурых легких и средних суглинков • древесные и травянистые угли • включения гравия и дресвы
	салынская	микулинское межледниковье	<i>Педолитокомплекс. Синлитогенное почвообразование. Слабо развитые элювиальный и субэлювиальный горизонты</i> • регулярная мелкочаисто-сетчатая текстура • редкие мелкие углистые вкрапления • подозрение на погребенную и срезанную сеть трещин усыхания • тусклые светло-желто-светло-серые пятна и инфилинги, нарушающие слоистость материнской породы Материнская порода: позднемосковско-микулинские (нерасчленённые) флювиальные отложения

профиль по привершинным поверхностям нижнего яруса междуречий, прослеживающий уровни позднеплейстоценовых палеопочв от опорных разрезов региона – верхнепалеолитической стоянки Сунгирь и Боголюбовского карьера – к ключевому участку (рис. 2).

Стратиграфическая последовательность осадочных пачек, выявленных в скважинах, хорошо коррелирует с разрезами «Боголюбовский карьер» и стоянка Сунгирь», равно как и с разрезами ключевого участка «Гнездилово». Вскрыты три уровня погребенных палеопочв (таб. 1, рис. 3). Нижний уровень

почвообразования, относимый к салынской фазе мезинского педокомплекса, представлен серией слабо развитых элювиальных и субэлювиальных горизонтов в слюдистых алевроитах позднемосковских или, вероятнее, микулинских флювиальных отложений. Горизонты салынской фазы педогенеза выклиниваются в северной части бурового профиля на Суздальском плато. Выше по разрезу залегает уровень темноцветных педоседиментов с повышенным содержанием углистого материала, соотносимый с крутицкой фазой мезинского педокомплекса. Третий уровень педогенеза связан с сунгирской (брянской) палеопочвой, развитой в средне-тяжелосуглинистых озерно-лужевых и склоновых осадках.

Морфологическое сопоставление клиновидных структур позволяет отнести клинья [B] к ранней стадии ярославского криогенного горизонта, сформированного в раннем дриасе. Клиновидные структуры [C] развиваются с кровли [IV] и отделены от [B] несколькими осадочными пачками, что позволяет соотнести их владимирскому криогенному горизонту времени последнего ледникового максимума (Velichko et al., 2011). Клинья [A] не были описаны ранее, так как считались нижней частью ВГТ. Они приурочены к поздней стадии ярославского криогенного горизонта, соответствующей позднему (молодому) дриасу.

Седименты [III] ключевого участка «Гнездилово» по своему морфологическому строению и расположению в стратиграфической последовательности соответствуют хотылевскому лёссу в Боголюбовском карьере и озерным отложениям в разрезах стоянки Сунгирь. В этих осадках развивается погребенная палеопочва, которая по

набору реликтовых педогенных признаков и материнской породе, соответствует брянской (сунгирской). Этот уровень педогенеза хорошо воспроизводится во всех скважинах бурового профиля, что позволяет рассматривать брянскую почву как региональную геосоль.

Горизонт [V], погребавший тело брянской палеопочвы, рассматривается как эоловый суглинок и соответствует деснинскому лёссу в стратиграфической схеме А.А. Величко. К нему приурочена мощная сеть пор-плоскостей с темно-серым илистым выполнением. Клинья [A] и [B] пересекают поры-плоскости в то время, как клинья [C] развиваются с кровли брянской почвы, подстилающей деснинский лёсс. Таким образом, время образования трещинной сети ограничивается этапами образования ярославского и владимирского криогенных горизонтов. Приведенное стратиграфическое сопоставление седиментов ключевого участка позволяет отнести развитую систему плоских пор к погребенной палеопочве уровня трубчевского почвообразования – финальному этапу эпохи последней дегляциации.

Выводы. Стратиграфическая последовательность почв и седиментов ключевого участка «Гнездилово» коррелирует с осадками опорных разрезов Боголюбовского карьера и верхнепалеолитической стоянки Сунгирь.

В то же время литологическое строение ключевого участка вскрывает более полную последовательность седиментов, по сравнению с опорными разрезами. Показано наличие выраженного педогенного этапа времени последней дегляциации (19–16 тыс. л. н.) в поздневалдайских эоловых осадках – деснинском лёссе, а также клиновидные струк-

туры [А] соответствующие поздней стадии ярославского криогенного горизонта (поздний дриас).

На ключевом участке нижний уровень почвообразования представлен погребенной брянской палеопочвой второй половины средневалдайского мегаинтерстадиала. Брянская палеопочва прослеживается от опорных разрезов к ключевому участку по всему буровому профилю, что подтверждает непрерывность ее пространственного распространения в составе послеледниковых осадков на всех ярусах междуречий Владимир-Суздальского Ополя.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 23-17-00073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. и др. (1996) *Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие*. М.: Наука. 150 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия московская. Лист О-37-XXXV (1974). Авт. С. В. Алехин. М.: ГУЦР.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. (1995) *Палеогидроморфизм почв Русской равнины – развитие концепции*. Почвоведение. №. 1. С. 63-72.

Лобков В.А., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В. и др. (2023) *Пространственная организация почвенного покрова на модельном участке Владимирского Ополя*. Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири. Материалы Всероссийской

научной конференции. Ростов Великий, 25–26 августа 2023 г. [Электронное издание]. М.: ИГ РАН. 212 с.

Макаров Н.А., Красникова А.М., Ерохин С.А. (2021) *Первые результаты новых исследований могильника Гнездилово под Суздалем*. Краткие сообщения Института археологии. №. 264. С. 7-29. <https://doi.org/10.25681/IARAS.0130-2620.264.7-29>

Макеев А.О. (2012) *Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины*. М.: Молнет. 260 с.

Макеев А.О., Дубровина И.В. (1990) *География, генезис и эволюция почв Владимирского ополя*. Почвоведение. №. 7. С. 5-25.

Alifanov V.M. et al. (2000) *Paleosols on the paleolithic campsite Sungir*. Paleosols and modern soils as stages of continuous soil formation, V International Symposium and Field Workshop on Paleopedology, Suzdal, Russia, July. С. 10-16.

Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V. et al. (2011) *Glaciations of the East European Plain: distribution and chronology*. Developments in Quaternary Sciences. Elsevier. Т. 15. С. 337-359. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00026-X>

Velichko A. A., Morozova T. D., Nechaev V. P. et al. (2006) *Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia*. Quaternary International. Т. 152. С. 14-30. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.12.003>

**КРИОГЕННО-ЛАТЕРАЛЬНЫЙ ПЕРЕНОС СЕДИМЕНТОВ,
КАК МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ
ПРОФИЛЯ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ
(НА ПРИМЕРЕ СТРОЕНИЯ МЕЖЛЕДНИКОВОЙ ПАЛЕОПОЧВЫ
МИС 5Е В ТАНЕЕВСКОМ КАРЬЕРЕ КУРСКОЙ ОБЛАСТИ)**

О. С. Хохлова ^{1,*}, С. А. Сычева ², Т. Н. Мякшина ¹

¹ *Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
Пуццоно, Россия*

² *Институт географии РАН, Москва, Россия*

** E-mail: olga_004@rambler.ru*

Цель работы — оценить условия и полное время образования текстурно-дифференцированных почв на примере палеопочв микулинского межледникового в центре Восточно-Европейской равнины. Изучены межледниковая палеопочва (МИС 5е) и позднемосковский лёсс (МИС 6) в Танеевском карьере Курской области. Проведены макро- и микроморфологический анализ выбранного профиля, определен ОСЛ-возраст и основные физико-химические свойства, а также катенно-фациальный анализ, позволяющий проследить пути латерального переноса мелкозема, детализировать историю развития форм микро- и мезорельефа, почв и ландшафтов. Результаты проделанной работы позволяют заключить, что дифференциация профиля изученной палеопочвы на горизонты Ah–E–Bt — продукт микулинского межледникового, но предпосылки для подобной дифференциации возникли благодаря склоновым и мерзлотным процессам ещё в позднеледниковье.

Ключевые слова: текстурно-дифференцированные палеопочвы, склоновый перенос, московский лёсс, инициальные почвы, криогенез

Генезис текстурно-дифференцированных почв (ТДП) до сих пор вызывает горячие дискуссии среди почвоведов. Существует несколько гипотез возникновения профиля с обедненным илом и полуторными оксидами элювиальным горизонтом и обогащенным этими элементами иллювиальным горизонтом (Тонконогов, 1999). Неоднозначно оценивается возраст образования такого профиля. Одни исследовате-

ли считают, что он межледниковый — голоценовый (Александровский, 1983). Другие же полагают, что более древний, а текстурная дифференциация профиля полностью унаследована от гранулометрического состава материнских пород: более тяжелого — для горизонта Bt и облегченного эолового происхождения — для горизонта E (Макеев, 2012). Возможность оценить условия и полное время образования ТДП дают палеопо-

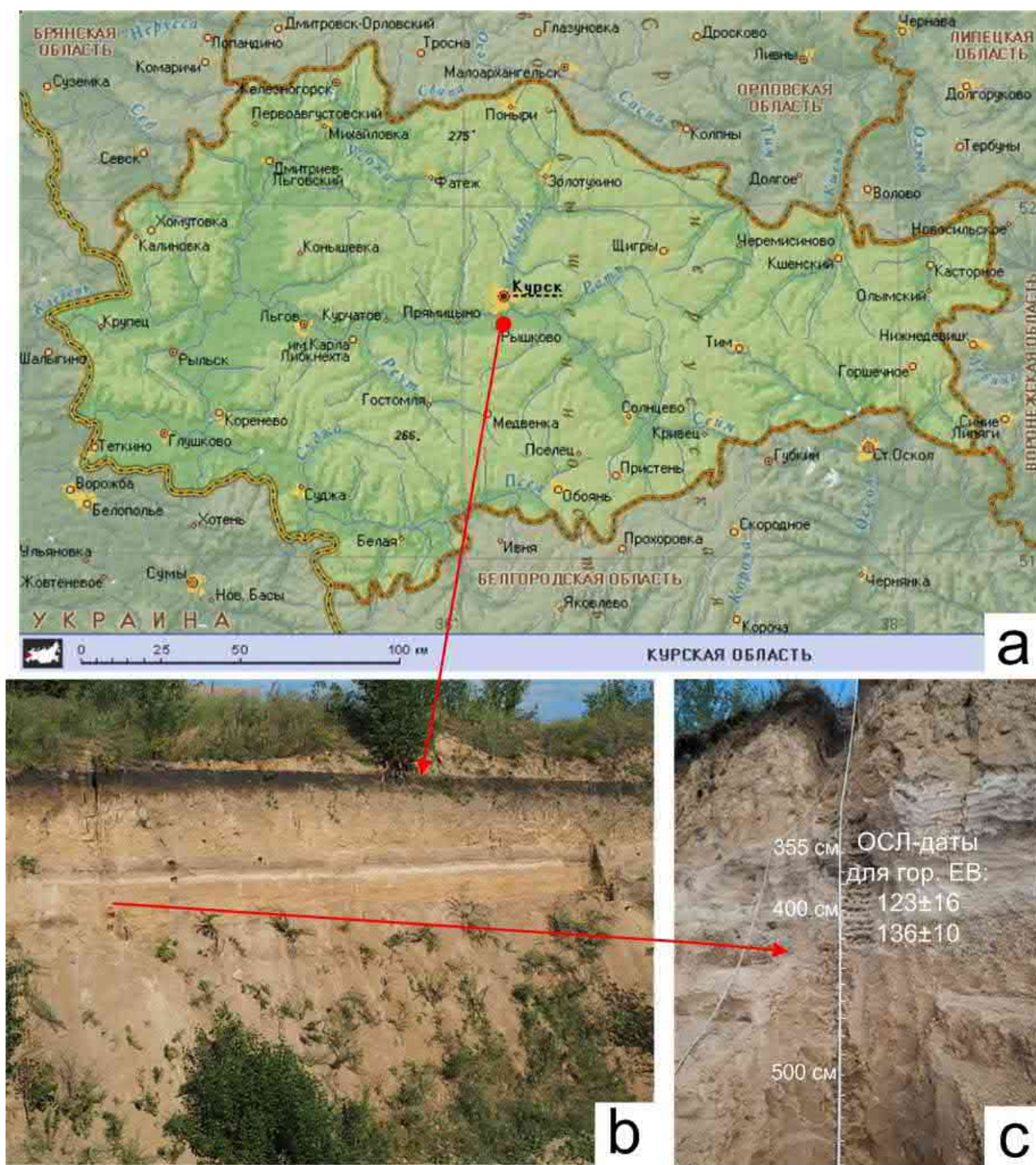


Рис. 1. Расположение Танеевского карьера в Курской области (а), общий вид стенки карьера (б), изученный профиль текстурно-дифференцированной почвы МИС 5е (с)

чвы микулинского межледниковья.

Объекты и методы исследований.
Почвенно-седиментационные разрезы

с ТДП были изучены в Танеевском карьере в 25 км к югу от г. Курска (рис. 1а), в 15 км южнее опорного разреза «Александровский

карьер» в Курской области. Карьер заложен на приводораздельном склоне к крупной балочной системе. Межбалочные водоразделы сложены песками палеогенового возраста, перекрытыми маломощными лёссами и фациально связанными с ними аллювиально-склоновыми отложениями московского возраста. В стенках Танеевского карьера вскрываются погребённые малые эрозионные формы московского времени, которые врезаются в толщу палеогеновых песков (Беляев, 2006). Один из таких перигляциальных оврагов наследует позднемосковско-микулинская палеоложбина. Она заполнена суглинком с постшлировой текстурой с многочисленными мелкими карбонатными стяжениями по порам (позднемосковский лёсс). Эта толща образовалась за счет эоловых и малоинтенсивных делювиальных процессов, периодически промерзала в условиях холодного перигляциального климата (Сычева, 2012).

По склонам и в днище погребённой ложбины развита межледниковая палеопочва (рис. 1b, c), образуя неконтрастную катену. Проведены полевые морфологические описания почв, микроморфологический анализ выделенных горизонтов; определены игранулометрический состав, содержание органического и карбонатного углерода по профилю; получены ОСЛ-даты. Катенно-фациальный анализ позволил проследить пути латерального переноса мелкоземы, детализировать историю развития форм микро- и мезорельефа, почв и ландшафтов.

Результаты. Палеопочва в Танеевском карьере по диагностическим признакам идентична рышковской, изученной в Александровском карьере, где её возраст был определен как микулинский (МИС 5е). В ос-

новании гор. Вt рышковской палеопочвы в Александровском карьере получена ОСЛ-дата 127 тыс. л. н., в перекрывающем сеймском лёссе — 115 и 112 тыс. л. н. (Сычева и др., 2020). Эти даты показывают продолжительность межледникового почвообразования и совпадают с определениями возраста МИС 5е (130 / 128–117 тыс. лет) по данным ледового и океанического бурения (Lisiecki, Raymo, 2005). Для горизонта ЕВ рышковской палеопочвы в Танеевском карьере (глубина 4.05 м) получены две ОСЛ-даты, 123±16 тыс. л. н. (по кварцу) и 136±10 тыс. л. н. (по полевым шпатам), показывающие идеальное совпадение с возрастом микулинского межледниковья (рис. 1с).

Палеопочва в днище неглубокой палеоложбины резко дифференцирована, с хорошо выраженными горизонтами Afire–АО–Ah–АЕ–Е–ЕВ–Вt. Общая мощность профиля достигает 185 см. Он состоит из трех основных горизонтов: гумусового (25 см), элювиального (25 см) и иллювиально-глинистого. Все три горизонта отличаются друг от друга цветом, структурой и гранулометрическим составом. Структура укрупняется от пластинчато-мелкореховатой в горизонте АЕ до крупно-ореховатой и призматической в горизонте Вt. Почвенные агрегаты наследуют постшлировую текстуру, характерную для московского склонового лёсса, по которому развит иллювиальный горизонт. Закономерно меняются новообразования и их количество: от обилия силтан в элювиальном и переходном горизонтах до бурых глинистых кутан в верхах и темно-серых манган в низах иллювиального горизонта. Элювиальный и переходный

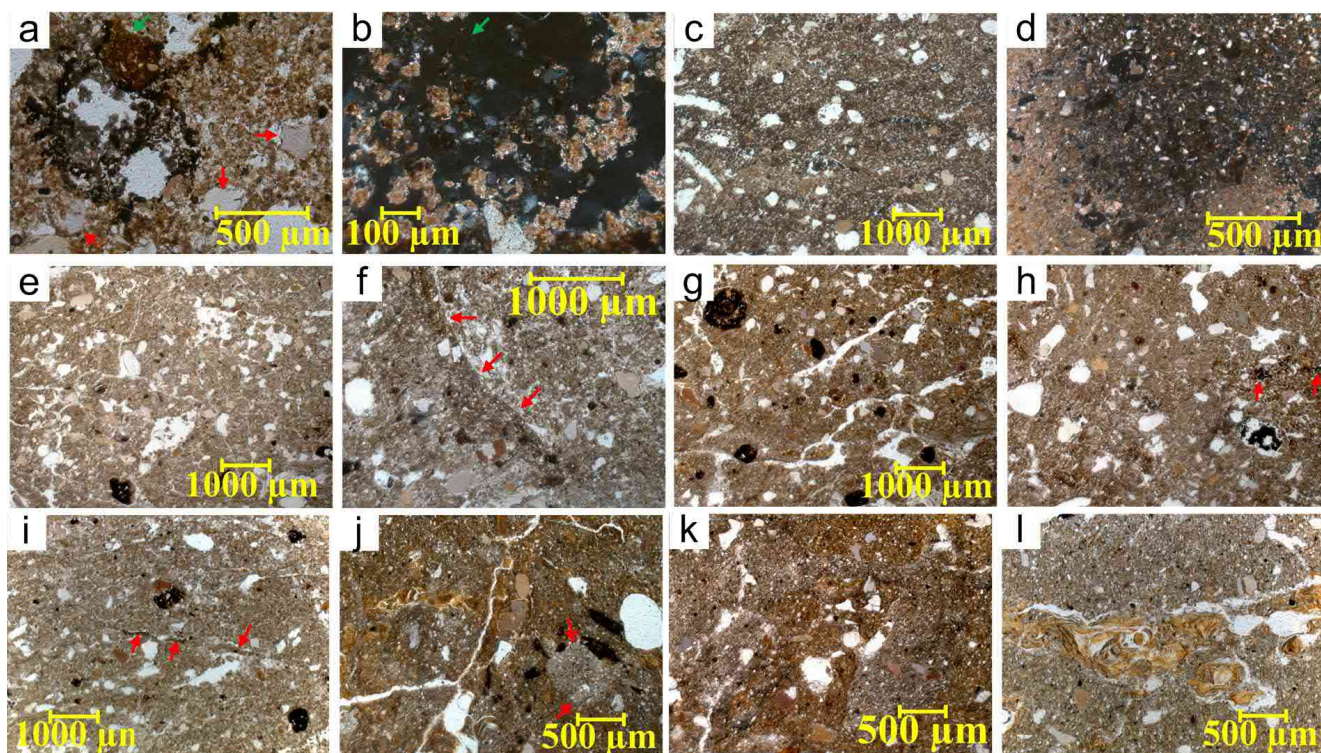


Рис. 2. Микроморфологическое строение горизонтов палеопочвы МИС 5е в Танеевском карьере. Объяснения даны в тексте. Только фото b, d сняты с анализатором

горизонты оглеены. Гумусовый горизонт почвы слоистый, испытавший склоновое переотложение. Рышковская почва может быть классифицирована как поверхностно-оглеенная дерново-подзолистая.

В кровле почвы наблюдается пирогенный прослой (Afire) мощностью 1–2 см, насыщенный углями, — результат сильного лесного пожара. Ниже в виде линз толщиной 1–2 см и протяженностью 10–20 см залегает красновато-оранжевый (обожженный) суглинок, изменивший цвет в результате воздействия огня.

Микроморфологические наблюдения показывают, что горизонт или слой Afire бесструктурен, состоит из бурой органики, утратившей клеточное строение, угольной пыли, включает зерна минерального скелета (ЗМС), в основном — кварц мелко-

песчаного или крупнопылеватого размера (рис. 2а, красные стрелки). В местах скопления угольной пыли (рис. 2а, левый верхний угол) видны разрозненные спаритовые зерна, иногда сложенные в карбонатные новообразования. Зерна спарита связаны именно с угольными включениями (рис. 2b). Карбонаты похожи на пирогенный кальцит, образующийся при сгорании больших количеств органической (растительной) массы (Каздым и др., 2003; Александровский, 2007). Поверх окарбоначенной угольно-растительной массы хорошо выделяются Fe-Mn пятна: бесформенные, в виде полос, и дендритоподобные (рис. 2а, зеленая стрелка).

Горизонт АО, 355–357(360) или [0–3(5)] см, имеет ещё значительное содержание черной углистой пыли, а также бурой массы негоревшего и сильно разложивше-

гося растительного материала, залегающих в виде прерывистых слоев. Но здесь уже обнаруживается и глинисто-пылеватый материал палевого цвета (рис. 2с). В горизонте наблюдаются бескарбонатные микрозоны (рис. 2d, середина), карбонаты обособлены в виде микритовых стяжений либо нодулей в тонкодисперсной массе (рис. 2d, левый край и правый нижний угол). Горизонт бесструктурный, с сетью ходов корней и червей и выбросами мелких почвенных животных в порах (рис. 2с).

Горизонт Ah, 357(360)–375 или [3(5)–20] см, неоднородного сложения, содержит углистые включения в порах, иногда – в виде прерывистых микрослоев. В отдельных микрозонах фиксируется постшлифовая текстура (субпараллельные пластинчатые отдельности). Также отмечаются микрозоны с вполне отчетливой зернистой структурой и наличием выбросов мезофауны в порах (рис. 2е). Карбонаты редки, приурочены к биогенным порам и представляют собой специфические крупноигльчатые выделения либо тончайший слой окарибонченных корневых клеток. Почвенная масса неоднородна по цвету, встречаются более бурые и более серые микрозоны рядом (рис. 2f, центр, стрелки).

Горизонт AE, 375–380 или [20–25] см, демонстрирует четкую сеть субпараллельных пор-трещин, делящих почвенную массу на пластинчатые структурные отдельности, в основной массе хорошо видны осветленные микрозоны – силтаны (рис. 2g, серые полосы на рыжем фоне), иногда силтаны и гумусо-Fe-глинистые кутаны залегают рядом. В почвенной массе разбросано много Fe-Mn пятен. В биогенных порах ещё единично встречаются карбонатные кута-

ны; много углей (рис. 2h). Почвенная масса в этом горизонте неоднородна, закономерно переплетаются микрозоны разнородных материалов, более и менее окрашенных оксидами железа и по-разному уплотненных (рис. 2h, нижняя и верхняя половины, соответственно). По границе внедрения одного материала в другой виден прослой угольной пыли (рис. 2h, стрелки), маркирующий разные делювиальные слои.

Горизонт E, 380–397 или [25–42] см, характеризуется светло-палевой окраской, основная масса обезжелезнена, в ней разбросаны обособленные мелкие (не более 0.5 мм в диаметре) округлые Fe-Mn пятна, а также угольная пыль, иногда образующая тончайшие прослойки (рис. 2i, стрелки). В порах и среди основной массы отмечаются скопления «отмытых» зерен кварца. Единично встречено разрозненное карбонатное стяжение, но в целом почвенная масса бескарбонатна. Материал неоднородный, четко видна микрослоистость, иногда вдоль границы слоев четко читаются скелетаны.

Горизонт EB, 397–420 или [42–65] см, оставляет двойное впечатление. С одной стороны, здесь ещё хорошо развиты обезцвеченные микрозоны тонкодисперсной массы, но они часто имеют неестественно ровные границы (рис. 2j, стрелки) и четко видны внедрения более глинистого бурого материала. С другой, есть микрозоны с бурой глиной и приуроченным к ней гумусо-Fe-глинистыми кутанами и пятнами Fe-Mn оксидов (рис. 2j, центр и левая часть). Но и здесь видны микрозоны внедрения материала более крупнозернистого и обезжелезненного. Эти фрагменты имеют произвольную форму, материал в целом разбит трещинной сетью, которая сечет как бурые,

так и светлые фрагменты.

В горизонте Bt1, 420–450 или [65–95] см, Bt2, 450–520 или [95–165] см, происходит смешивание высокоглинистого (более глинистого, чем в вышележащих горизонтах) материала с материалом пылеватым, бурого и серого цвета, соответственно (рис. 2к). Причем последний похож на тот, что обнаруживается выше — в горизонтах Ah–ЕВ. А высокоглинистый — это новый материал, который в незначительном количестве уже присутствовал в вышележащем горизонте ЕВ. В буром материале множество Fe-глинистых кутан, их число и мощность здесь достигает профильного максимума, кутаны показывают нескольких генераций или этапов накопления (рис. 2л). Сверху вниз по иллювиальной части профиля увеличивается выраженность и все более темная окраска пятен Fe-Mn оксидов. Ориентировка тонкодисперсной бурой массы — чешуйчатая, местами — перекрестно-волокнистая. По очертаниям и обособленности такие внедрения не похожи на силтану, а скорее здесь происходит смешение пылеватого материала и более глинистого. От-

мечается и криогенная сортировка материала: зерна крупнопесчаного размера в поре, иногда такие зерна покрыты Fe-глинистой кутаной.

В нижнем горизонте Bt3, 520–540 или [165–185] см, по микроморфологическим признакам хорошо прослеживается литогенная матрица, что читается по сходству размеров и формы зерен минерального скелета и наличию зерен глауконита, а также постшлировой текстуры основной массы, как наблюдалось в подстилающем позднемосковском лёссе (МИС 6). Но при этом есть уже довольно значительны отличия: горизонт бескарбонатный, за исключением присутствия редких удлиненных зерен литогенных карбонатов; имеются тонкие, почти неслоистые, часто фрагментарные Fe-глинистые кутаны в мелких порах, реже — вокруг зерен минерального скелета, иногда цвет кутан становится практически черным за счет примеси Fe-Mn оксидов, много пятен Fe-Mn оксидов и в основной массе. Отмечается лишь чешуйчатый тип оптической ориентации тонкодисперсной массы.

Позднемосковский лёсс представлен

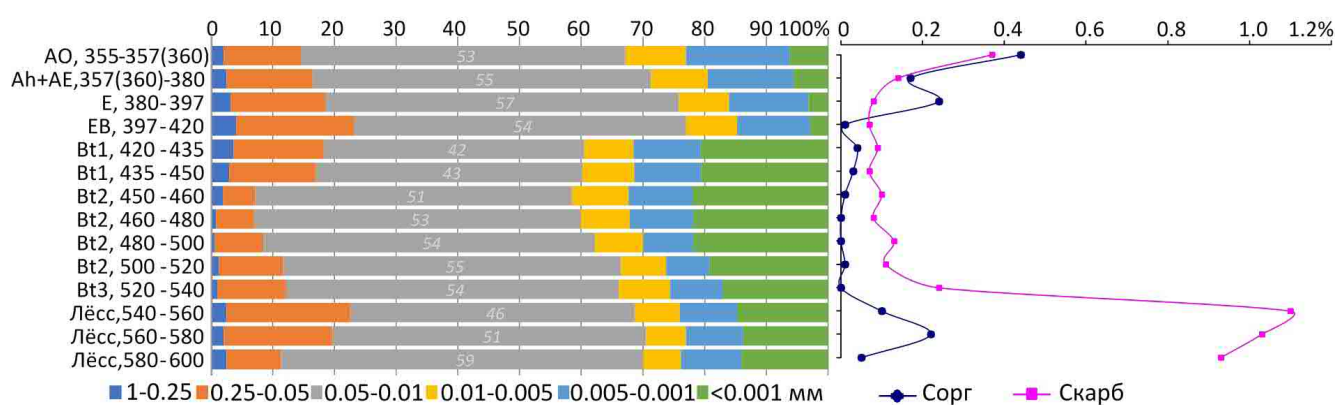


Рисунок 3. Гранулометрический состав (а), содержание углерода органического (b) и карбонатного (с) в профиле палеопочвы МИС 5е в Танеевском карьере

в основном пылеватым и меньше — глинистым материалом, но с заметной долей мелко- и среднеспесчаных практически неокатанных зерен. Хорошо выражена слоистая постшлировая текстура в сложении материала, при этом поры-ваги не имеют никаких покровов, а биогенные округлые поры (ходы корней) заняты карбонатными скрытокристаллическими кутанами. Тип оптической ориентации тонкодисперсной массы лёсса недифференцированный, а в местах аккумуляции карбонатов — кристаллитовый. Часто поверх карбонатных кутан либо в почвенной массе наблюдаются дендритоподобные Fe-Mn пятна, а также в основной массе имеются перекристаллизованные, представленные спаритом, карбонатные стяжения. Среди зерен минерального скелета присутствует глауконит и множество удлинённых и округлых зерен литогенного кальцита, что указывает на примесь коренных (палеогеновых и карбоновых) пород в лёссе.

Данные гранулометрического состава почвы МИС 5е и подстилающего её позднемосковского лёсса (рис. 3а) хорошо коррелируют с микроморфологическими наблюдениями и четко показывают неоднородность литогенной матрицы для изучаемого профиля. В верхней части профиля, включая горизонт ЕВ, гранулометрический состав легкосуглинистый с резким преобладанием фракции крупной пыли (53–57 %), мелкозернистый песок и мелкая пыль находятся примерно в равных соотношениях, по 11–16 %, ил при этом составляет 3–8 %, достигая профильного минимума в горизонтах Е и ЕВ (около 3 %). Ниже, в горизонте Вt1, резко снижается содержание фракции крупной пыли (42–43 %) и увеличивается —

илистой фракции (21–22 %), гранулометрический состав становится среднесуглинистым, сохраняясь таким до нижней границы горизонта Вt3. Обращает на себя внимание заметное снижение доли песка (как мелкого, так и особенно среднего) в горизонтах Вt2–Вt3. Если обособленно рассмотреть совокупность горизонтов Вt почвы МИС-5е, четко видна слоистость этой толщи по илу и содержанию песчаных фракций, отличающая их от позднемосковского лёсса. Последний имеет легкосуглинистый состав; в нём увеличивается доля песчаных фракций, падает содержание илистой фракции, хотя и не достигает тех значений, как в горизонтах Вt.

По распределению углерода органического ($C_{орг}$) в почве МИС 5е и подстилающем лёссе значения от 0.4 до 0.2 % получены для верхней гумусовой части профиля межледниковой почвы (рис. 3б). В горизонте ЕВ значения нулевые. Необходимо обратить внимание на небольшое увеличение содержания $C_{орг}$ в горизонте Вt1 на фоне нулевых значений этого показателя в остальных Вt горизонтах профиля. В лёссе значения $C_{орг}$ составляют 0.1–0.2 %.

В распределении углерода карбонатов ($C_{карб}$) отмечается небольшой пик содержания в пирогенном слое Аfire, 0.4 %, затем снижение в горизонте Аh+АЕ до 0.1 % (рис. 3с). $C_{карб}$ остается на уровне 0.1 % по всему профилю и резко увеличивается (0.9–1.1 %) в лёссе.

Обсуждение результатов. На основе микроморфологических наблюдений можно заключить, что горизонт Вt3 сформирован на позднемосковском лёссе. В горизонте ЕВ–Вt1–Вt2 к пылеватому лёссу добавляется бурая глинистая масса, практически не

содержащая Fe-глинистых кутан. Начиная с горизонта Е вверх, идет пылевато-песчаный материал, в нем доля песчаных фракций достигает максимума. Практически во всех горизонтах профиля почвы видны внедрения разнородного материала. По данным гранулометрического состава читается литологический разрыв на уровне кровли горизонта Bt₁, фиксируемый не только по резкому (в семь раз) увеличению доли илистой фракции, но и по снижению доли среднего и мелкого песка. Это снижение особенно заметно в горизонте Bt₂ (в три-шесть раз) по сравнению с горизонтом ЕВ. Затем такой же разрыв виден и между слоями лёсса и подошвой горизонта Bt₃. Обнаруживаются некоторые повышения Сорг в горизонте Bt₁, что указывает на добавление не только глинистого, но и обогащенного органическим веществом материала. В распределении Скарб также хорошо фиксируется пирогенный пик его накопления, как и по микроморфологическим наблюдениям, который закономерно не достигает величин содержания Скарб в лёссе.

Изучаемый разрез расположен в днище палеоложкины, куда по склонам и тальвегу стекался и накапливался, прежде всего, тонкий иловатый, слегка обогащенный органикой материал. Этот процесс можно назвать латеральной или склоновой сепарацией мелкозема по гранулометрическому составу. Предлагается следующее объяснение. В позднеледниковье образовались слабо-развитые (инициальные) почвы, описанные в Пушино (Гугалинская и др., 1990), в Костенках 11, 14 (Седов и др., 2022). В Костенках 11 выделено пять таких почв с профилями, состоящими из двух горизонтов: АВ или

В и Вк. Наличие профиля и особых трещиноватых границ верхнего бурого горизонта, показывает, что это именно инициальные почвы, а не делювиальные прослои. Вероятно, верхний горизонт более ожелезнен и оглинен; возможно, был слегка гумусирован. Почвы отражают теплые фазы кратковременных (100–500 летних) климатических ритмов, имевших место в столь динамичное время, как позднеледниковье. В педогенную фазу ритма инициальные почвы образовывались, а затем, в морфолитогенную фазу, материал их верхних горизонтов сносился и переоткладывался ниже по склону и (или) накапливался в днищах ложбин или балок, периодически промерзая, создавая поясковую текстуру в нижних частях. При вытаивании льдистых прослоев криогенная сепарация приводила к чередованию апесчаненного алевролита с более глинистыми прослоями. Так формировался материал для будущего горизонта Bt₁.

Затем, в межледниковье, при формировании горизонтов Е и Ah, склоновое перемещение частиц продолжалось, но без участия криогенеза и материала инициальных палеопочв, поэтому вверху отложился материал более грубый, не обогащенный глиной. Процесс латерального переноса периодически возобновлялся после пожаров, которые являются необходимым механизмом функционирования лесных экосистем. В межледниковье скорости склоновых процессов значительно снизились, а скорости почвообразования: оподзоливания, лессиважа, гумусообразования возросли. Формировался единый профиль Ah–Е–Bt с серией переходных подгоризонтов, оттеняя и усиливая текстурную дифференциацию, охватывая значительную мощность пород

(от метра до двух), зависящую от энергетики климата межледниковья и особенностей материнских пород. А так как эрозионные процессы периодически возобновлялись и в межледниковье, то верхняя часть профиля, особенно в днищах палеоформ, носит признаки литогенной (делювиальной) слоистости. Она не успевала «стираться» биогенными и химическими процессами. Таким образом, можно заключить, что дифференциация изучаемой почвы на горизонты Ah–E–Bt — продукт межледниковья, но предпосылки для подобной дифференциации создавались в результате деятельности склоновых и мерзлотных процессов ещё в позднеледниковье.

Полевые и лабораторные исследования выполнены при поддержке РФФИ, проект 19–29–05024 мк. Данная статья написана в рамках выполнения проекта РНФ, № 23–17–00073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александровский А.Л. (1983) *Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене*. М.: Наука. 150 с.
- Александровский А.Л. (2007) *Пирогенное карбонатообразование: результаты почвенно-археологических исследований*. Почвоведение. № 5. С. 517–524.
- Беляев Ю.Р. (2006) *Развитие малых эрозионных форм центра Русской равнины в межледниково-ледниковом климатическом цикле*. Автореф. дис. канд. геогр. наук: М.: МГУ. 25 с.
- Гугалинская Л.А., Алифанов В.М., Фоминых Л.А. (1990) *Концепция формирования профиля почв гумидной области Русской равнины*. Пространственновременная организация и функционирование почв. Путино. С. 83–92.
- Каздым А.А., Корякова Л.Н., Ковригин А.А. и др. (2003) *Петрографическое и минералогическое исследование «зольников» Павлинова городища (V в. до н. э., Курганская область)*. Минералогия техногенеза. Т. 4. С. 198–203.
- Макеев А.О. (2012) *Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины*. М.: Молнет. 260 с.
- Седов С.Н., Синицын А.А., Бессуднов А.А. и др. (2022) *Отражение вековых и тысячелетних изменений природной среды в палеопочвах верхнепалеолитических стоянок Восточно-европейской равнины в МИС 3 и МИС 2*. Геоморфология. № 5. С. 69–77. <https://doi.org/10.31857/S0435428122050157>
- Сычева С.А. (2012) *Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене*. Криосфера Земли. Т. XVI. № 4. С. 45–56.
- Сычева С.А., Хохлова О.С., Пушкина П.Р. (2021) *Структура позднплейстоценового климатического ритма на основе изучения детального почвенно-седиментационного архива внеледниковой области Восточно-Европейской равнины (Александровский карьер)*. Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 29. № 3. С. 93–114. <https://doi.org/10.31857/S0869592X2103008X>
- Тонконогов В.Д. (1999) *Глинисто-дифференцированные почвы Европейской России*. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. 156 с.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. (2005) *A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records*. Paleoceanography. Vol. 20. Iss. 1. P. 1–17. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>

ИСТОРИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОЗЁРАХ ДНЕПРО-ДВИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ ОЗ. КУПРИНСКОЕ И КАСПЛЯ)

Л. В. Шашерина^{1,*}, Е. А. Константинов^{1,}, А. Л. Захаров^{1,***},
Т. Г. Джалишвили^{2,****}**

¹ *Институт географии РАН, Москва, Россия*

² *НИУ «Высшая школа экономики», Москва, Россия*

** E-mail: lida.sh.us@gmail.com*

*** E-mail: eakonstantinov@yandex.ru*

**** E-mail: zaanleo@gmail.com*

***** E-mail: tgdzhaliashvili@edu.hse.ru*

Работа посвящена изучению строения осадков озёр Купринское и Каспля (Смоленская область) литологическими методами. Объекты исследования принадлежат Днепро-Двинскому междуречью — краевой зоне валдайского оледенения. Керны донных осадков центральных частей озёр получены в ходе зимнего бурения и исследованы комплексом методов: гранулометрическим анализом, определением потерь при прокаливании, измерением магнитной восприимчивости. В результате выявлены закономерности в строении озёрных отложений, в том числе в распределении органического вещества и карбонатов. Выделяются три этапа осадконакопления: 1) минерагенный позднеледниковья, 2) переходный этап усиления карбонатного осадконакопления, 3) голоценовый с органогенным осадконакоплением. В осадках оз. Купринское, благодаря сравнению строения отложений, вскрытых в центральной и береговых скважинах, удалось выявить период понижения уровня. В озере Каспля обнаружен архив органогенно-карбонатных ритмитов, уникальный для запада Восточно-Европейской равнины.

Ключевые слова: палеолимнология, Смоленская область, литология, гранулометрия, потери при прокаливании

Днепро-Двинское междуречье — территория с разнообразными озёрными ландшафтами. Регион пересекает граница последнего оледенения, и образование многих озёр связано с деятельностью валдайско-

го ледника или талых ледниковых вод на этапе дегляциации.

В данной работе исследованы озёра Купринское и Каспля, относящиеся к смоленской группе (Природа Смоленской ..., 2001).

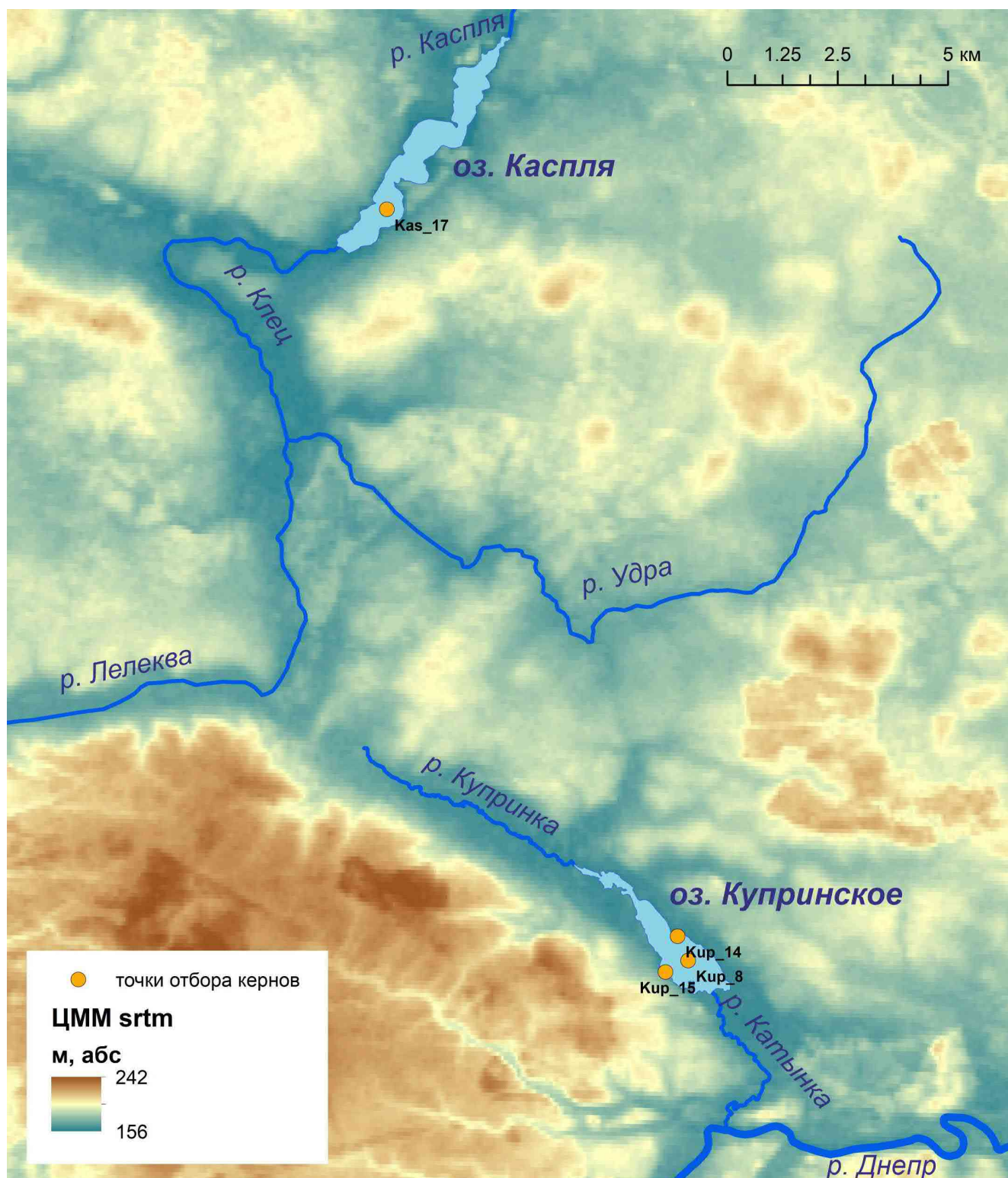


Рис. 1. Исследуемая территория

Они расположены относительно недалеко друг от друга, в краевой зоне валдайского оледенения. **Цель исследования** — ре-

конструировать историю осадконакопления в озёрных бассейнах.

Купринское озеро расположено в 19 км

к западу от Смоленска, дренируется рекой Катынкой в Днепр. Имеет каплевидную вытянутую форму, площадь 2.15 км², максимальную глубину 2.5 м, среднюю — 0.8 (Природа Смоленской..., 2001). Озеро окружено холмистым моренным рельефом разного возраста: к западу от озера — московского, а к востоку — валдайского (осташковского). Граница последнего оледенения расположена южнее озера, на противоположном берегу Днепра (по Astakhov et al., 2016). Озеро приурочено к полузамкнутой заболоченной ложбине, имеющей ширину 2 км и длину около 10 км (рис. 1).

Озеро Каспля расположено в 35 км к северо-западу от Смоленска. Имеет площадь 3.45 км², максимальную глубину 4.5 м, среднюю глубину — 2.2 м (Природа Смоленской ..., 2001). Озеро вытянуто в ЮЗ-СВ направлении, берега извилистые (рис. 1). Оно проточное, с юга в него впадает река Клёц, а с севера вытекает река Каспля, далее впадающая в Западную Двину. Рельеф, окружающий озеро, холмисто-грядовый, краевой валдайского оледенения. Котловина озера глубокая, юго-западные склоны её крутые, в отдельных местах с восточной стороны — террасированные.

Материалы и методы. В 2022 году в ходе зимних полевых работ выполнено рекогносцировочное бурение и промеры глубин озёр, а также получены керны донных отложений (рис. 1). В работе использовались ручной бур Eijkelkamp и модифицированный бур Ливингстона. Из озера Купринское добыты керны трёх скважины: Кур-8 в самом глубоком месте (мощность 12 м), Кур-14 и Кур-15 в прибрежных частях (мощность 4.6 и 5.1 м соответственно). Из озера

Каспля добыт керн из наиболее глубокой юго-западной части озера, мощностью 1.3 м (скважина Kas-17).

В работе использованы литологические методы изучения отложений. Среди них: 1) гранулометрический анализ по методу лазерной дифрактометрии; 2) анализ потерь при прокаливании (ППП) по двум показателям: ППП₅₅₀ — содержание органики и ППП₉₅₀ — содержание CO₂ из карбонатов по методике Heiri et al. (2001); 3) определение удельной магнитной восприимчивости (УМВ) капнаметром SM-150.

Результаты исследования и их обсуждение. Озеро Купринское. Общая схема строения осадков оз. Купринского по скважине Кур-8, детализированная результатами лабораторных исследований, выглядит следующим образом:

Слой 1, 12–11.8 м: опесчаненая супесь с низким содержанием органического вещества и карбонатов (до 2 %).

Слой 2, 11.8–9.4 м: минеральный слоистый ил, обеднённый органическим веществом и карбонатами (до 5 %).

Слой 3, 9.4–3.4 м: тёмно-серый массивный карбонатно-минеральный ил; содержание CO₂ из карбонатов в этом слое составляет от 18 до 33 % (в пересчёте на карбонаты по Dean, 1974 примерно от 40 до 75 %) с максимумом на глубине 7.8 м. К данному слою приурочены самые высокие значения магнитной восприимчивости (до 1.48 * 10⁽⁻⁶⁾ м³/кг на глубине 6.55 м).

Слой 4, 3.4–0 м: сапропель, содержание органики резко возрастает, достигая максимального значения 56 %, содержание CO₂ из карбонатов резко падает от 20 до 5 %.

В прибрежных скважинах Кур-14,

Кур-15 строение осадочной толщи отличается, выявлены следы перерыва в осадконакоплении — песчано-супесчаные слои, насыщенные ракушечным детритом, прерывающие накопление карбонатно-минерального ила (слоя 3). Они могут служить индикатором падения уровня озера.

Таким образом, в развитии озера Курпринского выделяются несколько этапов осадконакопления. Первый — минерагенный, с образованием массивных и слоистых глин (илов). Второй этап — смешанный, с возросшей садкой карбонатов и слабым накоплением органического вещества. В центральной части озера накопился мощный (6 м) слой карбонатно-минеральных илов. Судя по обилию карбонатов, осадконакопление в озере протекало в щелочных условиях, которые обычно возникают из-за смены биоты или физических характеристик водоёма (Schnurrenberger, 2003). Уровень озера, возможно, понизился, так как осаджение карбонатов характерно для неглубоких прогретых продуктивных озёр. К тому же, наличие следов размыва в прибрежных зонах озера так же указывает на понижение уровня, синхронное накоплению карбонатов. Третий этап — органогенный, с повышением биопродуктивности озера и накоплением около 4 м сапропеля.

По общим представлениям о закономерностях озёрного осадконакопления, можно сделать предположение о времени выделенных этапов: 1 — позднеледниковье, 2 — переход между позднеледниковьем и голоценом, 3 — голоцен.

Озеро Каспля. Общая схема строения осадков оз. Каспля по скважине Kas-17, детализированная результатами лаборатор-

ных исследований, выглядит следующим образом:

Слой 1, 17.3–15.1 м (20.4–18.2): минеральный слоистый ил с низким содержанием органического вещества и карбонатов (но с отдельными резкими скачками), с высокими показателями магнитной восприимчивости до $15 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ на границе с вышележащим слоем.

Слой 3, 15.1–9.6 м (18.2–12.7): ритмично слоистый органогенно-карбонатный ил, со слойками по 0.3–2 мм. Насыщен диатомитом (особенно светлые прослойки). Содержание органического вещества и карбонатов изменяются колебательно, ППП_{550} в диапазоне 8–14 %, ППП_{950} — 3–15 %, (карбонатный максимум всей колонки), магнитная восприимчивость низкая.

Слой 4, 9.6–7.15 м (12.7–10.25): ил слоистый минеральный (переходный), от подошвы к кровле монотонно возрастает содержание органического вещества (от 8 до 15 %) и падает содержание CO_2 из карбонатов (от 9 до 4 %).

Слой 5, 7.15–0 м (10.25–3.1): сапропель с относительно невысоким содержанием органического вещества (в среднем 17 %, максимум — 23 %) и низким содержанием карбонатов (ППП_{950} 4–6 %). Магнитная восприимчивость осадка низкая, слегка возрастает к подошве слоя.

При сравнении строения отложений, вскрытых скважинами Kas-17 и Кур-8, выявляется следующая закономерность: снизу-вверх минерагенные илы сменяются карбонатно-минеральными и органогенно-карбонатными илами, которые в свою очередь плавно переходят в сапропель. Слой 3 осадочного архива оз. Каспля явля-

ется возможным аналогом слоя 2 в отложениях оз. Купринское (по максимуму содержания карбонатов в осадке).

В развитии оз. Каспля также выделяется три этапа осадконакопления. Первый — минерагенный с образованием слоистых тонких илов и эпизодическим осаждением железистых минералов. На втором этапе происходит формирование органо-генно-карбонатных ритмитов, возможно связанных с близостью к впадению р. Клёц. В северной части озера, ближе к истоку р. Каспля, ритмиты не прослеживаются. Третий этап — органо-генный с накоплением около 7 м низкоорганического сапропеля. На этом этапе продуктивность озера максимальна за всю историю, хотя в целом и не высока.

Выводы. Осадки, вскрытые скважинами в озёрах Купринское и Каспля, возможно коррелировать скорее по показателям ППП, нежели по УМВ или гранулометрическому составу.

В осадках оз. Купринское благодаря сравнению строения отложений в центральной и береговых скважинах, удалось зафиксировать период понижения уровня. О точном времени этого периода в настоящее время судить невозможно.

В озере Каспля выявлен архив органо-генно-карбонатных ритмитов, уникальный для запада Восточно-Европейской равнины.

На основе результатов литологических аналитических исследований реконструирована история осадконакопления в озёрах Каспля и Купринское. Удалось выделить три этапа седиментации: 1) минерагенный этап позднеледниковья, 2) переходный этап усиления карбонатного осадконакопления, 3) голоценовый этап ор-

ганогенного осадконакопления. Аналитические характеристики осадков двух озёр отличаются, что указывает на различные локальные палеолимнологические условия. Каспля в целом менее продуктивное озеро, содержание органического вещества стабильно ниже по всей колонке, вскрытой скважиной Kas-17, по сравнению с колонкой Кур-8.

Литологические анализы выполнены в рамках проекта РНФ, № 22–27–00639.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Природа Смоленской области (2001) Под ред. В. А. Шкаликова. Смоленск: Изд-во «Универсум». 424 с.

Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A. et al. (2016) *Glaciomorphological Map of the Russian Federation*. Quaternary International. Vol. 420. P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>

Dean W.E. (1974) *Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods*. Journal of Sedimentary Research. Vol. 44. No. 1. P. 242–248. <https://doi.org/10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. (2001) *Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results*. Journal of Paleolimnology. Vol. 25. P. 101–110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>

Schnurrenberger D., Russell J., Kelts K. (2003) *Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components*. Journal of Paleolimnology. Vol. 29. P. 141–154. <https://doi.org/10.1023/A:1023270324800>

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА КАРЕЛЬСКОМ БЕРЕГУ БЕЛОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЁР

Т. С. Шелехова^{1,*}

¹ *Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия*

^{*} *E-mail: shelekh@krc.karelia.ru*

На Карельском берегу Белого моря на отрезке протяженностью примерно 40 км вдоль берега проведены междисциплинарные исследования с целью палеогеографических реконструкций в трех районах: устье реки Кереть, Корабельная бухта, Соностров. Использовался комплекс методов, включавший спорово-пыльцевой, диатомовый, радиоуглеродный (¹⁴C) и другие аналитические исследования. В результате была создана основа для восстановления перемещения береговой линии моря в голоцене, а также корреляции относительно неё ранее выявленных археологических объектов. Получены новые данные о времени отступления берега моря в голоцене и изоляции от него 5 озёр, расположенных на разных абсолютных отметках в устье реки Кереть, 3 водоемов в районе Корабельной бухты и 3 водоемов в районе Сонострова. По данным диатомового анализа донных отложений выделено четыре этапа развития озёрных котловин: переходный от приледникового бассейна к морскому, морской, переходный от морского к озёрному (стадия меромиктического водоема) и озёрный. Для каждого из этапов установлены диатомовые комплексы, их сходства и различия. В морских осадках 2 водоёмов в районе устья реки Кереть зафиксированы слои алевроита с песком и обломками раковин, сформировавшиеся предположительно во время катастрофического события, вызвавшего цунами. Его явным доказательством может служить состав диатомовых комплексов этих слоёв. На базе полученных данных для 3 участков построены графики и карты-схемы перемещения береговой линии моря в голоцене.

Ключевые слова: голоцен, донные осадки, диатомовый анализ, Белое море, Карелия

Побережье Карельского берега Белого моря на протяжении примерно 40 км от устья реки Кереть до Сонострова (рис. 1) до настоящего времени из-за трудной доступности было слабо изучено с точки зрения геологического строения четвертичных отложений, рельефа и палеогеографии

позднего плейстоцена и голоцена. Поэтому в 2019-2020 гг. здесь впервые были проведены комплексные исследования с целью реконструкции условий формирования рельефа, климата, а затем использования полученных данных для установления условий местообитания древних людей и возрас-

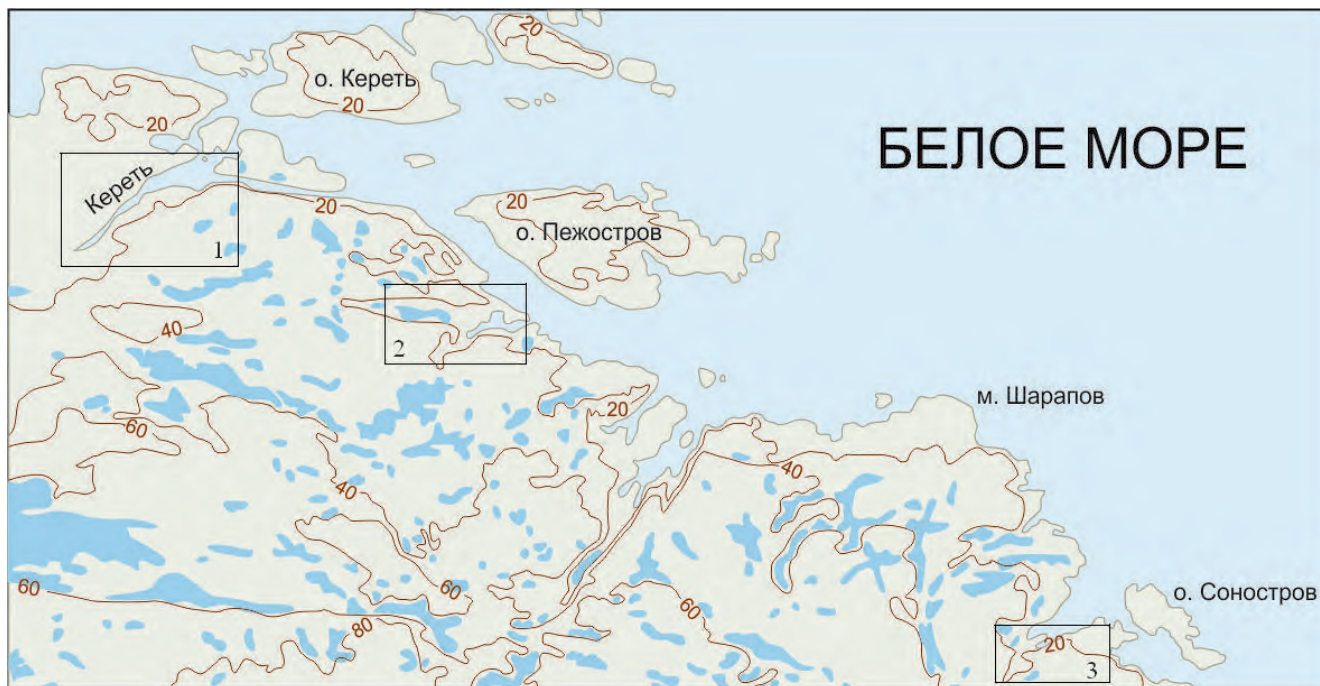


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов. 1 — Кереть; 2 — Корабельная бухта; 3 — Соностров

Таблица 1. Исследованные озёра и время отделения их от Белого моря (по: Лобанова и др., 2022; Shelekhova et al., 2022; Шелехова и др., 2023)

Район на рис.1	Озёра, абс. отм., м	Время отделения от моря, календарных лет назад
Кереть (1)	37	6 720±160
	28,8	6 420±230
	19,9	около 4 000
	9,2	2 600 ±150
	4	847±86
Корабельная бухта (2)	11	Около 1 500
	15,7	3 490±150
	30	-
Соностров (3)	10	1 700 ±110
	22	6 140±150
	29	6 320±150

та древних поселений, обнаруженных в 2007 году. В устье реки Кереть, районах Корабельной бухты и Сонострова были отобра-

ны керны донных отложений из малых озёр, расположенных на разных абсолютных отметках побережья (рис. 1, табл. 1).

Материалы и методы. При изучении перемещения береговой линии моря в последнее время широко применяется «метод изолированных бассейнов» разработанный скандинавскими учёными (Donner et al., 1977) и успешно применяемый геологами в российской части Фенноскандии (Колька и др., 2012; Корсакова и др., 2016; Суббето и др., 2012; 2013, 2014, 2015; 2018; Толстобров и др., 2021). Метод изолированных бассейнов позволяет проводить достаточно точную временную привязку положения относительного уровня моря по датированию времени отделения мелких котловин, наследуемых континентальными озёрами, от морского бассейна. Он включает бурение скважин донных осадков, первичное литолого-стратиграфическое описание, изучение микрофоссилий (диатомовый и палинологический анализы) с целью уточнения осадочной последовательности и временной привязки выделенных фаций, радиоуглеродное (^{14}C) датирование, а также модельные построения графика перемещения береговой линии моря.

Бурение донных осадков выполнено зимой 2019 г. и летом 2020 г. с помощью ручного переносного бура сотрудниками Геологического института Кольского научного центра РАН. Длина каждого керна составляла 1.0 м, диаметр 52 мм. Непосредственно в поле производился отбор образцов на микропалеонтологические анализы и радиоуглеродное датирование. Интервалы отбора в предварительно определенных морских осадках — 10 см, в переходных зонах — 1 см или послойно без перерывов каждые 1–2 см, в пресноводных осадках — каждые 5–10 см. Выделение этапов осадконакопления выполнено в полевых условиях на основе ли-

тологического описания кернов с учетом механического состава породы, цвета, текстуры, включений. Окончательное выделение фаций уточнено на основе диатомового анализа (с учетом спорово-пыльцевого) и радиоуглеродного (^{14}C) датирования.

Методика подготовки и изучения проб в рамках диатомового анализа подробно изложена в статье (Shelekhova et al., 2022). Результаты диатомового анализа частично представлены в настоящей работе. Они хорошо коррелируются с полученными ранее данными по изменению уровня Белого моря в районе п. Чупа (Колька и др., 2015, 2018; Корсакова и др., 2016; Shelekhova et al., 2022 и др.) и позволяют с большей степенью детальности установить эволюцию Карельского берега Белого моря в голоцене. На основе полученных данных выполнены палеогеографические реконструкции, для рассматриваемых участков побережья построены графики и карты-схемы перемещения береговой линии моря в голоцене (Шелехова и др., 2023; Shelekhova et al., 2022).

В работе учитывалось, что территория исследования, равно как и изученные ранее прилегающие к ней участки, формировалась в условиях разных седиментационных обстановок, менявшихся под влиянием гляциоизостатического поднятия суши, эвстатического изменения уровня моря, тектонических перемещений земной коры (Колька и др., 2015).

Результаты исследований и обсуждение. Ранее (Колька и др., 2005, 2012) на Карельском побережье Белого моря в донных отложениях озёр были выделены следующие фациальные разновидности: осадки пресноводного приледниково-

го озера (фация I); осадки переходной зоны от пресноводного приледникового озера к морским (фация II); морские осадки (фация III); осадки переходной зоны от морских к континентальным озёрным (фация IV); осадки пресноводного континентального озера (фация V). Настоящими исследованиями по литологическим и микропалеонтологическим характеристикам в районе устья реки Кереть в одном водоеме с абс. отм. уреза воды 28 м установлены регрессивные последовательности четырех фаций – II, III, IV и V. В остальных озёрах выделены только три фации: III, IV и V.

Осадки фации II (переходной зоны от опресненного приледникового водоема к морским отложениям) представлены неясно слоистой светло-серой до белого цвета гли-

ной с прослоями крупнозернистого песка, а также прослойком тонко-мелкозернистого песка мощностью 1 см с единичными зернами гравия. Ископаемая диатомовая флора выявлена лишь на отдельных отрезках фации, где преобладают морские полигалобы *Grammatophora* spp., *Hyalodiscus* spp., *Thalassiosira* spp., *Diploneis* spp., *Paralia sulcata* (до 80 %); мезогалобы *Tryblionella* spp., *Diploneis* spp., *Pinnularia quadratarea* и галофилы *Rhopalodia gibba*, *Navicula* spp. (около 15 %). Пресноводный комплекс (около 5 %) представлен видами рода *Aulacoseira*, единичными *Discotella* spp., *Ellerbeckia arenaria* и др. Присутствие створок *Ellerbeckia arenaria* является явным признаком поступления приледниковых талых вод. Этот вид отмечается во всех при-

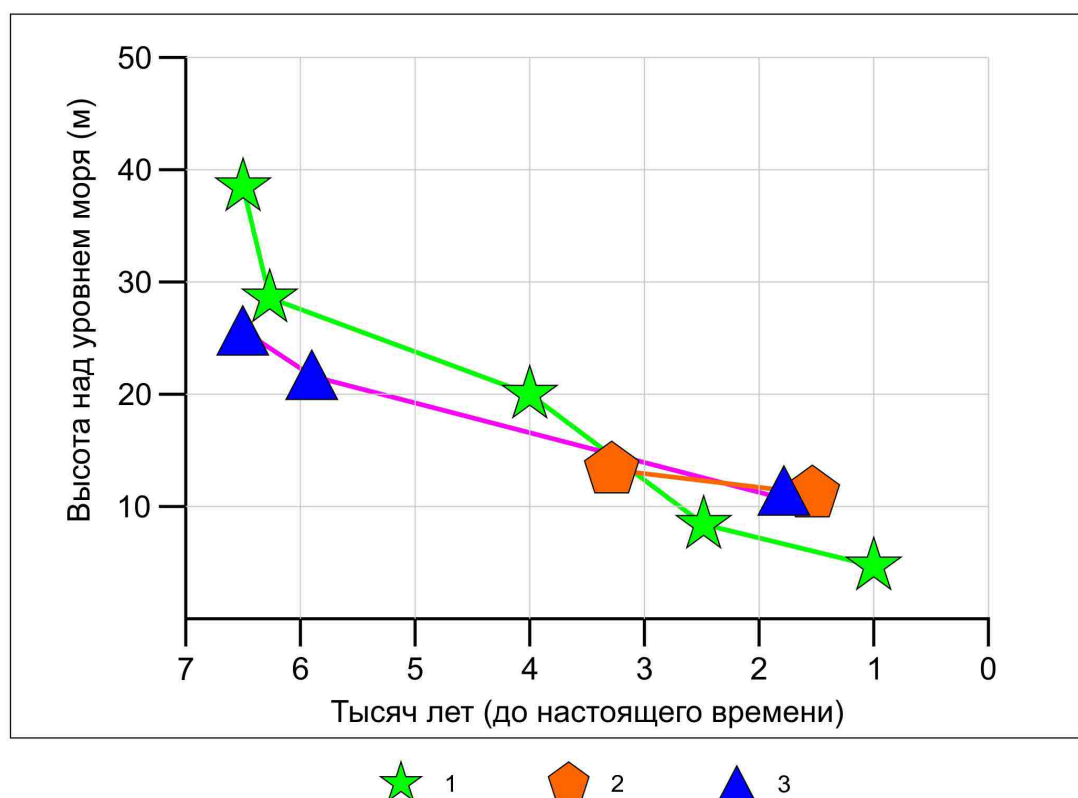


Рис. 2. Кривые перемещения береговой линии Белого моря в районах: 1 — Кереть, 2 — Корабельная бухта, 3 — Соностров (см. рис. 1)

ледниковых водоемах Карелии (Шелехова и др., 2021). Следовательно, можно утверждать, что во время формирования осадков фации II морские воды уже проникали в Белое море.

Морская фация III представлена слоистой и неяснослоистой глиной с включениями раковин моллюсков *Hiatella arctica* Linnaeus, слоистым и неяснослоистым алевроитом и характеризует накопление осадков на разной глубине. Доминируют полигалобы (95–60 %), мезогалобы (10–20 %) и галофилы (4–10–15 %); пресноводные не превышают 10 %.

В районе устья р. Кереть в морской фации отложений озёр с абс. отм. уреза воды 4 и 9.2 м выделяется 10 см интервал, состоящий из алевроитов с примесью песка, редкой гальки, фрагментов раковин (Лобанова и др., 2022). Предполагается цунамигенное происхождение этого слоя, что косвенно подтверждается результатами диатомового анализа. В слое озера на абс. отм. 9.2 м представлены неритические виды диатомовых водорослей, характерные для глубоководных частей моря: *Odontella* sp., *Plagiogramma* sp., *Grammatophora* spp., *Hyalodiscus scoticus*, *Paralia sulcata*, которые могли быть перенесены цунами, возникшими в результате землетрясения, в то время как в основной морской фации доминируют литоральные морские виды. В данном интервале присутствуют пресноводные формы, возможно, переотложенные (захваченные) цунами из прибрежной зоны. Однако таких изменений в подобном слое озера на абс. отм. 4 м не наблюдается, что можно объяснить его небольшими размерами и большей удаленностью от берега.

Переходные от морского к пресновод-

ному бассейна фации IV (меромиктического водоема, отделяющегося от моря) представлены смешанным типом отложений, слоистыми или неяснослоистыми глинами или алевроитами со значительным содержанием гиттии. Как правило, доля морских диатомовых водорослей в них, с доминированием литоральных и донных форм, снижается наполовину и не превышает 50 % от общего состава. Вторую часть комплекса представляют пресноводные виды родов *Aulacoseira* sp., *Cyclotella* sp., *Staurosira* sp., *Tabellaria* sp. и др.

В районе устья реки Кереть в осадках озёр на абс. отм. 19.9 и 4 м отражен довольно быстрый переход от морских условий седиментации к озёрным (6 и 8 см соответственно). В остальных озёрах этого участка мощность переходной фации больше (10–15 см) и свидетельствует о более медленном переходе от стадии меромиктического водоема к пресноводному озеру, что подтверждается соотношением видов по галобности.

В районе Сонострова мощность переходной фации в озёрах на абс. отм. 29 и 10 м составляет соответственно 2 и 3 см, что также указывает на резкую смену морских условий пресноводными. В озере с абс. отм. 22 м мощность повышается до 10 см. Следовательно, стадия меромиктического водоема была более продолжительной. Диатомовый анализ донных осадков озёр Корабельной бухты на абс. отм. 30 и 10 м в настоящее время не завершен.

Пресноводная фация (V) выделена во всех озёрах в гиттии (сапропелях) и представлена пресноводными видами родов *Aulacoseira*, *Staurosira*, *Stephanodiscus*, *Amphora*, *Synedra*, *Tabellaria*; галофилами (около 10 %) *Gyrosigma*, *Navicula*, *Nitzschia*,

Staurosira, Surirella, Amphora; единичными мезогалобами *Amphora, Rhopalodia, Melosira, Mastogloia*. Отмечается появление галофобов *Tabellaria, Eunotia, Pinnularia*.

На основе анализа времени отделения озёр от моря (табл. 1) построены кривые перемещения береговой линии.

Полученные данные свидетельствуют о проявлении на исследуемой территории в голоцене дифференцированных вертикальных движений, что неоднократно отмечалось многими учеными для других участков побережья Белого моря (Колька и др., 2018; Zaretskaya et al., 2022 и др.).

Выводы. По основе установленных диатомовых комплексов донных отложений выделено четыре этапа развития озёрных котловин: переходный от приледникового бассейна к морскому, морской, переходный от морского к озёрному (стадия меромиктического водоема) и озёрный.

Построены кривые относительного перемещения береговой линии Белого моря на участках: Кереть, Корабельная, Соностров.

Выдвинуто предположение о следах голоценового цунами в разрезах донных отложений озёр района устья р. Кереть, возможно, связанного с сейсмическим событием.

Получены важные данные о времени освобождения изучаемой территории от моря и возможности дальнейшего её освоения человеком.

Автор благодарит своих коллег Н. В. Лобанову за предоставленную возможность участия в комплексных научных исследованиях; А. А. Вашкова, Д. С. Толстоброва — за отбор большей части образцов для диатомового анализа. Работа выполнена

в рамках государственной темы ИГ Кар ИЦ РАН № 1022040500826–4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Колька В. В., Евзеров В. Я., Меллер Я. Й. и др. (2005) *Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова*. Апатиты: КНЦ РАН. С. 15–25.

Колька В. В., Корсакова О. П., Толстоброва А. Н. и др. (2018) *Количественные показатели дифференцированных движений морфотектонических блоков на побережье Кандалакшского залива Белого моря*. Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. № 15. С. 205–208. <https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.051>

Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С. и др. (2012) *Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район пос. Кузема, северная Карелия)*. Доклады Академии наук. Том 442. № 2. С. 263–267.

Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С. и др. (2013) *Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на Карельском берегу (район пос. Энгозеро, северная Карелия)*. Доклады Академии наук. Т. 449. № 5. С. 587–592.

Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С. и др. (2014) *Хронология и причины перемещения береговой линии Белого моря в голоцене по данным изучения донных отложений озёр из района Кузема (северная Карелия)*. Известия Русского географического общества. Т. 146. №. 6. С. 14–26.

Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С. и др. (2015) *Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным*

литологического, диатомового анализ и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озёр в районе пос. Чупа (северная Карелия). Вестник МГТУ. Т. 18. № 2. С. 255–268.

Корсакова О.П., Колька В.В., Толстоброва А.Н. и др. (2016) *Литология и позднеледниковая стратиграфия донных отложений из котловин изолированных бассейнов побережья Белого моря (на примере малого озера из района поселка Чупа, северная Карелия)*. Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 24. № 3. С. 81–101.

Лобанова Н.В., Шелехова Т.С., Вашков А.А. и др. (2022) *Древнее население Карельского берега Белого моря: природная среда, материальная культура, образ жизни*. Петрозаводск: Изд-во РК Принт. 103 с.

Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В. и др. (2012) *Хронология изоляции озёр Соловецкого архипелага и скорости современного озёрного осадконакопления*. Доклады Академии наук. Серия Геологическая. Т. 446. № 2. С. 183–190.

Толстобров Д.С., Вашков А.А., Колька В.В. и др. (2021) *Предварительные данные о перемещении береговой линии в районе села Кереть, Северная Карелия*. Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНИЦ РАН. № 18. С. 368–371. <https://doi.org/10.31241/FNS.2021.18.069>

Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Субетто Д.А. (2021) *Реконструкция палеогеографических условий позднеледникового-голоце-*

на в центральной Карелии (на основе комплексного анализа озёрных отложений озера Южное Хаугилампи). Известия Русского географического общества. Т. 153. № 6. С. 73–89. <https://doi.org/10.31857/S0869607121060070>

Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Тихонова Ю.С. и др. (2023) *Палеогеография и природная среда Карельского побережья Белого моря в голоцене по данным изучения озёрных осадков в районе устья реки Кереть*. Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 31. № 4. С. 1–17. <https://doi.org/10.31857/S0869592X23040051>. <https://elibrary.ru/TOICJB>

Donner J., Eronen M., Jungner H. (1977) *The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway*. Norsk Geografisk Tidsskrift — Norwegian Journal of Geography. Vol. 31. Iss. 3. P. 103–128. <https://doi.org/10.1080/00291957708552013>

Shelekhova T.S., Lobanova N.V., Lavrova N.B. et al. (2022) *Paleogeographic conditions of human habitation on the Karelian coast of the White Sea in the Late-Holocene (Chupa Town, Karelia, Russia)*. Holocene. Vol. 32. Iss. 11. P. 1222–1232. <https://doi.org/10.1177/095968362110417>

Zaretskaya N.E., Ludikova A.V., Shvarev S.V. et al. (2022). *Paleoseismic Fault Trenches as Unique Archives of the White Sea Holocene History*. Geomorfologiya. No. 4. P. 45–47. <https://doi.org/10.31857/S0435428120040112>

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРИМЕНЕНИЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ДЕТАЛЬНОМ ИЗУЧЕНИИ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЖДУРЕЧИЙ

**Е. Д. Шеремецкая ^{1,*}, Е. В. Гаранкина ², Ю. В. Шишкина ²,
В. И. Журавлева ³, О. А. Богданова ², И. Г. Шоркунов ^{1,2},
В. А. Лобков ^{1,2}**

¹ *Институт географии РАН, Москва, Россия*

² *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

³ *АНО «ОИШ Центра педагогического мастерства», Москва, Россия*

** E-mail: sheremetskaya@igras.ru*

Гранулометрический (механический) анализ — один из самых распространенных видов лабораторных исследований осадочных рыхлых обломочных пород и почв. Развитие лазерной дифрактометрии делает его одним из самых массовых, позволяя получать сопоставимые результаты для сотен образцов за короткое время. Накопленные базы данных в свою очередь позволяют типизировать гранулометрические распределения с целью составления «портрета» генетических типов отложений и почвенных тел для регионов со сходным палеогеографическим развитием. На основании множественных результатов исследования рыхлых отложений (бассейн Средней Протвы, Борисоглебская возвышенность, Суздальское плато Владимирского Ополя) предложены уточнение классификации рыхлых осадочных обломочных горных пород, модальный метод обработки результатов механического анализа и типизации гранулометрических распределений. Выделен ряд модальных фракций (глобальных и локальных максимумов распределения минеральных частиц по размерным фракциям), воспроизводящихся с высокой долей постоянства ($< 1 \mu\text{m}$, $2.5\text{--}3.2 \mu\text{m}$, $12.5\text{--}16 \mu\text{m}$ и $25\text{--}32 \mu\text{m}$; реже — интервалы в пределах $40\text{--}80 \mu\text{m}$), отвечающих за стратиграфическое расчленение междуречных покровов, а также их фациально-генетическое расчленение.

Ключевые слова: гранулометрический анализ, модальный анализ, покровные отложения, междуречья, гранулометрическая типизация

Гранулометрический (механический) анализ — распространенный вид лабораторных исследований осадочных рыхлых обломочных пород и почв, традиционно используемый в почвоведении, геоморфологии и палеогеографии. Развитие современных

технологий (в т.ч. лазерной дифрактометрии) делает его одним из самых массовых, позволяя получать сопоставимые результаты для десятков и даже сотен образцов за короткое время. С высокой долей самостоятельности результаты гранулометри-

ческого состава используются для выделения в разрезах стратиграфических единиц и характеристики физико-динамических условий осадконакопления. Подтвержденные данными других аналитических исследований, они могут быть использованы в целях определения степени унаследованности отложениями размерных характеристик пород областей питающих провинций и вклада постседиментационных преобразований в общий геологический облик различных генетических типов отложений (Палеогеографические ..., 2012). В XX столетии неоднократно предлагались «генетические диаграммы», позволяющие с помощью расчетных параметров (среднее арифметическое, квартили и пр.) определить происхождение рыхлых горных пород (Passega, Вугамjee, 1969 и др.). Их использование на массиве данных отличным от базово заложенных в подобную диаграмму генетических типов далеко не всегда оказывается успешным и не может безоговорочно быть перенесено в любой регион исследования. Однако идеи типизации гранулометрических распределений, их использования при составлении «портрета» генетических типов отложений и почвенных тел для регионов со сходным палеогеографическим развитием с целью стратиграфического расчленения и корреляции представляются жизнеспособными даже при мелкомасштабных исследованиях.

Методика работ. В настоящей работе использована база данных результатов гранулометрического анализа 916 образцов (39 геологических выработок), отобранных в краевой зоне среднелейстоценового (московского) оледенения. Ключевые участки — бассейн Средней Протвы («Сатино»), се-

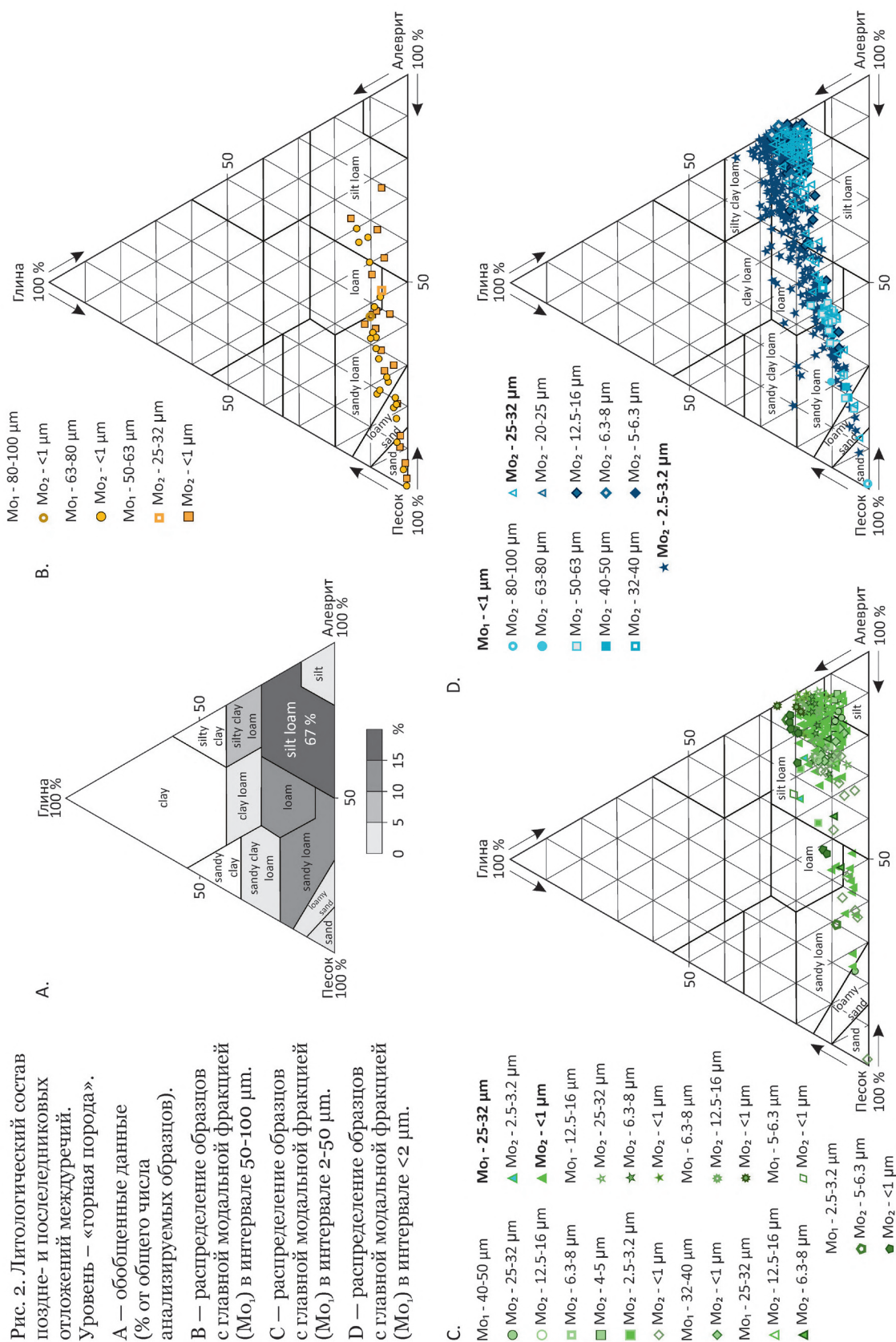
веро-восточный макросклон Борисоглебской возвышенности, Суздальское плато Владимирского Ополя («Гнездилово»). Из них 9.7 % характеризуют перекрытые ледниковые отложения. Остальные — водно-и озёрно-ледниковые осадки конца московского времени, заполнения эрозионных форм и озёрных котловин, позднеплейстоценовый и голоценовый полигенетический чехол междуречий, включая т. н. «типичные покровные суглинки», почвенные тела различной степени выраженности и сохранности (Шеремецкая и др., 2022; Garankina et al., 2019 и др.).

Многофракционный (32 фракции) гранулометрический анализ выполнен по смешанной методике (Шеремецкая, 2008) расцева на виброгрохоте Fritsch ANALYSETTE 3 Pro для частиц > 0.1 мм и лазерной гранулометрии на Fritsch ANALYSETTE 22 NanoTec для частиц < 0.1 мм по шкале с шагом 10 корней из 10 (Батурин, 1947). Предварительно органическое вещество удалено 18%-й H_2O_2 . Для обработки числовых результатов гранулометрического анализа использовались Microsoft Office Excel, Soil Texture Calculator (Multi-Point Excel Version).

Результаты и обсуждение. Начало обработки результатов гранулометрического анализа ставит перед аналитиком проблему выбора классификации, удовлетворяющей не только целям исследования, но и физико-химическим закономерностям осадконакопления и гипергенеза. В настоящее время распространено большое количество типологий — С.К. Wentworth (1922) и W.C. Krumbein (1934), Н.А. Качинского (1965-1970), С.И. Романовского (1977) и О.В. Япаскурта (2016), Министерства сельского хозяйства США (Soil ..., 2017) и клас-



Рис. 1. Наиболее распространённые гранулометрические шкалы и их соотношение с модальными и «дефицитными» фракциями в поздне- и послеледниковых отложениях междуречий



сификация, используемая в Мировой реферативной базе почвенных ресурсов (World Reference ..., 2022), межгосударственные стандарты (например, ГОСТ 25100-2020, ISO 14688-1:2017(E), 2017). В большинстве из них (кроме классификаций Н.А. Качинского и С.И. Романовского) за верхнюю границу песка принят размер зерна равный 2 мм. В выделении границ песок / алеврит (пыль) и алеврит (пыль) / глина (ил) единые отсутствуют. В первом случае она варьирует в интервале 50–62.5 μm . Во втором – в широких пределах от 1 до 10 μm . Чаще всего граница алеврит (пыль) / глина (ил) проводится на 2 μm .

В данном исследовании использована классификация USDA (Soil ..., 2017; рис. 1). Обоснование границ размерных фракций основано на большом количестве позиций (Вадюнина, Корчагина, 1961; Качинский, 1965; Романовский, 1977; Методические ..., 1989; Шеин, 2009; Блохин и др., 2010; Япаскурт, 2016; Юдина и др., 2020; Безуглова и др., 2022 и др.) среди которых можно выделить (для частиц крупнее означенной границы):

1) верхняя граница песка 2 мм — скачкообразное повышение полимиктовости минералогического и петрографического составов, появление в почвенных телах грубых компонентов, изменение соотношения параметров реакции зёрен на гидравлические характеристики водного потока и пр.;

2) верхняя граница алеврита (пыли) 50 μm — слабое или полное отсутствие в процессе седиментации реализации соответствия закону Стокса, изменение характера таких свойств, как липкость, пористость, способность к фильтрации влаги и пр.;

2. а) в т.ч. граница 20 μm — увеличение

водопроницаемости, отсутствие возможности коагуляции и пр.;

2. б) в т.ч. граница 5 μm — количественное преобладание зёрен минералов кристаллических пород над глинистым веществом и изменение характера кумулятивной кривой, а в более мелких фракциях — концентрация продуктов химического и биологического выветривания;

3) верхняя граница глины (ила) 2 μm — увеличение водопроницаемости и скорости капиллярного подъема влаги, снижение пластичности, способности коагулировать, выраженности броуновского движения, а для более мелких почвенных частиц — наличие микроагрегатов невысокой плотности, склеивающие влияние на которые оказывает в т.ч. органическое вещество.

В процессе работы с данными гранулометрического анализа в рамках детальных палеогеографических исследований проявилась необходимость дробного разделения, по сравнению с оригинальной классификацией, алеврита (silt) на тонкий (fine) 2–5 μm , средний (medium) 5–20 μm и крупный (coarse) 20–50 μm . В основу положены массово проявившиеся на гистограммах распределения т. н. «дефициты частиц» (локальные минимумы содержания), связанные с особенностями шкалы В.П. Батурина (в небольшой мере) и со свойствами самих осадков (рис. 1). А именно: заложением дефицита на стадии разрушения кристаллических горных пород, особенностями дезинтеграции обломочного материала, габитусом и аэро-гидро-динамической устойчивостью частиц к изменению размера, режимами перемещения терригенного материала, особенностями седиментации и постседиментационных преобразований

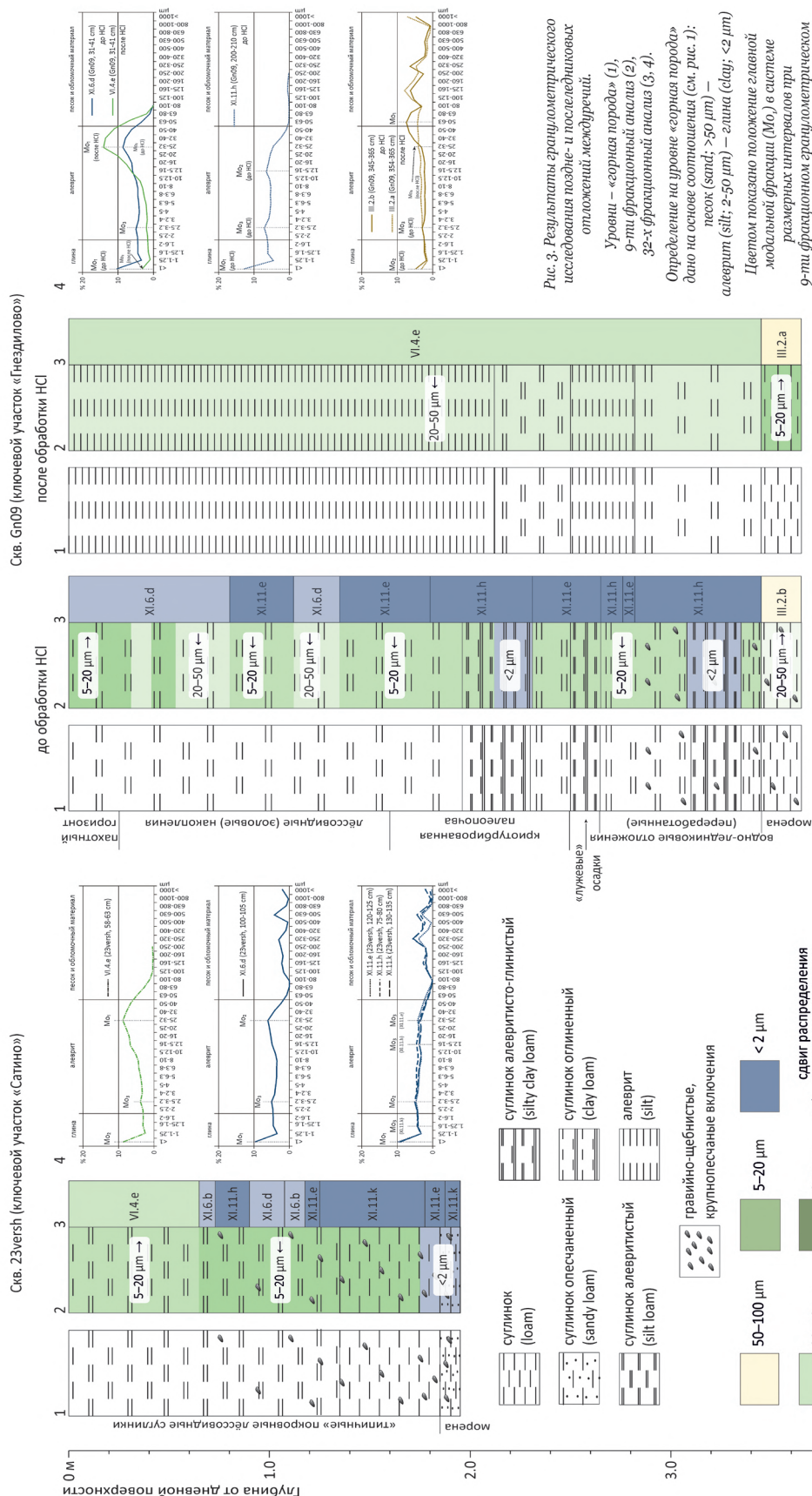


Рис. 3. Результаты гранулометрического исследования поздне- и последнедевонских отложений междуречий.

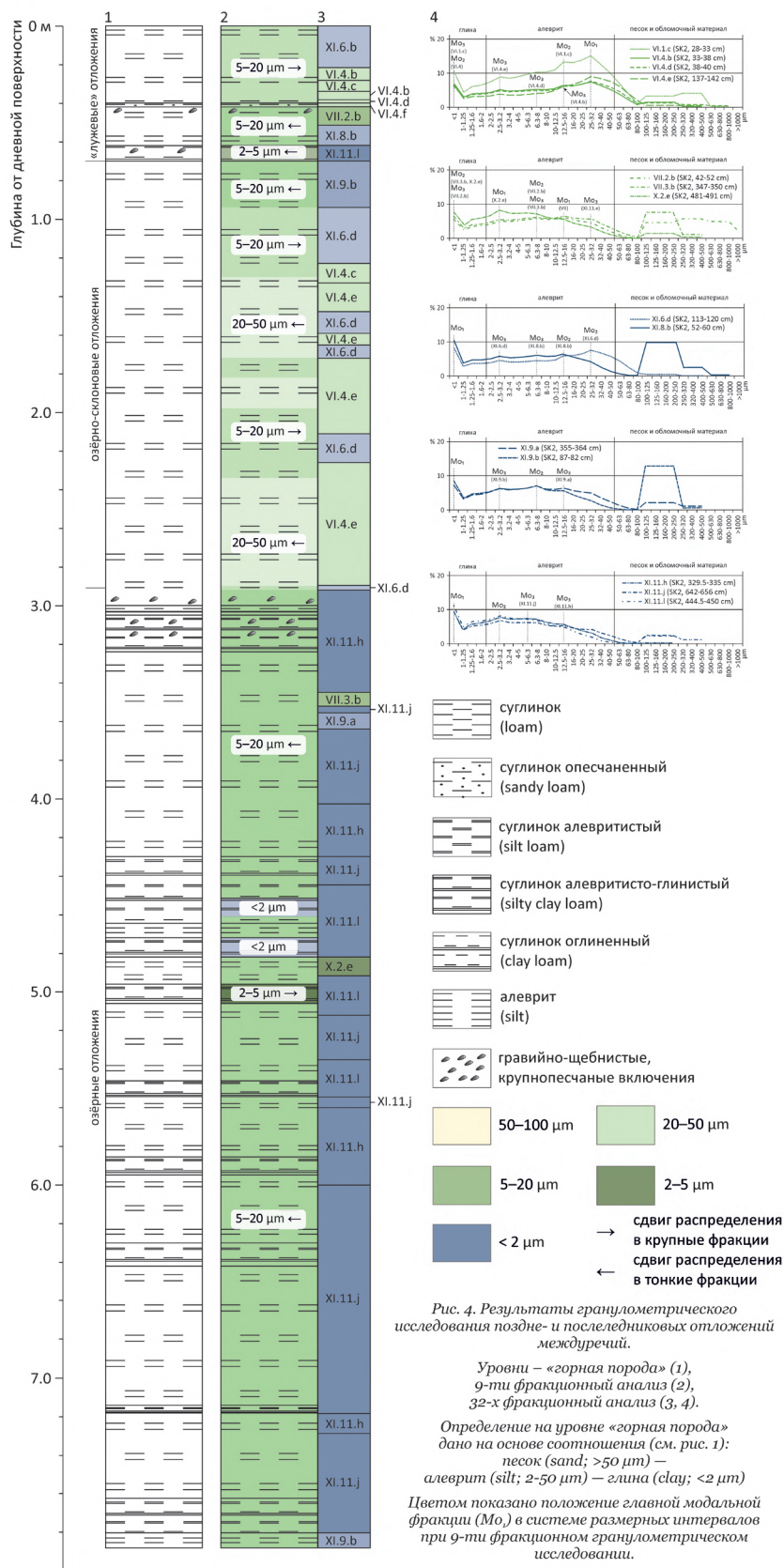
Уровни – «горная порода» (1),
9-ти фракционный анализ (2),
32-х фракционный анализ (3, 4).

Определение на уровне «горная порода» дано на основе соотношения (см. рис. 1):

песок (sand; $>50 \mu\text{m}$) –
ил (silt; $2-50 \mu\text{m}$) – глина (clay; $<2 \mu\text{m}$)

Цветом показано положение главной модальной фракции (M_0) в системе размерных интервалов при 9-ти фракционном грацулометрическом исследовании.

Скв. SK2 (ключевой участок «Соловьевская котловина»)



(Романовский, 1977).

Работа с большим массивом численных данных, полученных в результате проведения гранулометрического анализа, на начальном этапе заключается в определении рыхлой осадочной горной породы (уровень — «горная порода»), в том числе смешанного типа (суглинков, супесь и пр.), базирующемся на соотношении трёх параметров: песок — алеврит — глина. В условиях близких и/или единых по составу питающих провинций и сходных физико-динамических условий формирования осадочных толщ, подобное определение не дает существенных результатов для целей стратиграфии и корреляции. Из анализируемой базы данных 95 % образцов вне зависимости от их положения в разрезах и генетической принадлежности относятся к различным вариациям суглинков, при этом 67 % от всех образцов — к суглинку алевритистому (рис. 2).

Дальнейший анализ требует разделения рыхлого материала на дробные фракции. Малофракционное гранулометрическое исследование, к сожалению, не позволяет достичь высокого уровня детализации результатов. На примере модельных разрезов показано, что опираясь на преобладающую фракцию и сдвиг распределения в крупно- или тонкодисперсную составляющие, возможно решение ряда довольно тривиальных задач. Основные из них — уточнение литологических границ; общее расчленение однородных геологических и почвенных тел, что особенно актуально для «типичных покровных суглинков» (рис. 3, скв. 23versh, 0–185 см) или мощных озёрных толщ (рис. 4, скв. SK2, ниже 292 см); оценка общей динамической активности и её вариабельности на этапах седиментации

(рис. 4, скв. SK2, 0–292 см, озёрно-лужевые и озёрно-склоновые осадки); помощь в выделении почвенных горизонтов различной степени сохранности и пр.

Однако крупномасштабные палеогеографические работы с генетически сложно построенными, характеризующимися явными и, наоборот, скрытыми текстурными, химическими и петрографо-минералогическими особенностями, и вариабельными по уровню гипергенетических преобразований, требуют большей детализации результатов аналитических исследований. На помощь здесь может прийти модальный анализ распределений гранулометрического состава. В связи с тем, что песчаные и обломочные частицы в образцах, входящих в базу данных, встречаются в чрезвычайно различных процентных содержаниях, а на границе 100 μm меняется технология исследования, основное внимание в предложенном алгоритме уделено «поведению» глинистых, алевритовых и тонкопесчаных частиц.

На основании выделения в интервале < 100 μm глобальных максимумов (главная мода, Mo1) образцы разделены на 11 классов (римские цифры в обозначении слоёв на рис. 2–4). Классу I соответствует главная мода во фракции 80–100 μm , классу XI — во фракции < 1 μm . Наиболее представительными оказались классы XI (65.5 % образцов) и VI (Mo1 — 25–35 μm ; 20 %). Прочие классы включают в себя от 4.4 до 0.1 % образцов. Их подтверждение нуждается в расширении базы данных.

Каждый класс разделён на подклассы по положению второго по величине локального максимума (Mo2; арабские цифры в обозначении слоёв на рис. 2–4). В классе VI выделено четыре подкласса, самыми представи-

тельными из которых оказались VI.1 ($M_{02} = 12.5-16 \mu m$) и VI.4 ($M_{02} < 1 \mu m$). Класс VI.1 равномерно характеризует генетически разнородные отложения. Класс VI.4 — преимущественно верхние части толщи «типичных покровных суглинков» и продукты их склонового переноса. В классе XI выделено самое большое количество подклассов — одиннадцать. Наиболее представительные: XI.6 ($M_{02} = 25-32 \mu m$) и XI.11 ($M_{02} = 2.5-3.2 \mu m$). Класс XI.6 генетически аналогичен классу VI.4, что показывает вариабельность покровных лёссовидных отложений, в то время как при средне- и мелкомасштабных исследованиях их, как правило, объединяют в единую монотонную толщу. Класс XI.11 в большой мере свойственен разновозрастным озёрным осадкам, реже — перемытой толще моренного материала московского возраста либо нижним слоям «типичных покровных суглинков».

Среди прочих по представительности базы данных (более 2 % от общего числа образцов) выделяются подклассы:

- II.1 — $M_{01} = 63-80 \mu m$, $M_{02} < 1 \mu m$, среднеплейстоценовые ледниковые и водно-ледниковые отложения и продукты их позднеплейстоценовой переработки;
- III.2 — $M_{01} = 50-63 \mu m$, $M_{02} < 1 \mu m$, среднеплейстоценовые ледниковые и водно-ледниковые отложения и продукты их позднеплейстоценовой переработки, минеральная матрица биогенных и озёрно-болотных осадков;
- IV.6 — $M_{01} = 40-50 \mu m$, $M_{02} < 1 \mu m$, позднеплейстоценовые склоновые низкоэнергетические накопления и минеральная (в т.ч. перемещённая) матрица биогенных и озёрно-болотных осадков;
- XI.8 — $M_{01} < 1 \mu m$, $M_{02} = 12.5-$

$16 \mu m$, генетически разнородные отложения, в т.ч. «типичные покровные суглинки», озёрные и озёрно-биогенные осадки и пр.

Отмечается приуроченность вторых по величине локальных максимумов преимущественно к фракциям (по мере уменьшения): $2.5-3.2 \mu m$, $< 1 \mu m$ и $25-32 \mu m$.

В случае необходимости проведения максимально детальной стратификации осадочных толщ подклассы можно разделить по третьему по величине локальному максимуму (M_{03}) на группы (буквы в обозначении слоёв на рис. 2–4). В рамках исследуемой базы данных в каждом подклассе выделяется от одной до двенадцати групп. При этом в 9 % образцов M_{03} в диапазоне менее $100 \mu m$ отсутствует. Чаще всего M_{03} приходится на фракции $2.5-3.2$ и $12.5-16 \mu m$ (48.8 и 16.6 % соответственно).

Интересные результаты показывает модальный гранулометрический анализ толщ междуречных покровов, проведённый после предварительной обработки образцов 10 %-ной соляной кислотой с целью удаления новообразований карбонатного типа (рис. 3, ключевой участок «Гнездилово»). В результате подобной пробоподготовки кардинально изменяется класс гранулометрического распределения и вариабельность механического строения толщи рыхлых отложений. Основные изменения касаются снижения содержания тонкодисперсной составляющей ($< 12.5(10) \mu m$). Исследователь получает возможность работы с «чистым» литологическим материалом, когда гранулометрический анализ с высокой долей достоверности за физико-динамические условия конечной седиментации.

Выводы. Таким образом, типизация гранулометрических распределений с целью

проведения детального изучения толщ рыхлых осадков в целях составления обобщённого «портрета» генетических типов отложений и почвенных тел для регионов со сходным палеогеографическим развитием, стратиграфии и корреляции представляется жизнеспособной и перспективной для различных масштабов исследований. Однако анализ данных о механическом составе на уровнях определения типа горной породы и с малого количества фракций подробных выводов сделать не позволяет. Требуется постадийное рассмотрение локальных максимумов гранулометрических распределений, т.е. проведение модального анализа. Он подразумевает типизацию рыхлых отложений на основании выделения глобального (мода Мо1) и 2–3-х локальных (Мо2 и Мо3) максимумов.

В рамках анализируемой базы данных, включающей переработанные среднеплейстоценовые ледниковые, водно- и озёрно-ледниковые осадки, материал заполнения эрозионных форм и озёрных котловин, позднеплейстоценовый и голоценовый полигенетический чехол междуречий, в т.ч. «типичные покровные суглинки», и почвенные тела, можно выделить ряд модальных фракций, воспроизводящихся с высокой долей постоянства. К подобным фракциям вне зависимости от класса, подкласса или группы гранулометрических распределений относятся размерные интервалы: $< 1 \mu\text{m}$, $2.5\text{--}3.2 \mu\text{m}$, $12.5\text{--}16 \mu\text{m}$ и $25\text{--}32 \mu\text{m}$; реже — интервалы в пределах $40\text{--}80 \mu\text{m}$.

Модельные разрезы показывают положительные результаты применения модального анализа как алгоритма стратификации монотонных или псевдомонотонных литологических толщ, позволяя выделить слои, маркирующие редуцированные почвенные

горизонты, уровни развития полигонально-трещинной криогенной сети, концентрации следов гипергенетических изменений и пр.

Исследование выполнено в рамках выполнения работ по гранту РФФИ № 19-77-10061, тем госзадания АААА-А16-11632810089-5, АААА-А19-119021990091-4. Анализатор Fritsch ANALYSETTE 22 NanoТес закуплен по программе развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батурин В. П. (1947) *Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам*. М.: Изд-во АН СССР. 335 с.

Безуглова О. С., Болдырева В. Э., Морозов И. В. и др. (2022) *Интерпретация результатов гранулометрического анализа почвы в разных школах почвоведения*. Известия ВУЗов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. № 2. С. 36–46.

Блохин А. Н., Шеин Е. В., Милановский Е. Ю. (2010) *Характеристика гранулометрического и агрегатного составов почв северной части ареала черневой тайги Кузнецкого Алатау с использованием параметров вероятностных функций*. Вестник Томского государственного университета. Биология. № 2 (10). С. 7–18.

Вадюнина А. Ф., Корчагина З. А. (1961) *Методы определения физических свойств почв и грунтов (в поле и лаборатории)*. М.: Высшая школа. 344 с.

ГОСТ 25100-2020 (2021) *Межгосударственный стандарт. Грунты. Классификация*. Soils. Classification [Электронный ресурс]. URL: <https://docs.cntd.ru/document/1200174302> (дата обращения:

июнь, 2022)

Качинский Н.А. (1965) *Физика почвы: Учебник для студентов университетов*. Т. 1. М.: Высшая школа. 324 с.

Методические указания по дробному гранулометрическому анализу седиментационным способом (с применением гидравлического седиментатора ГС-1) (1989) Под ред. К.К. Гостинцева. Л.: ВНИГРИ. 181 с.

Палеогеографические методы исследований (2012) Под. ред. И.А. Каревской, А.В.Панина. М.: Географический факультет МГУ. 200 с.

Романовский С.И. (1977) *Седиментологические основы литологии*. Л.: Недра. 408 с.

Шейн Е.В. (2009) *Гранулометрический состав почв: проблемы методов исследования, интерпретации результатов и классификаций*. Почвоведение. № 3. С. 309–317.

Шеремецкая Е.Д. (2008) *Лазерная гранулометрия: принцип, сравнение с классическими методами и применение для фациального анализа аллювиальных отложений*. Общие экологические и инженерные аспекты изучения гидрологических, русловых и эрозионных процессов: сб. статей. М.: МГУ. С. 317–326.

Шеремецкая Е.Д., Каревская И.А., Самусь А.В. и др. (2022) *Новые данные о стратиграфической значимости разреза «Черемошник» (Ярославская область)*. Вестник Московского университета. Серия 5: География. № 4. С. 88–100.

Юдина А.В., Фомин Д.С., Валдес-Коровкин И.А. и др. (2020) *Пути создания классификации почв по гранулометрическому составу на основе метода лазерной дифракции*. Почвоведение. № 11. С. 1353–1371. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20110143>

Япаскерт О.В. (2016) *Литология. Учебник*. М.: Инфра-М. 359 с.

Garankina E.V., Belyaev V.R., Shorkunov I.G. et al. (2019) *Lake sedimentation as an agent of postglacial transformation of interfluvial and fluvial landscapes of the Borisoglebsk Upland, Central European Russia*. Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences. Iss. 381. P. 13–20. <https://doi.org/10.5194/piahs-381-13-2019>

ISO 14688-1:2017(E) (2017) *Geotechnical investigation and testing — Identification and classification of soil — Part 1: Identification and description* [Электронный ресурс]. URL: <https://www.iso.org/standard/66345.html> (дата обращения: июнь, 2022)

Krumbein W.C. (1934) *Size Frequency Distribution of Sediments*. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 4. No. 2. P. 65–77. <https://doi.org/10.1306/D4268EB9-2B26-11D7-8648000102C1865D>

Passega R., Byramjee R. (1969) *Grain-size image of clastic deposits*. Sedimentology. Vol. 13. Iss. 3-4. P. 233–252. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1969.tb00171.x>

Soil Texture Calculator. URL: <https://www.nrcs.usda.gov/resources/education-and-teaching-materials/soil-texture-calculator>. (дата обращения — 01.06.2023).

Soil Survey Manual (2017) United States Department of Agriculture. Handbook No. 18. 639 p.

Wentworth C.K. (1922) *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. The Journal of Geology. Vol. 30. No. 5. P. 377–392. <https://doi.org/10.1086/622910>

World Reference Base for Soil Resources International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th edition (2022) IUSS Working Group WRB. International Union of Soil Sciences (IUSS). Vienna, Austria. 236 p.

МОЩНОСТИ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ ОНЕЖСКО-ЛАДОЖСКОГО РЕГИОНА НА РУБЕЖЕ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА. ОПЫТ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Р. С. Шухвостов^{1,2,*}, И. Д. Стрелецкая¹, М. В. Шитов³

¹ *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

² *Институт географии РАН, Москва, Россия*

³ *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
имени А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*

** E-mail: r.shux18@gmail.com*

Следы криогенных процессов и аппроксимация теплофизических параметров рыхлых отложений позволили определить мощность многолетнемерзлых пород, сформировавшихся в Онежско-Ладужском регионе на рубеже позднего неоплейстоцена – раннего голоцена. Предполагается, что она могла варьировать от 60 до 100 м, образовавшись за несколько сотен лет с начала промерзания. Полная деградация мерзлоты охватила отрезок времени протяженностью 600–2000 лет (в зависимости от участка исследования).

Ключевые слова: поздний неоплейстоцен, палеомерзлота, грунтовые жилы

Следы криогенных процессов и явлений в позднелейстоценовых отложениях Евразии указывают на широкое распространение многолетнемерзлых пород во время максимума последнего оледенения. Одновозрастные следы криогенных деформаций известны по всей Европе (Donner, Delusin, 1995; Murton et al., 2000), на территории Восточно-Европейской равнины (Величко, 1973), а также в Западной и Восточной Сибири (Романовский, 1977). Следы криогенных процессов — псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, изначально-грунтовые или песчаные жилы, посткриогенные текстуры, криотурбации — являются палеоэкологическими индикаторами мерзлотных ус-

ловий прошлого, уникальных ландшафтных и климатических обстановок. Полученную с их помощью информацию можно использовать для последующих палеореконокструкций, где первое — определение времени возникновения и деградации многолетнемерзлых пород, второе — значения палеоклиматических параметров (среднегодовая температура воздуха, температура грунтов на поверхности и т.д.), при которых формируются и протекают криогенные процессы, и, третье — оценка мощности мерзлых пород, сформировавшихся за период их аградации.

С целью определения временных рамок накопления и промерзания отложений при-

меняются геологические и геокриологические методы, а также методы абсолютной геохронологии (Murton et al., 2000). Главной трудностью в установлении возраста отложений в районах, где встречаются как изначально-грунтовые жилы, так и псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, является определение их точного времени перехода в талое состояние. Возникает необходимость привлечения методов, косвенно указывающих на деградацию мерзлоты в прошлом, например, результатов палеоботанических исследований, отражающих смену растительных сообществ исследуемого региона (Veski et al., 2015).

Псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, изначально-грунтовые клинья с выраженными на поверхности следами полигональности являются верными свидетельствами существования многолетней мерзлоты и глубокого сезонного промерзания (Murton, 2000). Подобные свидетельства не дают надежных количественных оценок среднегодовых температур воздуха и пород времени промерзания отложений, однако размер клиньев, расстояние между ними, состав и особенности заполнения земляных структур косвенно отражают температуры зимних сезонов (Murton, 2000). В качестве нижнего предела температуры поверхности грунта, при котором начинается растрескивание, принято использовать значения от -2 до -3 °C (Романовский, 1977). Растительность и снег выступают термоизоляционными покровами, препятствующими активному растрескиванию грунтов. При накоплении органогенных горизонтов температура пород понижается. Зная время образования криогенных структур (формирование мерзлых пород) и время перехода

их в реликтовое состояние (таяние мерзлоты), можно определить скорость образования мерзлых пород, их максимальную мощность. Предсказать мощности многолетней мерзлоты прошлого, опираясь исключительно на описательные характеристики, и вовсе не представляется возможным.

Цель настоящего исследования — на основании характера криогенных структур, свойств и времени накопления вмещающих их отложений провести моделирование для определения мощности мерзлых пород.

Территория Онежско-Ладожского региона начала освобождаться от ледникового покрова около 15 тыс. л. н. в конце раннего дриаса (Hughes et al., 2016) и породы начинали промерзать эпигенетически или сингенетически в зависимости от условий осадконакопления. Для моделирования было выбрано три наиболее представительных разновозрастных разреза, в отложениях которых отражены следы событий разных этапов похолоданий конца неоплейстоцена-голоцена.

Самый древний из описанных криогенных комплексов фиксируется в песчаных отложениях дельты пра-Свири (разрез «Толстое»), накопление которых происходило с начала аллерёда (13.9–13.7 тыс. л. н.) (Шухвостов, Шитов, 2021). Второй объект — разрез «Шириничи-Шангиничи» — расположен на берегу р. Оять между деревнями Шириничи и Шангиничи. Здесь слоистые песчано-галечные отложения перекрываются лёссовидными суглинками. Их образование может быть связано с дренажем Балтийского ледникового озера (БЛО) во второй половине аллерёда (13.3–13.2 тыс. л. н.) (Svensson, 1991). Последний объект находится в Приневской низменности (разрез



Рис. 1. Псевдоморфоза по полигонально-жильному льду; разрез «Толстое»



Рис. 2. Песчаные клинья; разрез «Шириничи-Шангиничи»



Рис. 3. Небольшие инволюции в подошве палеопочвы; разрез «Кузьминки»

«Кузьминки»), где накопление песков связано с зарождением р. Нева в конце позднего дриаса около 12.0 тыс. л. н. (Дуданова и др., 2020). Сформировавшаяся за период 14.0–12.0 тыс. л. мерзлота начинает деградировать в пребореальный более теплый период.

Разрез «Толстое» имеет видимую мощность 15 м в стенке карьера и установлен многочисленными скважинами до глубины 60 м. Абсолютные отметки поверхности — 40–50 м. Отложения представлены валунным суглинком и косослоистыми разнотернистыми песками с гравийно-галечным материалом. Грунтовые структуры-клинья высотой 4–5 м и шириной по верху 0.4 м сложены более дисперсным материалом по сравнению с вмещающими песками и отличаются по цвету за счет боль-

ших ожелезнения и плотности. Расстояние между грунтовыми клиньями составляют 3–5 м. Характерные признаки (отгибание слоёв вмещающих отложений внутрь клиньев, расширения в верхней части структур) позволяют отнести эти образования к псевдоморфозам по полигонально-жильным льдам (ПЖЛ). Верхняя часть грунтовых клиньев срезана при разработке карьера, поэтому можно предположить, что первичные размеры льдов были больше. Ширина нижней части грунтового клина выдержана по глубине и составляет 0.05–0.1 м. Характерные расширения нижней части трещины указывают на сингенетическое образование ледяной жилы (рис. 1). Таким образом, часть разреза формировалась сингенетически, то есть накопление песков и галечников сопровождалось промерзанием и ростом

сингенетических ПЖЛ.

Разрез «Шириничи-Шангиничи» установлен по данным бурения; верхняя часть заверена по обнажению берегового обрыва р. Оять. Абсолютные отметки поверхности — 25 м. Слоистые крупно- и мелкозернистые пески с включениями гравия и гальки слагают верхние 20 м разреза и подстилаются коренными породами. Грунтовые структуры-клинья, высотой до 4 м и шириной по верху 1.5 м, сложены более тонким по сравнению с вмещающими отложениями песками и отличаются по цвету. Расстояние между грунтовыми клиньями 5–7 м. Характерные признаки (отгибание слоёв вмещающих отложений, следы сбросов, заполнение перекрывающими осадками), позволяют отнести эти образования к псевдоморфозам по ПЖЛ. Расширения в верхней части структур свидетельствуют о глубине реликтового сезонно-талого слоя. Более тонкие грунтовые клинья (высота до 1.5 м, ширина до 0.01–0.05 м) заполнены песками, представляют собой первично-грунтовые жилы (рис. 2) и приурочены к реликтовому сезонно-талому слою.

По материалам геологической съемки Приневская низменность (разрез «Кузьминки») сложена слоистыми песками с горизонтами валунных суглинков. Абсолютные отметки поверхности — 10–11 м. Верхняя часть разреза до глубины 1.0–1.5 м представляет собой горизонт с инволюциями (рис. 3). Анализ морфометрии и морфоскопии кварцевых зерен и значения коэффициента криогенной контрастности более 1 (Конищев, 1981) позволяют утверждать, что отложения были преобразованы чередующимися процессами промерзания-протаивания.

Для моделирования изменчивости грун-

тов под влиянием температурных градиентов на поверхности, приводящих к образованию мерзлых пород, использовалось программное обеспечение QFROST, созданное на кафедре геокриологии геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова. В ходе моделирования решалась одномерная задача, где учитывалось только тепловое воздействие атмосферы. Палеотемпературы воздуха для конкретного периода выбирались по сопредельным территориям Прибалтики (Veski et al., 2014). Для относительно теплого периода аллерёда средняя температура лета принималась как (T_l) = 13 °С, средняя температура зимы как (T_z) = -15 °С. Для незначительного похолодания в конце аллерёда: T_l = 11 °С, T_z = -17 °С. Для экстремально холодного позднего дриаса: T_l = 9 °С, T_z = -20 °С. Для пребореального потепления: T_l = 15 °С, T_z = -13 °С. Геологическое строение толщ охарактеризовано выше. Данные получены во время полевых исследований (Шухвостов, Шитов, 2021) и по фондовым материалам геологических поисковых и съемочных работ. Теплофизические свойства пород подбирались из литературных источников с учетом специфики исследуемого региона (Чеве́рев, 2004). Входные данные, используемые для построения числовых моделей, приводятся как аппроксимированные для получения количественной оценки параметров мерзлой толщи. Было выбрано шесть типов пород, наиболее часто встречаемые в разрезах (табл. 1). Общие начальные условия промерзания задавались как +3 °С для всех пород на всех глубинах. Время начала моделирования мерзлоты — 14 тыс. л. н., время окончания — начало полной деградации мерзлоты при заданных пребореальных условиях

Таблица 1. Теплофизические свойства пород, встречаемые в разрезах

	Коренные породы	Валунный суглинок	Крупно-зернистый песок	Песок с гравием и галькой	Мелко-зернистый песок	Лёссовидный суглинок
$\lambda_{ВТ}/(м^*К)$	1.1	0.3	2.24	0.23	2.19	0.8
$\lambda_{ВТ}^м/(м^*К)$	1.2	0.4	2.5	0.27	2.49	1.36
$C_{кДж}/(м^3*К)$	800	2200	2490	2000	3150	1860
$C_{кДж}^м/(м^3*К)$	650	1900	1920	1630	2140	2470
$W\%$	15	15	17	8	18	17
$P_d \text{ г/см}_3$	2.2	1.8	1.8	2.10	1.6	1.4

11.6–9.6 тыс. л. Все высоты в моделируемых разрезах являются относительными. Мощность отложений на начало моделирования принималась за 60 метров.

В районе разреза «Толстое» в первые 200 лет (14.0–13.8 тыс. л. н.) мощность эпигенетически промерзших пород составила 6 метров. За следующие 300 лет (13.8–13.5 тыс. л. н.) при тех же климатических условиях породы промерзли уже до глубины 60 м. К моделируемой мощности было добавлено 4 м крупнозернистых песков, промерзавших сингенетически. Температура на глубине нулевых годовых колебаний была ниже -1°C . С наступлением похолодания в позднем дриасе (12.6 тыс. л. н.) на глубине в 40 м температура мерзлоты была уже -2°C , а на глубине 12 м температура составляла -4°C . В подобных условиях вполне могло развиваться морозобойное растрескивание поверхности и формирование полигонально-жильных льдов. За следующие 500 лет (12.1–11.6 тыс. л. н.) позднего дриаса минимальная температура на поверхности опу-

скалась до -17°C к началу февраля. До глубины в 70 м температура грунта была ниже -1°C . Температура ниже -4°C опустилась до глубины 23 м.

Таким образом, за период с 14.0 до 11.6 тыс. л. н. в районе разреза «Толстое» мощность мерзлоты достигла около 80 м. Активно шли криогенные процессы. Формировались ПЖЛ мощностью более 5 м, образуя на поверхности полигональный рельеф со стороной полигона 5–7 м. Полная деградация многолетнемерзлых пород могла произойти всего за 2000 лет.

Разрез «Шириничи-Шангиничи». За 400 лет (13.4–13.0 тыс. л. н.) в аллереде отрицательные температуры фиксируются по всей глубине колонки. Песчано-глинистые отложения промерзали эпигенетически. К моделируемой мощности колонки за это время было добавлено 12 м мелкозернистого песка, промерзавшего сингенетически. Минимальные температуры в нем варьирует от -10°C на границе с много-

летнемерзлыми породами (ММП), до -15°C в приповерхностных горизонтах. В последующие 300 лет (13.0–12.7 тыс. л. н.) холодного этапа аллерёда температура пород опускается от -1 до -3°C , что может свидетельствовать о морозном растрескивании отложений на поверхности и формировании ПЖЛ. В первую половину (12.6–12.1 тыс. л. н.) позднего дриаса температура ММП на глубине 15 м понижалась до -5°C . Во второй половине позднего дриаса (12.0–11.6 тыс. л. н.) активный слой оставался неизменным и составлял около 3 м. Температура ММП на глубине 20 м составляла -5°C , на глубине 75 м — -2.6°C .

Таким образом, за период с 13.4 до 11.6 тыс. л. н. в районе разреза «Шириничи-Шангиничи» мощность мерзлоты достигла 130 м, активно шли криогенные процессы, формировались ПЖЛ мощностью 4.0 м, которые образовывали на поверхности полигональный рельеф со стоной полигона 25 м.

За 500 лет голоцена (11.6–11.1 тыс. л. н.) мерзлота сократилась на 25 м. Мощность активного слоя, где происходит сезонное оттаивание – промерзание, составила 3 м. На глубине 75 м температура мерзлоты повысилась почти на 1°C . За следующие 500 лет мерзлота почти полностью деградировала. На глубинах 60–75 м её температура уже составляла $-0.5\ldots-1.2^{\circ}\text{C}$. Полностью мерзлота исчезла спустя 1050 лет с начала голоцена.

Разрез «Кузьминки». За 200 лет (12.3–12.1 тыс. л. н.) в середине позднего дриаса толща промерзла до глубины 26 м. За оставшиеся 500 лет (12.1–11.6 тыс. л. н.) температура мерзлоты на глубине 21 м опустилась ниже -3°C . Низкая температура

пород косвенно может свидетельствовать о глубоком промерзании пород. Температура грунта на глубине до 60 м сохранялась в районе -1°C . Мощность мерзлоты достигала 60–70 м.

За 500 лет голоцена (11.6–11.1 тыс. л. н.) мерзлота сократилась более чем на 30 м. Мощность сезонного промерзания-оттаивания составила 1.5 м. На это указывают криотурбации. На глубине 65 м температура мерзлоты уже не опускалась ниже -1°C . Полностью мерзлота деградировала за следующие 150 лет.

Выводы. Результаты моделирования, выполненного с помощью программного обеспечения QFROST, дают оценку мощности древней мерзлоты в позднеледниковые и раннем голоцене, а также скорости оттаивания при потеплении. Для района центра Онежско-Ладожского перешейка (разрез «Толстое») мощность многолетнемерзлых пород могла превышать 80 м уже в первой половине аллерёда (за 500 лет со старта моделирования), хотя их температура составляла примерно -0.75°C . В нижнем течение р. Оять (разрез «Шириничи-Шангиничи») моделируемая колонка промерзла ещё быстрее — к середине аллерёда (за первые 200 лет). В Приневье колонка промерзала примерно с такой же скоростью, как и на предыдущих объектах (200–500 лет), не смотря на более суровые условия позднего дриаса. Самые низкие значения температуры грунтов во всех разрезах ожидаемо прогнозируются для похолодания позднего дриаса. Наиболее интересным результатом является скорость оттаивания такой мощной, но высокотемпературной мерзлоты. В разрезе «Толстое» мерзлота полностью исчезла только после 2000 тыс. лет при пребореальных климатических условиях. В оятском разрезе мерзлота деградировала в два

раза быстрее — за 1050 моделируемых лет, а в Приневской низменности и вовсе за 600–700 лет. Таким образом, наблюдается простая закономерность — чем дольше промораживались грунты, тем больше времени требовалось для их полного оттаивания. При этом чем раньше территория подверглась влиянию мерзлотных процессов, тем медленнее могли происходить дальнейшие смены ландшафтных обстановок при изменении климатических условий. В данном случае мерзлота могла выступать своеобразным «консерватором», то есть охлаждающий эффект при её таянии нивелировал влияние потепления климата.

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

- Величко А.А. (1973) *Природный процесс в плейстоцене*. М.: Наука. 256 с.
- Дуданова В.И., Шитов М.В., Бискэ Ю.С. (2020) *Новые данные по истории Невы. Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена*. Марковские чтения 2020. М.: Географический факультет МГУ. С. 117–122.
- Конищев В.Н. (1981) *Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере*. Новосибирск: Наука. 197 с.
- Романовский Н.Н. (1977) *Формирование полигонально-жильных структур*. Новосибирск: Наука. 213 с.
- Шухвостов Р.С., Шитов М.В. (2021) *Следы криогенных процессов в позднелейстоценовых отложениях Онежско-Ладожского региона*. Пути эволюционной географии — 2021 Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22–25 ноября 2021 г.). Т. 2. М.: Институт географии РАН. С. 468–470.
- Чеверов В.Г. (2004) *Природа криогенных свойств грунтов*. М.: Научный мир. 234 с.
- Donner J., Delusin I. (1995) *Late Weichselian periglacial features in south-eastern Finland and the surroundings of Lake Ladoga in Russia*. Bulletin of the Geological Society of Finland. Vol. 67 (1, 1b and 2). P. 65–72. <https://doi.org/10.17741/bgsf/67.1.003>
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne O.S. et al. (2016) *The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1*. Boreas. Vol. 45. Iss. 1. P. 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Murton J.B., Worsley P., Gozdzik J. (2000) *Sand veins and wedges in cold aeolian environments*. Quaternary Science Reviews. Vol. 19. Iss. 9. P. 899–922. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00045-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00045-1)
- Svensson N.O. (1991) *Late Weichselian and early Holocene shore displacement in the central Baltic Sea*. Quaternary International. Vol. 9. P. 7–26. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(91\)90059-W](https://doi.org/10.1016/1040-6182(91)90059-W)
- Veski S., Seppä H., Stančikaitė M. et al. (2015) *Quantitative summer and winter temperature reconstructions from pollen and chironomid data between 15 and 8 ka BP in the Baltic–Belarus area*. Quaternary International. Vol. 388. P. 4–11. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.059>

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Алексеева В. А. [49](#)

Астахов В. И. [11](#)

Б

Балуева Ю. В. [45](#)

Баранов Д. В. [17](#), [42](#), [89](#)

Беляев П. Ю. [123](#)

Богданова О. А. [197](#)

Борисова О. К. [23](#)

В

Воскресенская Е. В. [83](#)

Г

Гаранкина Е. В. [29](#), [55](#), [97](#), [167](#), [197](#)

Гольева А. А. [36](#)

Д

Джалиашвили Т. Г. [185](#)

Ж

Журавлева В. И. [197](#)

З

Зарецкая Н. Е. [42](#), [97](#)

Захаров А. Л. [97](#), [151](#), [160](#), [185](#)

Зюганова И. С. [83](#)

И

Иванова А. В. [123](#)

К

Карпухина Н. В. [17](#)

Ковда И. В. [116](#)

Коноваленко М. В. [45](#)

Константинов А. О. [45](#)

Константинов Е. А. [89](#), [97](#), [133](#), [151](#), [160](#), [185](#)

Кузнецов В. Ю. [123](#)

Кузьменкова Н. В. [160](#)

Кулижский С. П. [45](#)

Курасова А. О. [45](#)

Куст П. Г. [65](#), [74](#)

Л

Ларин С. И. [49](#)

Ларина Н. С. [49](#)

Лебедева М. П. [65](#), [74](#)

Лобков В. А. [29](#), [55](#), [167](#), [197](#)

Лойко С. В. [45](#)

М

Макеев А. О. [65](#), [74](#)

Медведев А. А. [160](#)

Мельников М. Г. [160](#)

Мокиевский Н. В. [74](#)

Мякшина Т. Н. [176](#)

Н

Новенко Е. Ю. [83](#)

Новоселов А. А. [45](#)

П

Панин А. В. [42](#), [89](#)

Поляков Д. Г. [116](#)

Посаженникова В. С. [97](#)

Прокофьева Т. В. [103](#)

Р

Рудинская А. И. [97](#)

Русаков А. В. [74](#), [107](#)

Рыбалко А. Е. [123](#)

Рябуха А. Г. [116](#)

С

Савельева Л. А. [123](#)

Самусь А. В. [133](#)

Сидорчук А. Ю. [138](#)

Сорокин А. Н. [89](#)

Стрелецкая И. Д. [116](#), [143](#), [208](#)

Субетто Д. А. [123](#)

Сычева С. А. [176](#)

У

Украинцев В. Ю. [89](#), [161](#)

Уткина А. О. [17](#)

Ф

Филиппова К. Г. [160](#)

Фролова Л. С. [167](#)

Х

Хохлова О. С. [176](#)

Ш

Шашерина Л. В. [185](#)

Шелехова Т. С. [190](#)

Шеремецкая Е. Д. [29](#), [55](#), [167](#), [197](#)

Шитов М. В. [208](#)

Шишкина Ю. В. [167](#), [197](#)

Шоркунов И. Г. [29](#), [55](#), [97](#), [167](#), [197](#)

Шухвостов Р. С. [208](#)

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Последний перигляциал Русской равнины в сравнении с соседними регионами <i>Астахов В. И.</i>	11
Особенности покровных отложений Тверского Поволжья <i>Баранов Д. В., Уткина А. О., Карпухина Н. В.</i>	17
Опыт реконструкции растительности и климата в перигляциальной области поздневалдайского оледенения по палеофлористическим данным <i>Борисова О. К.</i>	23
Покровные суглинки как перигляциальный феномен: происхождение и возраст <i>Гаранкина Е. В., Лобков В. А., Шеремецкая Е. Д., Шоркунов И. Г.</i>	29
Фитолитные комплексы почв и культурных слоёв Владимирского Ополя <i>Гольева А. А.</i>	36
Катастрофические перестройки речной сети по юго-восточной периферии последнего Скандинавского оледенения <i>Зарецкая Н. Е., Панин А. В., Баранов Д. В.</i>	42
Признаки палеокриогенеза в почвах среднетаежной подзоны Западной Сибири <i>Курасова А. О., Константинов А. О., Лойко С. В., Балужева Ю. В., Коноваленко М. В., Новоселов А. А., Кулижский С. П.</i>	45
Перигляциальные реликты сартанского криохрона на юго-западе Западной Сибири <i>Ларин С. И., Ларина Н. С., Алексеева В. А.</i>	49
Пространственная организация почвенного покрова на модельном участке Владимирского Ополя <i>Лобков В. А., Шоркунов И. Г., Гаранкина Е. В., Шеремецкая Е. Д.</i>	55
Почвы на моренах Московского криохрона как архив палеогеографической информации <i>Макеев А. О., Куст П. Г., Лебедева М. П.</i>	65
Финальный этап лёссонакопления и его роль в текстурной дифференциации дерново-подзолистых почв Петровской гряды <i>Мокиевский Н. В., Макеев А. О., Русаков А. В., Лебедева М. П., Куст П. Г.</i>	74

Интерстадиальная позднеплейстоценовая растительность бассейна Средней Десны: реконструкция по палеоботаническим данным разреза стоянки Хотылёво I <i>Новенко Е. Ю., Воскресенская Е. В., Зюганова И. С.</i>	<u>83</u>
О существовании гипотетического Тверского приледникового озера в контексте первичного заселения Дубнинской низины <i>Панин А. В., Сорокин А. Н., Украинцев В. Ю., Баранов Д. В.</i>	<u>89</u>
Хроностратиграфия позднеплейстоценовых отложений Сарского болота <i>Посаженникова В. С., Гаранкина Е. В., Константинов Е. А., Зарецкая Н. Е., Захаров А. Л., Рудинская А. И., Шоркунов И. Г.</i>	<u>97</u>
Почвы Москвы в районах распространения различных четвертичных отложений <i>Прокофьева Т. В.</i>	<u>103</u>
Пространственная дифференциация, условия седиментации и генезис пылеватых супесчано-суглинистых отложений в пределах Овинищенской возвышенности, Шекснинско-Костромского междуречья и Молого-Шекснинской низины и свойства развитых на них почв <i>Русаков А. В.</i>	<u>107</u>
Палеокриогенный генезис западного рельефа Оренбургской области <i>Рябуха А. Г., Поляков Д. Г., Ковда И. В., Стрелецкая И. Д.</i>	<u>116</u>
Новые данные по биостратиграфии поздне- и послеледниковых отложений Онежского озера <i>Савельева Л. А., Иванова А. В., Рыбалко А. Е., Беляев П. Ю., Субетто Д. А., Кузнецов В. Ю.</i>	<u>123</u>
Динамика растительности Ростовской низины на рубеже плейстоцена и голоцена по новым палинологическим данным <i>Самусь А. В., Константинов Е. А.</i>	<u>133</u>
Гидрологический режим рек перигляциальной зоны <i>Сидорчук А. Ю.</i>	<u>138</u>
Полигональные структуры и связанные с ними деформации в породах <i>Стрелецкая И. Д.</i>	<u>143</u>
Изменение структуры речной сети бассейна реки Которосли <i>Украинцев В. Ю., Константинов Е. А., Захаров А. Л.</i>	<u>151</u>

Строение и происхождение донного рельефа Чухломского озера

(Костромская область)

*Филиппова К. Г., Константинов Е. А., Захаров А. Л., Кузьменкова Н. В.,
Медведев А. А., Мельников М. Г.*

[160](#)

Морфологическая диагностика реликтов позднеплейстоценового педогенеза
в дневных почвах Владимирского Ополя

*Фролова Л. С., Шоркунов И. Г., Гаранкина Е. В., Лобков В. А., Шеремецкая Е. Д.,
Шишкина Ю. В.*

[167](#)

Криогенно-латеральный перенос седиментов, как модель образования профиля дер-
ново-подзолистых почв (на примере строения межледниковой палеопочвы МИС 5е
в Танеевском карьере Курской области)

Хохлова О. С., Сычева С. А., Мякшина Т. Н.

[176](#)

История осадконакопления в озёрах Днепро-Двинского междуречья в позднеледни-
ковье и голоцене (на примере оз. Купринское и Каспля)

Шашерина Л. В., Константинов Е. А., Захаров А. Л., Джалиашивили Т. Г.

[185](#)

Палеоэкологические реконструкции природной среды на Карельском берегу Белого
моря по данным диатомового анализа донных отложений малых озёр

Шелехова Т. С.

[190](#)

Методические аспекты применения гранулометрического анализа при детальном
изучении отложений междуречий

*Шеремецкая Е. Д., Гаранкина Е. В., Шишкина Ю. В., Журавлева В. И.,
Богданова О. А., Шоркунов И. Г., Лобков В. А.*

[197](#)

Мощности вечной мерзлоты Онежско-Ладожского региона на рубеже неоплейстоцена
и голоцена. Опыт численного моделирования

Шухвостов Р. С., Стрелецкая И. Д., Шитов М. В.

[208](#)

Авторский указатель

[216](#)

Научное издание

Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири.
Материалы Всероссийской научной конференции.
Ростов Великий, 25–26 августа 2023 г.

Утверждено к печати Ученым советом Института географии РАН

Редакционная коллегия:

Александр Олегович Макеев (МГУ имени М. В. Ломоносова),
Андрей Валерьевич Панин (ИГ РАН),
Дмитрий Александрович Субетто (РГПУ им. А. И. Герцена)

Редакция, вёрстка:

Елена Дмитриевна Шеремецкая (ИГ РАН)

Рецензенты:

проф., д.г.н. Сергей Иванович Болысов (МГУ имени М. В. Ломоносова)
проф., д.г.н. Алексей Владимирович Чернов (МППУ)

Электронное издание

Усл.-печ. Л. 25.5

https://vk.com/quaternary_science

<https://web.telegram.org/a/#-1729705721>

<http://eg.igras.ru/ru/quarternea2023/>

ISBN 978-5-89658-069-0