

Номер 1

ISSN 0032-180X
Январь 2024



ПОЧВОВЕДЕНИЕ

125 лет журналу

Журнал основан в январе 1899 г. На его страницах публикуются оригинальные статьи, обзоры; отражаются различные аспекты теоретических и экспериментальных исследований генезиса, географии, физики, химии, биологии, плодородия почв; освещаются результаты теоретических и экологических исследований в глобальном и региональном планах.



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2024

Спецвыпуск ПАЛЕОПОЧВОВЕДЕНИЕ
Редакторы А. О. Алексеев, А. О. Макеев

ПАЛЕОПОЧВОВЕДЕНИЕ

- Инситные корневые системы в девонских палеопочвах среднего тимана
И. Х. Шумилов, О. П. Тельнова 5
- Кислая сульфатная палеопочва в отложениях среднего девона на территории Центрального девонского поля (Павловский карьер, Воронежская область)
Т. В. Алексеева, А. О. Алексеев 14
- Признаки почвообразования в раннем протерозое на материале из отложений ливвия (Карелия)
С. В. Наугольных 27
- Почвообразование в раннем плиоцене по материалам лёссово-почвенного разреза Альма–Песчаное (западная часть полуострова Крым)
М. В. Хмелева, П. Г. Панин, П. Д. Фролов, А. С. Тесаков, А. В. Бухонов 37
- Минералогия и магнитные свойства лёссово-почвенной формации как отражение ландшафтно-климатических условий на территории Терско-Кумской низменности в плейстоцене
А. О. Алексеев, Т. В. Алексеева 52
- Фитолитные и палеоландшафтные свидетельства изменения окружающей среды на юге Восточно-Европейской равнины в плейстоцене
П. И. Калинин, О. Г. Занина, П. Г. Панин, И. Ю. Кудреватых 65
- Смена основных трендов почвообразования заключительных этапов позднего плейстоцена на территории западного сектора Берингии
С. В. Губин 79
- Позднеплейстоценовые палеопочвы севера Западной Сибири: летопись истории природной среды и компонент современного почвенного покрова
С. Н. Седов, В. С. Шейнкман 94
- Стадийность развития рышковского педолитокомплекса как смена благоприятных и экстремальных условий в завершённом межледниковье (МИС-5е)
С. А. Сычева, П. Р. Пушкина, А. А. Гольева, О. С. Хохлова, Т. М. Горбачева, И. В. Ковда 111
- Факторы, определяющие варьирование микробной биомассы в современных и погребенных почвах степной зоны
Т. Э. Хомутова, Е. В. Чернышева, Н. Н. Каширская, К. С. Дуцанова, А. А. Петросян, М. В. Ельцов, А. В. Борисов 127
- Палеопочвенное и микробиоморфное изучение курганов средневековья в Подмоскowie
О. С. Хохлова, А. А. Гольева 142

Почвенно-экологические особенности нео-энеолитического поселения “Алгай” в Нижнем Поволжье	
<i>А. Ю. Овчинников, О. Г. Занина, Д. А. Лопатина, А. А. Выборнов, А. М. Макшанов</i>	157
Педохроноряды средневековых курганных могильников, Псковская область	
<i>И. А. Жарких, А. В. Русаков, Е. Р. Михайлова, В. Ю. Соболев, О. С. Хохлова, А. О. Макеев</i>	170
Почвы меловых полигонов Подуральского плато: морфология, свойства и классификация	
<i>Д. Г. Поляков, И. В. Ковда, А. Г. Рябуха</i>	183
Модель накопления почвенно-осадочной последовательности ледового комплекса Колымской низменности	
<i>В. Е. Остроумов</i>	199

Contents

No 1, 2024

Special issue of PALEOSURFACE SCIENCE
Editors A. O. Alekseev, A. O. Makeev

ПАЛЕОПОЧВОВЕДЕНИЕ

- In Situ Root Systems in the Devonian Paleosols of the Middle Timan
I. Kh. Shumilov and O. P. Telnova 5
- Devonian Acid Sulfate Paleosol – First Finding on Central Devonian Field
(Voronezh High, South Russia)
T. V. Alekseeva and A. O. Alekseev 14
- Evidence of Soil-Forming Processes in Early Proterozoic as Exemplified on the Basis
of the Livvian Deposits (Karelia)
S. V. Naugolnykh 27
- Soil Formation of Early Pliocene Paleosols According to Data of the Alma–Peschanoye
Loess – Paleosol Section (Western Part of the Crimean Peninsula)
M. V. Khmeleva, P. G. Panin, P. D. Frolov, A. S. Tesakov, and A. V. Bukhonov 37
- Mineralogy and Magnetic Properties of the Loess-Soil Formation Due to Changes
in Landscape and Climatic Conditions in the Terek-Kuma Lowland in the Pleistocene
A. O. Alekseev and T. V. Alekseeva 52
- Phytolith and Paleolandscape Evidence of Environmental Change in the South
of the East European Plain in the Pleistocene
P. I. Kalinin, O. G. Zanina, P. G. Panin, and I. Yu. Kudrevatykh 65
- Changing of the Major Pedogenic Trends in Late Pleistocene
on the Territory of West Beringia
S. V. Gubin 79
- Late Pleistocene Paleosols in the North of Western Siberia: Paleorecords
of Natural Environment and the Component of the Modern Soil Cover
S. N. Sedov and V. S. Sheinkman 94
- Stage Development of the Ryshkovo Pedolithocomplex (127–117 Ka) as a Change
of Favorable and Extremal Conditions in the Complete Interglacial-Glacial Cycle
*S. A. Sycheva, P. R. Pushkina, A. A. Golyeva, O. S. Khokhlova,
T. M. Gorbacheva, and I. V. Kovda* 111
- Factors Determining the Variation of Microbial Biomass in Modern and Buried Soils
of the Steppe Zone
*T. E. Khomutova, E. V. Chernysheva, N. N. Kashirskaya, K. S. Dushchanova,
A. A. Petrosyan, M. V. Eltsov, and A. V. Borisov* 127
- Paleopedological and Microbiomorphological Study of Medieval Kurgans in Moscow Region
O. S. Khokhlova and A. A. Golyeva 142
- Soil and Ecological Features of the Neo-Eneolithic Settlement “Algai” in the Lower Volga Region
A. Yu. Ovchinnikov, O. G. Zanina, D. A. Lopatina, A. A. Vybornov, and M. A. Makshanov 157

Pedochronological Rows of Medieval Burial Mounds, Pskov Region	
<i>I. A. Zharkikh, A. V. Rusakov, E. R. Mikhailova, V. Y. Sobolev, O. S. Khokhlova, and A. O. Makeev</i>	170
Soils of Chalk Polygons of the Sub-Ural Plateau: Morphology, Properties and Classification	
<i>D. G. Polyakov, I. V. Kovda, and A. G. Ryabukha</i>	183
Model of the Soil Sediment Sequence Accumulation of Ice Complex (Kolyma Lowland)	
<i>V. E. Ostroumov</i>	199

ИНСИТНЫЕ КОРНЕВЫЕ СИСТЕМЫ В ДЕВОНСКИХ ПАЛЕОПОЧВАХ СРЕДНЕГО ТИМАНА

© 2024 г. И. Х. Шумилов^{а, *}, О. П. Тельнова^{а, **}

^аИнститут геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

*e-mail: ikh_shumiliv@mail.ru

**e-mail: telnova@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 04.05.2023 г.

После доработки 15.07.2023 г.

Принята к публикации 17.08.2023 г.

По мере развития жизни существовало небольшое количество ключевых эволюционных событий, которые инициировали глобальные биосферные изменения. Одним из таких событий было взрывное развитие наземной растительности и появление в девонский период лесных экосистем. Для колонизации суши, начатой мохообразными и их предками, требовалось появление и развитие разнообразных корневых систем. Корни эволюционировали отдельно и независимо в нескольких основных направлениях, быстро расширяя свою функциональность. В среднем течении р. Цильмы на Среднем Тимане в красноцветных отложениях среднего и верхнего девона исследованы многочисленные палеопочвенные горизонты и их комплексы. Согласно палинологическим данным, на этой территории наземная флора отличалась высоким разнообразием. Исследованные древние почвы отличаются присутствием инситных корней различных типов. Целью работы было морфологическое описание обнаруженных корневых систем. Систематика девонских корневых систем на сегодняшний день находится на этапе первичного накопления данных. В результате исследований в палеопочвах выделены три морфологических типа корневых систем, принадлежавших преимущественно травоподобным растениям. В палеоботанической литературе отсутствуют описания подобных объектов. Морфологические типы корневых систем скоррелированы с геоморфологическими особенностями изучаемой территории.

Ключевые слова: ископаемые корни, красноцветные отложения, педогенез, средний девон

DOI: 10.31857/S0032180X24010011, **EDN:** ZLTKEG

ВВЕДЕНИЕ

Девонский период в истории Земли – время огромных эволюционных изменений в растительных сообществах наземной флоры от небольших бескорневых и безлистных травоподобных растений до лесных экосистем. Взрывное освоение суши растениями с появлением первых корнеобитаемых почв является одним из важнейших глобальных этапов в развитии биосферы. Следствием этого стали глобальные перестройки состава атмосферы и изменения климата [7, 8, 15]. Эволюция корневых систем, в свою очередь, трансформировала наземные экосистемы путем воздействия на процессы выветривания почв и круговорота углерода и питательных веществ в планетарном масштабе [14, 16, 17, 25].

Корни эволюционировали отдельно и независимо в нескольких основных направлениях, быстро расширяя свою функциональность

и сложность [11]. Однако исследователи указывают на весьма ограниченное количество находок ископаемых растительных фрагментов из девонских отложений, что существенно затрудняет прослеживание происхождения и эволюции столь древних растений [14].

Ископаемые корни *in situ* являются важнейшим и наиболее достоверным источником информации о растительности, часто единственным в силу плохой сохранности наземных частей многих растений или полного отсутствия их фоссилизированных остатков [1].

На сегодняшний день в палеоботанической литературе существует заметный пробел – крайне мало информации о древних корнях и корнеподобных органах высших растений [2]. Следует подчеркнуть, что чем древнее такие объекты, тем меньше данных о них. Систематика девонских корневых систем находится на этапе первичного накопления

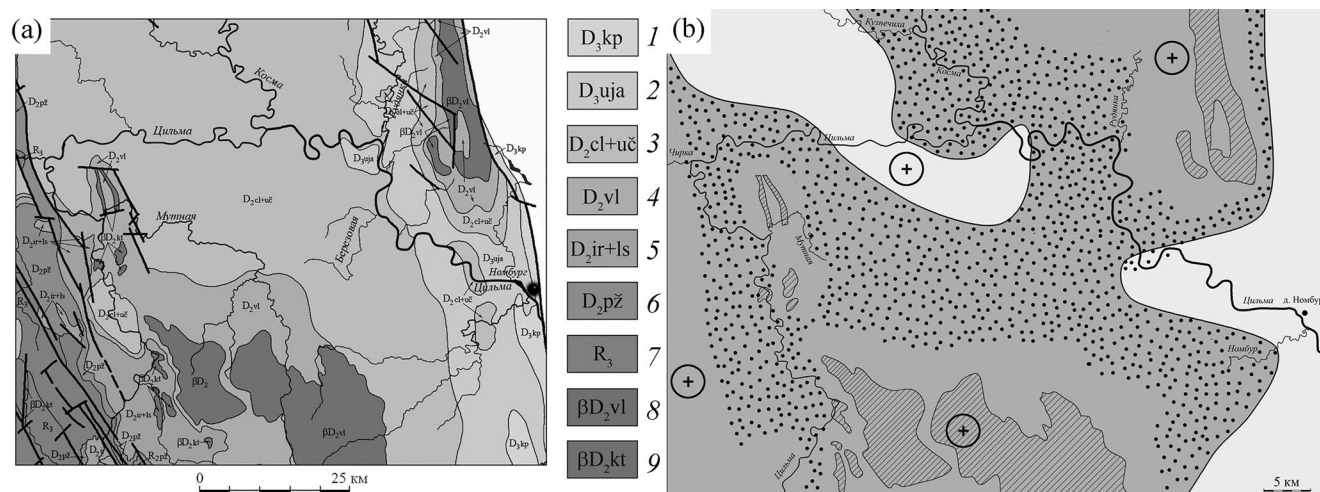


Рис. 1. а – фрагмент геологической карты ТПНИЦ (г. Ухта, 2000 г.): Свиты 1–5: 1 – крайпольская, 2 – устьярская, 3 – цилемская и устьчиркинская, 4 – валсовская, 5 – лиственничная и яранская; б – пижемская серия; 7 – верхний рифей (фундамент), 8 – валсовские базальтовые покровы и туфы; 9 – Канино-Тиманский долеритовый гипабиссальный комплекс. б – распространность красноцветных пролювиальных отложений на заключительном этапе формирования устьярской свиты.

сведений [13]. Существует закономерность – чем крупнее были растения, тем больше информации по их строению, корневым системам, в частности, сохраняется. Это объясняется прежде всего тем, что в ископаемом виде крупные растения (деревья) нередко захоронены автохтонно, сохраняя множественные органические связи между стволами, стеблями и корневыми системами [9, 10, 12, 24]. Это служит основанием для увязки корневых систем и растений, которым они принадлежали. Гораздо реже удается диагностировать и классифицировать корни более мелких растений, как правило, имеющих одревесневшие наземные части. По травоподобным растениям информация практически отсутствует.

В период с 2008 по 2020 гг. в ходе экспедиционных исследований в среднем течении р. Цильмы на Среднем Тимане были обнаружены и исследованы многочисленные палеопочвенные горизонты и их комплексы как в зеленоцветных, так и красноцветных девонских отложениях [19, 22].

Одной из ярких особенностей, погребенных палеопочв является наличие в них многочисленных инситных корней. В результате исследований было выделено три морфологических типа корневых систем травоподобных растений, описанию которых посвящена данная статья, как вклад в первичный массив данных о девонских растительных сообществах.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Геологический очерк. В геологическом строении района выделяются два структурных этажа,

сложенных рифейским фундаментом и перекрывающими его терригенными отложениями среднего и верхнего девона (рис. 1а). Залегание пород чехла субгоризонтальное, осложнено малоамплитудной брахискладчатостью.

Согласно проведенным реконструкциям истории осадконакопления в пределах Цилемской площади [21], в среднем девоне последовательно от свиты к свите нарастала регрессивная составляющая циклов, в результате чего максимум площадного развития красноцветных пород приходится на завершающий этап формирования устьчиркинской свиты среднего девона (рис. 1б).

На участках латерального замещения зеленоцветных отложений красноцветными в некоторых разрезах зеленоцветных пород отмечаются признаки девонского педогенеза: небольшие (диаметром до 5 мм) корневые трубки, ветвящиеся сверху вниз и заполненные железистыми охрами; чрезвычайно редко отмечаются углефицированные инситные корни. Редкие находки корневых систем в преимущественно зеленоцветных отложениях объясняются не отсутствием растительности на соответствующих территориях, а иными причинами. Во-первых, зеленоцветные породы обнажаются в довольно крутых обрывах слабо доступных для детального исследования, во-вторых, палеопочвенные горизонты (с корнями) ничем не отличаются от пород субстрата и с расстояния не определяются, и, в-третьих, при существовавших условиях осадконакопления корневые системы не сохранялись [20].

По мере приближения к пролювиальным структурам на фоне увеличения количества красноцвет-

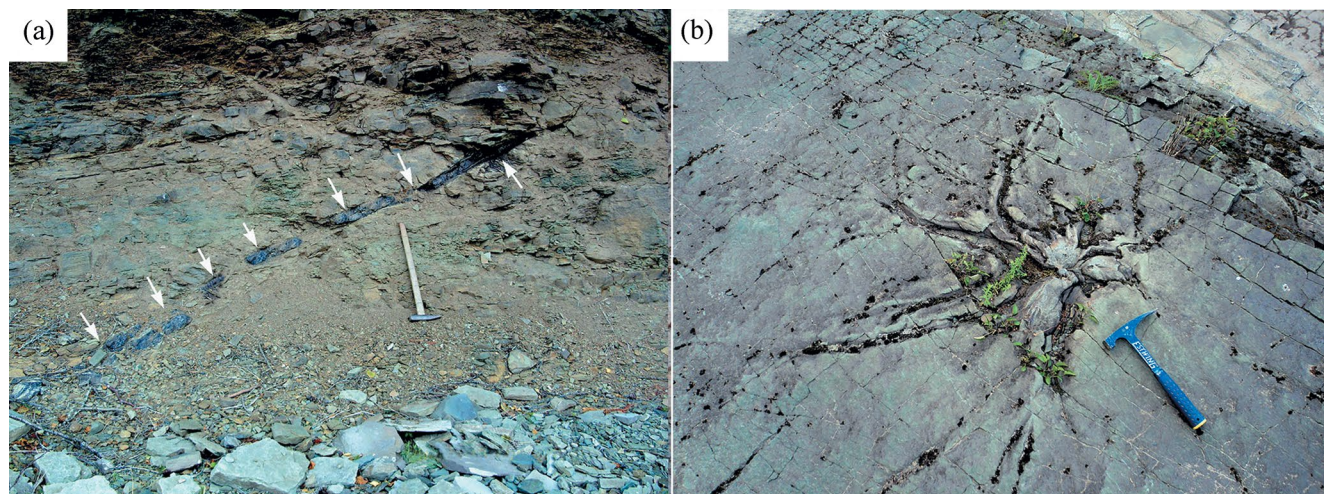


Рис. 2. Фрагменты ископаемых растений: а – фрагмент древесного ствола; б – корневая система в песчанике (фото С. М. Снигиревского).

ной составляющей появляются трещины усыхания на многочисленных поверхностях напластования пород, отмечаются корытообразные промоины, врезанные в подстилающие породы, характерна высокая насыщенность остатками углефицированных растений от пылеватого детрита до целых стволов деревьев (рис. 2а) [26]. Следует особо отметить, что только в отложениях стыка водоем–суша С. М. Снигиревским в 2020 г. обнаружены крупные корневые системы деревьев (рис. 2б).

В красноцветных отложениях завершающих стадий формирования свит отмечаются многочисленные палеопочвенные горизонты, хорошо различимые по пестрой окраске на фоне бурых, шоколадно-коричневых цветов глинистых отложений субстрата.

Максимум мощности (до 40 м) красноцветных осадков завершающей стадии среднего девона приходится на участок нижнего течения р. Косма – р. Рудянка – р. Осиновая.

Исследования показали, что красноцветная толща имеет ритмичное строение и сложена элементарными циклитами мощностью 0.2–1.7 м, кровли которых часто хорошо выделяются по палеопочвенным горизонтам и захороненным на былых дневных поверхностях рассеянных крупных фрагментов растений, окруженных светлыми ореолами оглеения [18, 20].

Основной объем пролювиальных построек сложен нелитифицированными легко распускающимися в воде глинистыми породами. Тем не менее, они уплотнены под влиянием литостатического давления, разбиты трещинами кливажа. В шлифованных образцах и петрографических шлифах (изготовленных в сухом режиме) отчетливо видно, что породы сложены разноокрашенными

глинистыми обломками размером 1–5 мм в поперечнике, а некоторые достигают диаметра 20 мм. На долю такого обломочного материала приходится до 90% объема породы. Окраска обломков пород варьирует в широких пределах от темно-коричневой до светло-бежевой, почти белой, что придает породе порфиновый облик (рис. 3а, 3б). Видимо, разноокрашенные зерна принадлежали разным горизонтам денудированных кор выветривания. Глинистые обломки имеют округлую, реже угловато-округлую форму с хорошо выраженными границами (рис. 3с), чаще их очертания размыты, осложнены заливами, завихрениями, сами обломки выглядят, скорее, комками или сгустками (рис. 3д). Характерной особенностью матрицы является наличие в ней элементов флюидальности, следов полужидкого течения.

Тектурно-структурные особенности изученных красноцветных пород, закономерности распределения их по площади и в разрезе позволяют сделать вывод, что они являются осадками пролювиальных конусов выноса в аэральнх и субаэральнх условиях [18, 20].

Сход спазматических грязе muddy потоков или селевых оползней происходил при достижении предела устойчивости откоса рыхлых масс, и они, сами по себе, приходили в автокинетическое движение. Либо, как отмечает автор [6], чаще всего откос до этого полного “созревания” не доходит, так как в природе находится много “спусковых крючков” (землетрясения, пеплопады, сезоны ливневых дождей и т.д.), раньше “срока” провоцирующих сход лавин рыхлого материала.

Палеопочвы. Как упоминалось выше, в прикровельных частях многих красноцветных циклитов присутствуют палеопочвенные горизонты.

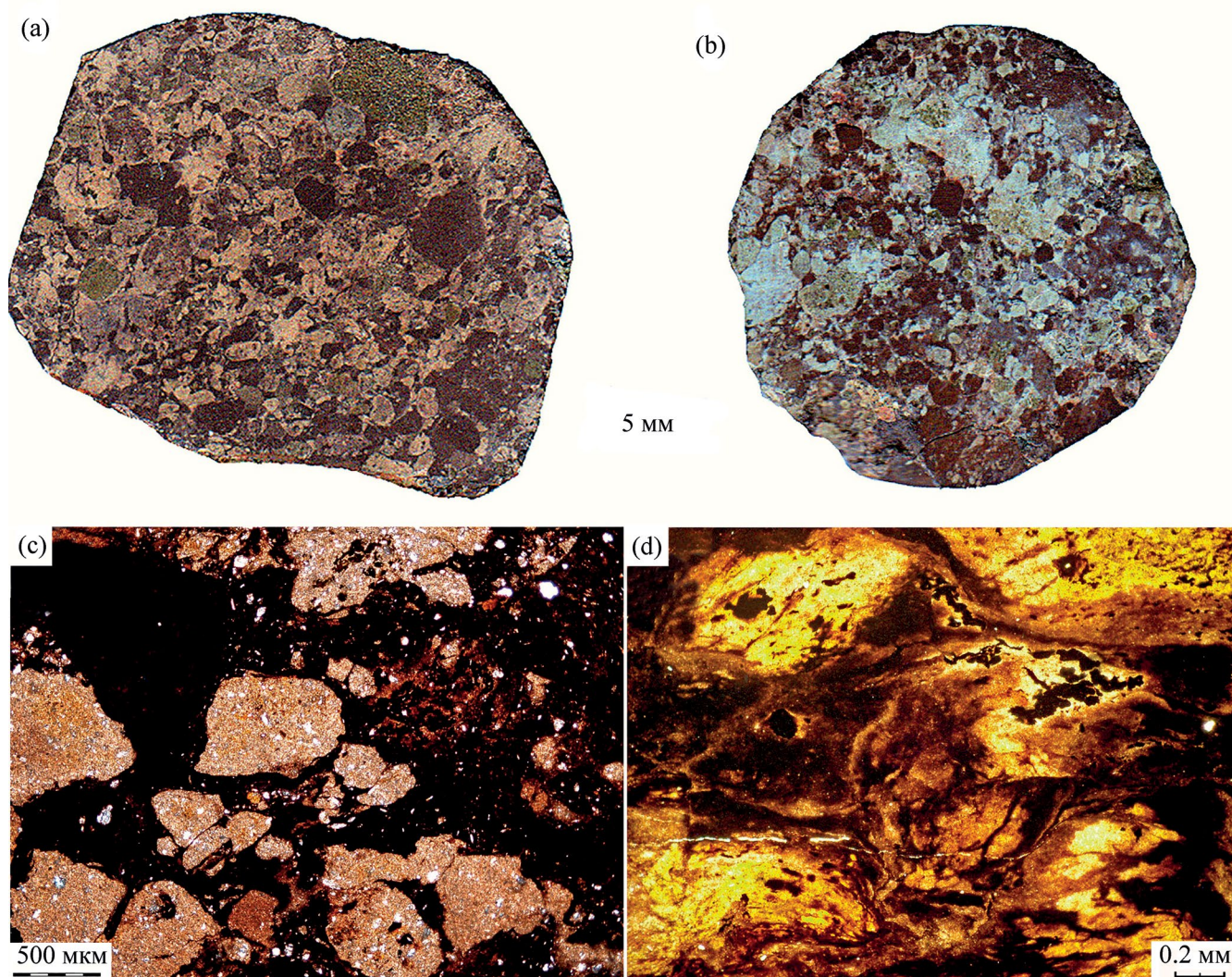


Рис. 3. Красноцветные глинистые породы: а, б – обломочная структура; с, d – формы обломочного материала от остроугольных до размыто-сгустковых.

Изученные погребенные почвы довольно однообразны, отличаются друг от друга в частных деталях и степенью выраженности генетических горизонтов.

Обобщенный полный палеопочвенный профиль в девонских красноцветных отложениях Среднего Тимана имеет следующее строение (сверху вниз):

1. Слой перлювиального песчаника мелкозернистого с обильными включениями мелких углеродизированных фрагментов растений. Толщина слоя не превышает 2.5 см. Как правило, сам песчаный слой, подстилающая и перекрывающая породы оглеены до небесно-голубого цвета.

2. Пятнисто-пестрый элювиальный горизонт: обильные пятна и разводы желтого, розового, лилового, палево-бежевого, серовато-белесого

цветов на сизом, фиолетовом, лилово-красном фоне. Мощность горизонта обычно составляет 10–30 см.

3. Иллювиальный горизонт близок по внешнему виду породе субстрата, но в его окраске отчетливо виден лилово-фиолетовый оттенок, насыщенность которого убывает вниз по профилю. Горизонт обогащен элементами, выщелоченными из элювиального горизонта, их содержание увеличивается в 2–5 раз. Мощность интервала составляет 15–30 см.

4. Порода субстрата имеет цвет от сургучно-коричневого до темно-коричневого, признаков педогенеза не обнаруживается.

Одной из характерных особенностей палеопочвенных горизонтов в девонских отложениях на Среднем Тимане является присутствие в них

многочисленных углефицированных инситных корневых систем. Особо примечательным является тот факт, что в большинстве разрезов корни представлены углефицированным органическим веществом.

Изучение инситных корневых систем производилось в основном в расчистках при послойном снятии породы в горизонтальной и вертикальной плоскостях с фотодокументацией каждого среза. Следует отметить несколько фактов, влияющих на процесс исследования.

Во-первых, красноцветные глинистые породы не литифицированы и легко размокают в воде, тем не менее, они плотные и достаточно прочные для раскалывания. Кроме того, они разбиты густой системой трещин кливажа, что не позволяет делать качественную последовательность горизонтальных и вертикальных срезов в расчистках для пространственного изучения корневых систем.

Во-вторых, от погребенных корней в подавляющем большинстве случаев остается лишь углефицированная внешняя оболочка толщиной не более 0.1 мм, внутренняя полость заполнена глинистым материалом вмещающих пород, но обычно корни сдавлены с боков и сплюснуты под воздействием литостатического давления при диагенезе и катагенезе осадочной толщи.

В-третьих, ранее было установлено [23], что растительное органическое вещество, захороненное в девонских отложениях Цилемской площади, при углефикации превратилось в особый вид угля, совмещающего в себе свойства гагата и фюзена. От фюзена в комплексе свойств отмечается полная оптическая непрозрачность. В силу этого обстоятельства отсутствует возможность изучения органической структуры остатков корней.

И наконец, положительным моментом является то, что все корни окружены зонами оглеения небесно-голубого цвета диаметрами прямо пропорциональными диаметрам корней [18]. Это придает достаточно контрастный рисунок корневых систем даже на пестром фоне палеопочвенных горизонтов, дает возможность проследить корни и их ветвление, даже не видя самих корней.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В ходе полевых и лабораторных исследований было выделено три морфологических типа корневых систем.

Первый тип представлен одиночными корнями диаметром не более 1 мм и длиной до 12 см без какого-либо ветвления. Корни вертикальные, слегка изгибаются в различных направлениях. В плане на поверхностях напластования (рис. 4а, 4б, 5) видно, что они распределены более или менее равномерно в среднем на расстоянии около 1 см друг от

друга, не создают отчетливых сгущений или “дорожек”, как если бы являлись придаточными корнями от стелющихся побегов или ветвей более крупных растений.

Наиболее часто этот тип встречается на самой периферии пролювиальных построек, где для разреза отложений характерно переслаивание красноцветных и зеленоцветных пород. Гипсометрически выше по былым склонам они, вероятно, есть, но их остатки затушеваны корневыми системами других типов.

Второй тип представляет собой сложноветвящуюся систему корней с четырьмя—пятью порядками дихотомического ветвления боковых корней (рис. 4с—4е, 5).

Ось первого порядка вертикальна, слабо изогнута без каких-либо ответвлений, ее диаметр колеблется от 3 до 5 мм. Можно предположить наличие главного корня, т.е. стержневой системы. Однако с глубины 7—10 см этот корень начинает интенсивно ветвиться на оси более низких порядков без сохранения оси первого порядка, превращаясь в мочковатую систему.

Вниз ветвление корней нарастает и достигает максимума на глубине 20—25 см. Следует заметить, что каждая ось делится на примерно равнозначные по диаметру две оси более низкого порядка. Корни нитевидные, их диаметр убывает по мере ветвления и у самых мелких осей 4—5 порядка составляет десятые доли миллиметра. Ответвление происходит во всем спектре углов до 90°. Корни всех порядков весьма извилисты, часто переплетаются между собой. Замечено, что на рыхлом песчаном субстрате корни более прямолинейные, чем на глинистом плотном.

По направлению вниз количество боковых отростков постепенно убывает, в результате чего корневая система имеет в пространстве факелообразную форму диаметром на уровне максимального ветвления 10—15 см. Общая глубина прорастания составляет 30—35 см.

Произрастали растения с этим видом корневых систем на расстоянии около 10 см друг от друга и, судя по изученным палеопочвам в красноцветных отложениях, являлись наиболее распространенными в районе исследований.

Третий тип, как и второй, представляет собой сложноветвящуюся систему корней с несколькими порядками ветвления (рис. 4ф—4и, 5), но отличается рядом параметров.

Ось первого порядка почти прямолинейна, проникает на глубину до 70—80 см, где начинает лавинообразно ветвиться на оси более мелких порядков. В отличие от корневых систем второго типа, эта ось густо покрыта нитевидными отростками диаметром доли миллиметра и длиной до

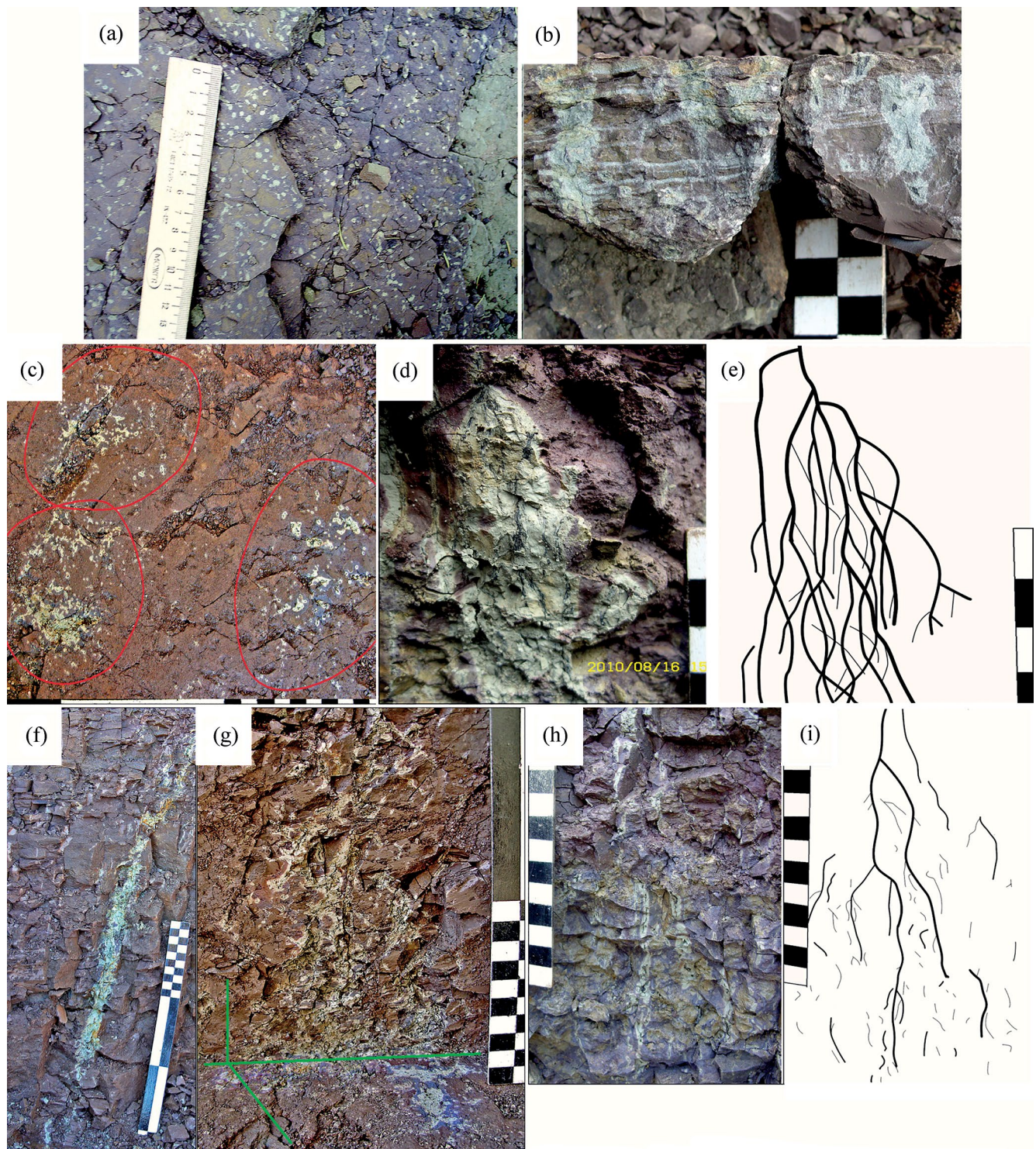


Рис. 4. Корневые системы. 1 тип: а – в плане, б – в вертикальном сколе; 2 тип: с – зоны интенсивного ветвления трех систем в горизонтальном срезе, d – зона интенсивного ветвления в вертикальном срезе, e – реконструкция; 3 тип: f – колоннообразная зона оглеения вокруг “стержневого” корня, g – вертикальный и горизонтальный срезы зоны интенсивного ветвления, h – вертикальный срез зоны интенсивного ветвления, i – реконструкция.

2 см. Выше упоминалось, что каждый корень вне зависимости от размера окружен зоной оглеения. В данном случае эти каймы оглеения вокруг самой оси и ответвлений от нее сливаются в сплошную колоннообразную зону оглеения диаметром до 4 см, контрастно видимую в расчистках. Здесь еще сильнее создается впечатление наличия стержневого корня.

Ниже начинается ветвление, как и в предыдущем типе, без сохранения оси первого порядка. Однако ветвление здесь несколько отличается тем, что корни разделяются не на равнозначные оси, а последовательно утончаются после каждого ветвления. Общая форма “мочки” близка к конусообразной, т.е. корни исчезают примерно на одной глубине. Средний диаметр системы составляет также 10–15 см.

Растения с такими корневыми системами произрастали на удалении друг от друга на расстоянии около 50 см. Это наиболее редко встречающийся тип корневых систем и надежно идентифицирован был лишь в четырех палеопочвах (расчистках). Заметим, что во всех четырех расчистках у обнаруженных систем данного типа “главный” корень отклонен от вертикали на 10°–15°. Тем не менее, ввиду отсутствия достаточных статистических данных, пока не считаем эту особенность характеристикой вышеуказанного типа корневой системы.

Общим для описанных корневых систем является отсутствие в них каких-либо наростов, утолщений, бугорков и т.д. Как минимум оси первого и второго порядков обладают скульптурированной поверхностью в виде продольных хорошо выраженных чередующихся ребер и борозд. Примечательно, что точно такой же характер поверхности в соответствующем масштабе присущ фрагментам стволов и ветвей растений, определенных по ранее собранным материалам как *Callixylon* [3].

Проведенные исследования позволили авторам выделить три типа корневых систем, встречающихся в палеопочвенных профилях девонских красноцветных отложений на Среднем Тимане. Ранее (судя по опубликованным литературным данным) аналогичные корневые системы не были описаны.

Согласно данным палинологических исследований, в рассматриваемый период (завершающий этап среднего девона) на территории Среднего Тимана наземная флора отличалась высоким разнообразием – палинокомплексы представлены минимум 115 различными видами спор высших растений [26]. Среди растений были представители рениевых, тримерофитовых, зостерофилловых, плауновидных, папоротников, прогимноспермных. Следует заметить, что лишь для сравнительно малого количества спор доподлинно известны их продуценты, останки которых были обнаружены и по ним сделаны реконструкции.

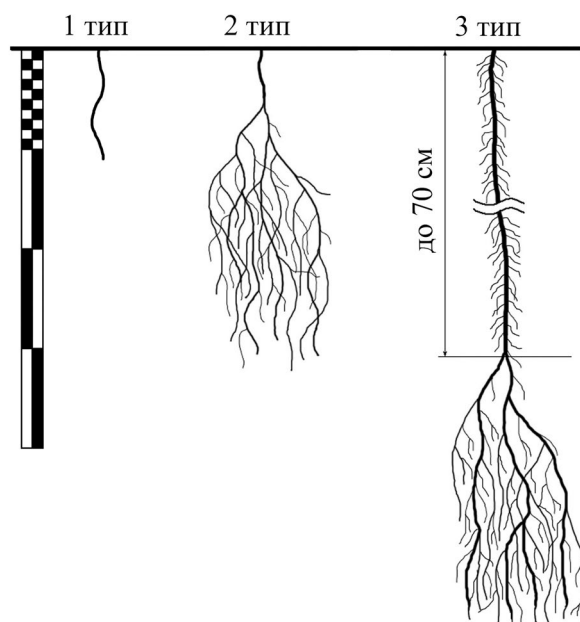


Рис. 5. Типы корневых систем, пояснения в тексте.

В морфологии описанных корневых систем второго и третьего типов, казалось бы, имеет место сочетание стержневой и мочковатой систем, однако даже у современных высших споровых (плаунов, хвощей, папоротников и др.) с самого начала развития растения образуются только придаточные корни, а главный корень у таких растений вообще отсутствует [4, 5]. Скорее всего, в описанных системах ось первого порядка является хорошо развитой стомой, т.е. подземным продолжением стебля растения. Косвенно на это указывает скульптура ее поверхности, аналогичная скульптуре поверхности стволов и ветвей некоторых девонских растений.

Возможно, корневые системы принадлежали небольшим травоподобным растениям, заселявшим пологие склоны пролювиальных построек. Распределялись они закономерно: растения с первым типом корневых систем тяготели к берегам водоемов (периферии пролювиальных структур), выше по склону развивались растения со вторым типом корневых систем, еще выше – с третьим. Но следует обратить особое внимание на тот факт, что ни в одной обнаруженной палеопочве в красноцветных глинистых отложениях, в том числе в образующих педокомплексы, охватывающие в разрезах до 20 м по вертикали, не было обнаружено ни одного крупного корня, например, широко распространённых в районе археооптерисовых. В то же время в зеленоцветных отложениях, расположенных гипсометрически ниже пролювиальных построек, наблюдаем корни крупных растений и многочисленные фрагменты самих растений на

фоне отсутствия или малого распространения корней небольших растений, описанных в настоящей статье. Однако на былых дневных поверхностях с развитыми почвами нередко встречаются фрагменты крупных растений, которые произрастали где-то выше по склону, что вполне очевидно. Возможно, местом их обитания были выходящие на дневную поверхность коренные породы, в которых присутствовали открытые многочисленные трещины кливажа и, вероятно, подземные водонесные горизонты. Исходя из вышесказанного, можно предположить, что глинистые склоновые отложения, отличающиеся плотностью слежавшейся глины, монолитные, частично пластичные и водонепроницаемые были крайне неблагоприятным субстратом для произрастания крупных девонских растений. Для питания травоподобных растений, видимо, хватало метеорных вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые описаны три типа корневых систем травоподобных растений среднедевонского возраста, произраставших на некотором удалении от водоемов на склонах пролювиальных конусов выноса, на существенно глинистом субстрате.

Учитывая катастрофический одномоментный характер захоронения грязевыми потоками палеопочв, предполагаем, что травоподобные растения могли сохраниться в прижатом к поверхности, распластанном виде без утраты связи со своими корневыми системами.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеева Т.В.* Ризолиты в палеопочвах девона и раннего карбона и их палеоэкологическая интерпретация // Почвоведение. 2020. № 4. С. 398–413. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20040024>
2. *Арефьев М.П., Наугольных С.В.* Изолированные корни из татарского яруса бассейна рек Сухоны и Малой Северной Двины // Палеонтологический журнал. 1998. № 1. С. 86–99.
3. *Орлова О.А., Юрина А.Л., Горденко Н.В.* О первой находке древесины археоптерисовых в верхнедевонских отложениях Среднего Тимана // Вестн. Моск. ун-та, сер. 4. Геология. 2011. № 5. С. 42–47.
4. *Таршиц Л.Г.* Анатомия подземных органов высших сосудистых растений. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 221 с.
5. *Федоров Ал.А., Кирпичников М.Э., Артюшенко З.Т.* Атлас по описательной морфологии высших растений. Стебель и корень. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 352 с.
6. *Фролов В.Т.* Литология. М.: Изд-во МГУ. Т. 1, 1992; Т. 2, 1993; Т. 3, 1995.
7. *Berner R.A.* The carbon cycle and CO₂ over Phanerozoic time: the role of land plants // Philos. Trans. R. Soc. B: Biol. Sci. 1998. V. 353. № 1365. P. 75–82. <https://doi.org/10.1098/rstb.1998.0192>
8. *Berry C.M.* Palaeobotany: the rise of the earth's early forests // Curr. Biol. 2019. № 29. P. 792–794. <https://doi.org/10.1016/j.cub.2019.07.016>
9. *Berry C.M.* The evolution of the first forests in the Devonian // Vestn. Inst. Geol. Komi Sci. Cent. Ural Branch RAS. 2019. № 11. P. 20–24. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-11-20-24>
10. *Driese S.G., Mora C., Elick J.* Morphology and taphonomy of root and stump casts of the earliest trees (Middle to Late Devonian), Pennsylvania and New York, U.S.A. // Palaios. 1997. V. 12. № 6. P. 524–537. <https://doi.org/10.2307/3515409>
11. *Kenrick P., Strullu-Derrien Ch.* The origin and early evolution of roots // Plant Physiology. 2014. V. 166. № 2. P. 570–580. <https://doi.org/10.1104/pp.114.244517>
12. *Liu L., Wang D.-M., Zhou Y., Qin M., Ferguson D.K., Meng M.-C.* A Late Devonian tree lycopsid with large strobili and isotomous roots // Communication Biology. 2022. V. 5. P. 966. <https://doi.org/10.1038/s42003-022-03934-4>
13. *Matsunaga K.K.S., Tomescu A.M.F.* Root evolution at the base of the lycophyte clade: Insights from an Early Devonian lycophyte // Annals of Botany. 2016. V. 117. № 4. P. 585–598. <https://doi.org/10.1093/aob/mcw006>
14. *Morris J.L., Leake J.R., Stein W.E., Berry C.M., Marshall J.E.A., Wellman Ch.H., Milton J.A., Hillier S., Mannolini F., Quirk J., Beerling D.J.* Investigating Devonian trees as geo-engineers of past climates: linking palaeosols to palaeobotany and experimental geobiology // Palaeontology. 2015. V. 58. № 5. P. 787–801. <https://doi.org/10.1016/j.cub.2019.11.067>
15. *Retallack G.J.* Early forest soils and their role in Devonian global change // Science. 1997. V. 276. № 5312. P. 583–585. <https://doi.org/10.1126/science.276.5312.583>
16. *Retallack G.J.* Soils of the past. London: Unwin-Hyman, 1990. 520 p. <https://doi.org/10.1002/9780470698716>
17. *Smart M.S., Filippelli G., Gilhooly III W.P., Marshall J.E.A., Whiteside J.H.* Enhanced terrestrial nutrient release during the Devonian emergence and expansion of forests: Evidence from lacustrine phosphorus and geochemical records. Climate Change and Life. Elsevier, 2023. Ch. 5. P. 117–144. <https://doi.org/10.1130/B36384.1>

18. *Shumilov I.Kh.* Gleization and paleosoils in Devonian red rocks of the Middle Timan region // *Lithology and Min. Res.* 2014. V. 49. № 4. P. 308–319.
<https://doi.org/10.1134/S0024490214040051>
19. *Shumilov I.Kh., Mingalev A.N.* First find of paleosoils in the Devonian red deposits of the Middle Timan // *Doklady Earth Sciences.* 2009. V. 428. № 7. P. 1080–1082.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X09070083>
20. *Shumilov I.Kh.* Preservation conditions of in situ root systems in Devonian sections of the Middle Timan region // *Lithology and Min. Res.* 2013. V. 48. № 1. P. 65–73.
<https://doi.org/10.1134/S0024490212050070>
21. *Shumilov I.Kh., Telnova O.P.* History of the geological evolution of the Tsil'ma river basin (Middle Timan) in the Devonian // *Lithology and Min. Res.* 2017. V. 52. № 3. P. 234–248.
<https://doi.org/10.1134/S0024490217030063>
22. *Shumilov I.Kh.* The first discovery of paleosoils in green Devonian sediments of Middle Timan // *Doklady Earth Sciences.* 2010. V. 434. № 4. P. 515–517.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X1010003X>
23. *Shumilov I.Kh.* Unusual Devonian coal: A new type of jet // *Russian Geology and Geophysics.* 2015. V. 56. № 10. P. 1461–1474.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.09.008>
24. *Stein W.E., Berry C.M., Morris J.L., Hernick L.V., Mannolini F., Ver Straeten C., Landing E., Marshall J.E.A., Wellman C.H., Beerling D.J., Leake J.R.* Mid-Devonian archaeopteris roots signal revolutionary change in earliest fossil forests // *Curr. Biol.* 2020. V. 30. № 3. P. 421–431.
<https://doi.org/10.1016/j.cub.2019.11.067>
25. *Taylor L.L., Leake J.R., Quirk J., Hardy K., Banwart S.A., Beerling D.J.* Biological weathering and the long-term carbon cycle: integrating mycorrhizal evolution and function into the current paradigm // *Geobiology.* 2009. № 7. P. 171–191.
<https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2009.00194.x>
26. *Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh.* Middle–Upper Devonian terrigenous rocks of the Tsil'ma river basin and their palynological characteristics // *Stratigraphy and Geological Correlation.* 2019. V. 27. № 1. P. 27–50.
<https://doi.org/10.31857/S0869-592X27131-56>

In Situ Root Systems in the Devonian Paleosoils of the Middle Timan

I. Kh. Shumilov^{1, *} and O. P. Telnova^{1, **}

¹*Institute of Geology, FSC Komi SC Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
167000 Syktyvkar, Russia*

*e-mail: ikh_shumiliv@mail.ru

**e-mail: telnova@geo.komisc.ru

As life progressed, there were a small number of key evolutionary innovations that initiated global biosphere change. One such event was the explosive development of terrestrial vegetation and the emergence of forest ecosystems during the Devonian period. The colonization of land begun by bryophytes and their ancestors required the appearance and development of a variety of root systems. Roots evolved separately and independently in several main directions, rapidly expanding their functionality and complexity. In the middle Zilma river on the Middle Timan in the red-colored sediments of the Middle and Upper Devonian numerous paleosol horizons and their complexes were studied. According to palynological data in this territory the terrestrial flora was highly diverse. The studied ancient soils are distinguished by the presence of insitu roots of various types. The purpose of the work was a morphological description of the discovered root systems. The taxonomy of Devonian root systems today is in the period of primary data accumulation. As a result of studies three morphological types of root systems belonging mainly to grass-like plants have been identified in paleosoils. There are no descriptions of such objects in paleobotanic literature. Morphological types of root systems are correlated with geomorphological features of the studied territory.

Keywords: fossil roots, red-colored sediments, pedogenesis, Middle Devonian

УДК 631.4

КИСЛАЯ СУЛЬФАТНАЯ ПАЛЕОПОЧВА В ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕГО ДЕВОНА НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ДЕВОНСКОГО ПОЛЯ (ПАВЛОВСКИЙ КАРЬЕР, ВОРОНЕЖСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2024 г. Т. В. Алексеева^а, * (ORCID: 0000-0002-3880-2573), А. О. Алексеев^а^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пущино, Московская область, 142290 Россия

*e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su

Поступила в редакцию 03.06.2023 г.

После доработки 14.08.2023 г.

Принята к публикации 17.08.2023 г.

В деталях изучена палеопочва среднего девона (эйфельский ярус), сформированная на риолитовом туфе (Павловский карьер гранитов). Туф залегает в основании осадочного чехла в кровле коры выветривания протерозойского фундамента. Палеопочва латерально выдержана. Ее мощность колеблется от 20 до 150 см в зависимости от рельефа подстилающих пород. Туф содержит многочисленные включения углей, большинство которых частично или полностью замещены пиритом. Большая часть углей принадлежит остаткам нематофитов (*Nematophytales* и *Prototaxites*) – группы организмов с невыясненным таксономическим положением. Угли имеют аллохтонное происхождение. Отсутствие ризолитов и микростроение растительных остатков позволили предположить, что палеопочва сформирована под бескорневой литофитной растительностью. На основании комплекса полученных аналитических характеристик установлено, что палеопочва является аналогом современных кислых сульфатных почв. Почвообразование осуществлялось преимущественно в ходе химического преобразования пород под воздействием продуктов окисления пирита. Палеопочва демонстрирует наличие следующих морфологических признаков почвообразования: иллювирирование глины с формированием кутан и языковатой подошвы, подвижность железа, наличие новообразованных Fe-гипсовых нодулей. В ней формируются каолинит, гипс, гетит, Fe-сульфаты. Для кровли палеопочвы характерны рост содержания Al_2O_3 , Fe_2O_3 , величины отношений Al/Ti, Ba/Sr, K/Rb, индекса латеритизации. Преобразования породы носили очаговый характер, палеопочва не демонстрирует выраженного горизонтного строения профиля.

Ключевые слова: геохимические индексы, гипс, пирит, риолит, нематофиты

DOI: 10.31857/S0032180X24010027, EDN: ZLSVNY

ВВЕДЕНИЕ

В геологической истории Земли эпохи накопления отложений всегда чередовались с эпохами их размыва. Как следствие в осадочной летописи зафиксирована очень непродолжительная (не более 10%) часть геологической истории. Основная ее часть скрыта из-за перерывов в осадконакоплении и эрозии [27, 30]. Отрезки времени, в течение которых идет накопление осадка, как правило, несоизмеримо малы по сравнению с длительностью перерывов, часто сопровождающихся коро- и почвообразованием. Являясь маркерами несогласий, эти события крайне важны для стратиграфических построений. Чрезвычайно важна роль палеопочв и как природных архивов. Будучи первостепенными свидетельствами континентальных этапов

развития Земли, их изучение позволяет охарактеризовать древнюю сушу (ландшафты, растительный и животный мир), а также климат. На этапе завершения колонизации суши наземной растительностью (граница ордовика и силура), на смену микробиальным почвам пришли почвы, формирующиеся под наземной растительностью [44]. В девоне распространение получают корнеобитаемые почвы [38]. Зарубежные исследователи современности сошлись во мнении, что древнейшие микробиальные палеопочвы и их абиотичные аналоги появились в архее (3.7 млрд лет). На Земле они описаны на территории Гренландии, Австралии, ЮАР, а также на Марсе [33, 35, 36, 37, 39, 40]. Отечественные почвоведы во главе с Таргульяном [5, 11] образования такого типа относят к инзитным почвоподобным телам – солоидам.

Показано, что некоторые архейские палеопочвы Земли и Марса содержат гипс, барит, кизерит и другие сульфаты. Это касается и Земных палеопочв более поздних геологических эпох [11, 21, 33, 35, 36, 38, 39]. В качестве предшественников сульфатов авторы работ рассматривают сульфиды, а также кислые сульфатные гидротермальные растворы. Образующаяся в ходе реакции окисления сульфидов (абиотичной либо с участием биоты) серная кислота инициировала глубокие химические преобразования породы. Сформировавшиеся при этом палеопочвы могут рассматриваться как аналоги современных кислых сульфатных почв.

В наши дни почвы такого генезиса занимают площадь около 17 млн га территории Земли (1% от площади возделываемых почв) [15]. Источники сульфидов в них могут быть различными (природные и антропогенные), как и причины их вовлечения в зону окисления (разработка содержащих сульфиды пород, мелиоративные работы, засуха и т.д.). Кислые сульфатные почвы широко распространены в зонах разработки сульфидных месторождений, вдоль морских побережий, где источником серы является морская вода; в зонах вулканической активности. Географически они распространены повсеместно и являются аazonальными [7, 18, 22, 29, 45, 46].

Сведения о находках дочетвертичных палеопочв на территории России сравнительно редки, и каждая такая находка представляет несомненный научный интерес [1, 12]. В данной работе представлены результаты изучения палеопочвы эйфельского (средний девон) возраста, обнаруженной в Павловском карьере гранитов (Воронежская область) в основании осадочного чехла на границе с протерозойским гранитным фундаментом. Палеопочва сформирована на вулканической породе — риолитовом туфе.

Изученная в работе территория располагается в юго-восточной части Воронежской антеклизы. Здесь установлены средний и верхний отделы девонской системы [9]. Самые древние осадочные отложения отнесены к мосоловскому горизонту эйфельского яруса, которые здесь с резким несогласием залегают на коре выветривания протерозойского кристаллического фундамента. Известно, что этому событию предшествовал длительный (около 150 млн лет) раннепалеозойский континентальный перерыв, захвативший и ранний девон. В течение его на суше формировались коры выветривания. По мнению Савко [9], до середины ордовика их образование происходило в гумидном климате, позднее, включая низы эйфельского времени преобладали аридные обстановки. Далее — в среднем и позднем девоне климат опять становится более гумидным [2, 10].

Более детальных сведений о раннепалеозойском континентальном перерыве, почвенном покрове

и биоте, до недавнего времени не имелось. В настоящей работе дается уточненная стратиграфия отложений, слагающих нижнюю часть осадочного чехла в Павловском карьере, детали строения четырех профилей палеопочвы эйфельского возраста и информация об уникальной биоте месторождения, дополняющая имеющиеся сведения о флоре живетско-франского времени [13, 6, 4, 19, 28].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Палеопочва эйфельского возраста (средний девон, ~ 400 млн лет) была обнаружена в Павловском гранитном карьере (Воронежская область) в основании осадочного чехла на границе с протерозойским гранитным фундаментом (50.38 N, 40.22 E). Детали строения геологического разреза “Павловский” опубликованы в работе [14]. На рис. 1а изученная палеопочва обозначена слоем 3. Палеопочва латерально выдержана. В период с 2020 по 2022 гг. были описаны 6 профилей палеопочвы в пределах обнажающейся в ходе взрывных работ стенки карьера. Четыре профиля изучены в деталях. Палеопочва сформирована на вулканической породе кислого состава — риолитовом туфе. Порода не содержит морской фауны. Датирование осуществили по цирконам, методом SHRIMP-II (ВСЕГЕИ). Оно показало наличие трех возрастных групп цирконов: 1.0–1.3 млрд лет, 420–560 млн лет и 58–175 млн лет. Таким образом, почвообразующая порода сложена переотложенным разновозрастным вулканическим материалом. Часть зерен цирконов прошла “омоложение” под влиянием интенсивного привноса радиоактивных элементов из вышележащих вулканических пород. Дополнительно возраст палеопочвы был уточнен методом споро-пыльцевого анализа. По неопубликованным результатам палеопочва имеет позднеэйфельский (мосоловский/черноярский) возраст (определение О. П. Тельновой).

Туф залегают плащеобразно на коре выветривания (КВ) протерозойского гранитного фундамента. КВ неравномерно размыта и сохранена фрагментарно. Кровля имеет ярко выраженный рельеф. Последний определяет мощность туфа, которая колеблется от 20 до 150 см. Местами риолитовый туф залегают непосредственно на гранитах (рис. 1h). Здесь верхние 10–15 см гранита преобразованы, имеют вид плотной осветленной корки. Однако, как правило, туф залегают на сапролите, часто содержащем включения валунов гранита. Валунки имеют разный диаметр, окатанные, с выветрелой внешней коркой и плотным внутренним ядром (рис. 1b, 1d, 1g).

Вне зависимости от мощности вся толща туфа преобразована выветриванием/почвообразованием, морфологически все изученные профили палеопочвы близки. На рис. 1 на примере трех

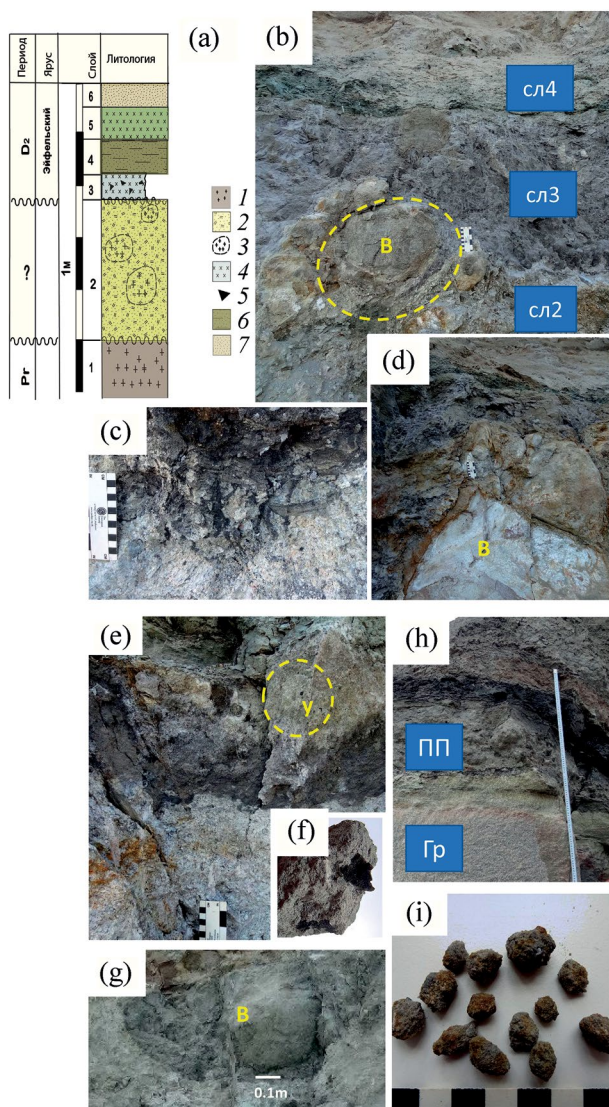


Рис. 1. Изученные профили палеопочвы: а – фрагмент стратиграфической колонки отложений девона, вскрываемых в Павловском карьере; б – профиль палеопочвы PV22-2; в – фрагмент языковатой подошвы профиля PV22-2; д – профиль палеопочвы PV22-2, включение гранитного валуна (в) с развитой оже- лезненной коркой на его поверхности; е – профиль палеопочвы PV20-9, на фото видна языковатая подошва профиля палеопочвы и включения углей (у); ф – фрагмент (е), включение угля, диаметр 5 мм; г – профиль палеопочвы PV20-9, включение гранитного валуна (в) с развитой областью выветривания; h – профиль палеопочвы PV21-4; и – железисто-гипсо- вые нодулы в профиле палеопочвы PV21-4 (слой 3/1). Легенда к колонке: 1 – протерозойский гранитный фундамент, 2 – кора выветривания фундамента, 3 – включения гранитных валунов, 4 – палеопочва на риолитовом туфе, 5 – включения угля, 6 – морские глины, 7 – вулканогенно-осадочная порода. Обозна- чения: КВ – кора выветривания протерозойских гра- нитов; Гр – гранит; в – включения гранитных валу- нов; у – включения угля; ПП – профиль палеопочвы; Сл4 – перекрывающая ПП зеленая глина слоя 4.

профилей даны ее характерные особенности. Ма- териал представляет собой сцементированную твердую массивную брекчию. Трещинная сеть отсутствует. Основная масса (цемент) опесчана- на. Включения кластогенного материала имеют неправильную форму. Как правило сильновы- ветрелые, их поверхность оже- лезнена и покры- та глинистыми рубашками (кутанами). Материал неоднородно окрашен. При преобладании серого цвета (Gley1 6/N) присутствуют зоны светло-се- рого цвета (Gley1 7/N) и охры – темного желто- вато-коричневого оттенка (10YR 4/6). Послед- ний обусловлен наличием Fe-конкреций – плот- ных округлых образований с диаметром до 10 мм. Максимальная концентрация конкреций отмечена в средней и нижней частях профиля, залегающего на плотных гранитах (PV21-4) (рис. 1h). Для про- филя PV22-6 характерно ожелезнение материала подошвы (не показано).

Характерной особенностью изученной палео- почвы являются многочисленные включения углей. Угли преимущественно мелкие (1–2 мм), но встре- чаются и более крупные – до 5 мм и более. В целом угли равномерно распределены по глубине, диф- ференции по размеру с глубиной нет. Присутствие углей определяет темно-серый цвет материнского туфа. В верхней части профиля палеопочвы PV22-2 обнаружены растительные макроостатки, о кото- рых речь пойдет ниже. Все органические остат- ки в разной степени пиритизированы. Характер их распределения по профилям свидетельствует в пользу аллохтонной природы. Ризолиты ни в од- ном из профилей не обнаружены. Органогенный горизонт не выявлен. Растительность, по-видимо- му, была представлена почвопокровными разно- стями. Крова палеопочвы, скорее всего, эроди- рована. Подошва палеопочвы языковатая (рис. 1с, 1е). Мелкие (первые см) языки внедряются в под- стилающий ее сапролит. Признаков дифферен- ции профиля не выявлено. Исключением являет- ся палеопочва, залегающая на плотных гранитах (PV21-4), которая, начиная с середины профиля и далее до подошвы, содержит многочисленные ожелезненные нодулы. Верхняя граница туфа го- ризонтальна. Ее перекрывают горизонтально зале- гающие зеленовато-серые (Gley1 5/1 5G_/1) глины морского генезиса.

Проведенные лабораторные исследования включали получение таких базовых характери- стик палеопочв, подстилающих и перекрываю- щих отложений, как гранулометрический состав (метод пипетки) и содержание $S_{орг}$, $S_{общ}$ (Vario EL Cube CHNS Elemental Analyzer, Германия). Ми- неральный состав валовых образцов и илестой фракции (<2 мкм) перечисленных выше объектов изучен методом рентгеновской дифрактометрии (ДРОН-3, CuK_{α} -излучение, шаг сканирования 0.1° , время сканирования 10 с). Илестую фракцию

для исследований выделяли методом отмучивания. Элементный состав образцов изучали рентген-флуоресцентным методом (Bruker Jaguar, Германия). Магнитную восприимчивость определяли на приборе KLY-2 Carrabridge (Чехословакия). Структурное состояние железа в нодулях и корках выветривания исследовали методом мессбауэровской спектроскопии (MS-1104 Em-спектрометр, источник $60 \text{ mCi}^{57}\text{Co}$ в матрице Sr, Россия). Спектры получали при комнатной температуре и температуре жидкого азота. Субмикроскопическое исследование морфологии минеральных зерен и новообразований, а также строение растительных остатков проводили методом сканирующей электронной микроскопии с микрозондом (SEM-EDX Tescan Vega 3, Чехия).

Для описания почвенных процессов и оценки степени преобразованности материала под воздействием выветривания и почвообразования использовали отношения химических элементов (геохимические индексы): Ti/Zr (постоянство или смена источника материала), Al/Ti (оглинивание), K/Rb и Ba/Sr (выщелачивание), а также CIA (химический индекс преобразованности), MIA (мафический – ферро-магнезиальный индекс преобразованности), IOL (индекс латеритизации) [16].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Аналитические характеристики палеопочвы, подстилающих и перекрывающих отложений. За малым исключением, вся толща риолитового туфа выглядит однородной, в равной степени преобразованной, с равномерно распределенными по глубине углистыми частицами. Палеопочва имеет легкий гранулометрический состав: среднее содержание песка составляет 64%, пыли – 21%, глины – 15% (табл. 1). К кровлям всех палеопочв наблюдается незначительное утяжеление гранулометрического состава: прирост в содержании глины составляет от 3 до 7%. Содержание $C_{\text{орг}}$ поддается определению и составляет от 0.1 до 0.5%. Оно несколько выше по сравнению с сапролитом, но ниже, чем в перекрывающей палеопочву глине.

Риолитовый туф крайне слабомагнитный. Для сравнения, величина магнитной восприимчивости гранита в 600 раз превышает величину магнитной восприимчивости материала палеопочвы. Однако в качестве тенденции можно назвать некоторый прирост величины этого параметра в кровле по сравнению с подошвой палеопочвы.

Химический состав палеопочвы, подстилающих и перекрывающих отложений (рентгенофазовый анализ) приведен в табл. 2. Вулканическая природа материала, на которой сформирована изученная палеопочва, определяет некоторые характерные черты химического состава, отличные от состава подстилающих и перекрывающих палеопочву

отложений. Это, прежде всего, касается повышенного содержания Zr. Как следствие, палеопочва в комплексе изученных отложений резко выделяется по величине отношения Ti/Zr, используемого для оценки однородности/неоднородности слагающих профиль отложений. Для вулканита эта величина колеблется в пределах 1.7–8.8 (средняя 5.9), в то время как для KB гранитов – 11–23 (средняя 16), а для морских глин – 13–41 (средняя 20). Риолит – это кислая вулканическая порода, эффузивный аналог гранита. Особенностью ее химического состава является высокое содержание кремнезема. В изученных образцах из нижних частей палеопочвы содержание SiO_2 в среднем составляет 73.5% (максимально – 78%), что выше концентраций SiO_2 в граните, KB гранитов и морских глинах. Еще одна отличительная черта химического состава палеопочвы – это высокая концентрация серы, достигающая в отдельных образцах 3% и более (среднее значение – 2%).

Изучение распределения химических элементов по глубине почвенного профиля показало, что в верхних его частях имеет место снижение концентрации SiO_2 . На этом фоне отмечен рост концентрации Al_2O_3 , что отражает отмеченное выше оглинивание и образование каолинита. Fe_2O_3 подвижно, но поведение его не однозначно. Морфологически подвижность проявляется, например, в формировании горизонта Fe-содержащих нодулей (разрез PV21-4) и в ожелезнении подошвы палеопочвы, наиболее ярко проявленном для профиля PV22-6. Источниками K_2O в риолите является микроклин. Выявленная неоднородность профильного распределения K_2O на наш взгляд обусловлена локальностью процессов выветривания этого в целом устойчивого минерала.

Помимо поведения элементов в профиле палеопочвы были изучены геохимические индексы выветривания. В табл. 2 приведены значения индексов, которые демонстрируют наличие тенденций в профильном распределении химических элементов: K/Rb, Ba/Sr, индекс латеритизации – IOL, рассчитываемый по формуле:

$$\text{IOL} = [(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)] \times 100.$$

Рост величин этих показателей от подошвы к кровле палеопочвы указывает на интенсификацию процессов выветривания в кровле. Поведение некоторых других, часто используемых при описании почвенных процессов индексов (CIA MIA), не демонстрирует каких-либо явных тенденций (данные не приводятся).

Минеральный состав палеопочвы, подстилающих и перекрывающих отложений (рентгеновская дифрактометрия, SEM). Минеральный состав этих частей разреза заметно различается. В минеральном

Таблица 1. Базовые характеристики палеопочвы (слой 3), подстилающих и перекрывающих отложений

Разрез, слой	Мощность, см	Гранулометрический состав, %			МВ**, × 10 ⁻⁸ SI	C _{орг} , %	S _{общ} , %
		песок	пыль	глина			
PV20-9							
4	70	19	18	63	18.6	0.71	0.20
3/2	15	52	28	21	3.3	0.36	4.77
3/1	15	59	25	17	1.8	0.32	3.67
2/2	20	36	51	13	1.1	0.10	3.58
2/1	20	47	45	9	2.5	0.32	0.64
КВ*	—	37	54	9	4.3	0.24	0.59
Корка валуна	—	24	50	26	29.89	0.09	1.41
PV21-4							
4	5	39	36	25	15.4	1.87	3.67
3/2	10	72	11	17	1.7	0.33	1.62
3/1	40	84	4	12	0.7	0.14	1.17
Корка валуна	8	55	35	10	1.1	Не опр.	
Корка валуна	9	58	33	9	33.8	»	
Гранит	—	Не опр.			605.9	»	
PV22-2							
3/3	75	58	25	17	2.42	0.44	2.24
3/2	25	56	30	14	2.55	0.45	4.47
3/1	20	69	16	14	0.85	0.24	1.64
2 (КВ)	—	54	30	16	0.74	0.03	1.45
Корка валуна	—	Не опр.			14.83	0.04	1.43
PV22-6							
4/2	10	67	15	18	1.82	0.25	1.22
4/1	10	60	20	20	1.82	0.27	1.11
3/3	50	62	21	17	1.19	0.30	1.28
3/2	50	65	20	15	1.15	0.35	2.82
3/1	60	68	21	10	1.10	0.49	1.61
КВ	—	56	20	12	1.96	0.08	1.50

*КВ — кора выветривания гранита.

**МВ — магнитная восприимчивость.

составе палеопочвы абсолютно преобладает кварц. Дополнительно в образцах из всех изученных профилей палеопочв в заметных количествах содержатся каолинит и пирит. Практически все образцы содержат гипс (рис. 2а). Как правило, содержание гипса заметнее в более глубоких частях профилей. В составе подстилающих палеопочву отложений, представляющих собой кору выветривания гранитов, абсолютно преобладает каолинит, дополнительно содержатся кварц, К-полевого шпата, в некоторых пробах диагностируется иллит. Перекрывающие палеопочву морские глины имеют иллит-каолинитовый состав, содержание кварца

и К-полевого шпата незначительное, дополнительно содержится сидерит. Ни подстилающие, ни перекрывающие палеопочву породы не содержат ни пирита, ни гипса.

Илистая фракция всех изученных отложений имеет идентичный каолинитовый мономинеральный состав (рис. 2б). Все образцы содержат незначительную примесь кварца. Ранее было показано, что каолинитовый состав глины — отличительная черта состава коры выветривания и более поздних палеопочв девона (живетско-франский интервал) на территории Воронежской антеклизы [13].

Таблица 2. Элементный состав (%) и некоторые геохимические индексы палеопочвы (слой 3) подстилающих и перекрывающих пород (данные XRF)

Разрез, слой	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	MgO	S	Zr	Ba	Sr	Ti/Zr	Al/Ti	K/Rb	Ba/Sr	LOI, %	
PV20-9																	
4	52.14	17.43	7.40	1.61	2.21	4.07	1.03	0.16	0.0234	0.078	0.0177	41.3	4.78	118.09	4.41	32.3	
3/2	62.78	14.29	6.36	0.44	0.22	0.61	0.18	4.11	0.0388	0.0126	0.0027	6.8	14.33	66.60	4.67	24.8	
3/1	67.15	13.64	4.54	0.51	0.25	0.35	0.11	3.17	0.0487	0.0075	0.0031	6.3	11.80	46.84	2.42	21.3	
2/2	46.79	25.14	6.00	1.04	0.25	0.04	0.18	3.09	0.0297	0.0307	0.0157	21.0	10.66	6.64	1.96	40.0	
2/1	51.72	23.11	2.74	0.86	0.24	0.04	0.16	0.36	0.0257	0.0259	0.0146	20.1	11.86	9.76	1.77	33.3	
КВ	48.50	23.47	2.77	1.28	0.60	0.40	0.37	0.61	0.0332	0.0799	0.0317	23.1	8.09	79.03	2.52	35.1	
Корка валуна	53.58	12.61	12.05	0.54	0.45	5.58	2.46	0.71	0.0172	0.2045	0.0172	18.8	10.30	142.9	11.89	31.5	
PV21-4																	
4	43.25	18.26	16.07	0.75	0.78	1.69	1.09	2.82	0.0305	0.0573	0.0058	14.8	10.74	103.11	9.88	44.3	
3/2	76.11	7.71	2.34	0.26	0.43	1.08	0.12	1.58	0.0629	0.5389	0.0062	2.5	13.08	101.84	86.92	11.7	
3/1	78.10	4.84	1.27	0.20	0.42	0.86	0.01	0.96	0.0704	0.0284	0.0028	1.7	10.68	91.49	10.14	7.3	
2/2	59.48	18.55	1.81	0.36	0.22	3.03	0.16	1.01	0.0202	0.0474	0.0115	10.7	22.73	182.19	4.12	25.5	
2/1	61.74	13.89	3.79	0.44	0.28	6.23	0.75	1.62	0.0198	0.2064	0.0233	13.3	13.93	141.25	8.85	22.3	
Гранит	69.57	12.70	1.78	0.27	1.44	3.98	0.36	0.07	0.0167	0.1794	0.0631	9.7	20.75	87.37	2.84	17.2	
PV22-2																	
3/3	64.63	13.41	3.01	0.64	0.35	0.97	0.12	1.81	0.0599	0.0197	0.0065	6.4	9.24	105.91	3.03	24.28	
3/2	63.62	10.96	4.84	0.37	1.17	2.37	0.13	3.39	0.0252	0.0639	0.0103	8.8	13.07	156.08	6.20	23.08	
3/1	75.29	8.09	1.85	0.29	0.27	2.09	0.03	1.19	0.0261	0.0542	0.0103	6.7	12.31	142.15	5.26	12.89	
КВ	57.33	16.08	2.1	0.31	0.17	4.19	0.12	1.07	0.017	0.059	0.0119	10.9	22.88	172.12	4.96	30.59	
Корка валуна	53.62	13.55	5.73	0.94	0.88	4.76	1.56	1.37	0.0258	0.0856	0.0113	21.86	6.36	123.43	7.58	26.45	
PV22-6																	
4/2	67.97	12.05	2.01	0.55	1.14	1.02	0.11	1.27	0.0274	0.0266	0.0061	12	9.67	117.55	4.36	20.09	
4/1	64.37	15.45	1.77	0.66	0.28	1.01	0.12	1.06	0.0314	0.0224	0.0063	12.6	10.33	107.45	3.56	26.04	
3/3	71.61	10.91	1.96	0.44	0.19	1.3	0.05	1.24	0.038	0.0374	0.0075	6.9	10.94	114.76	4.99	17.49	
3/2	70.79	10.95	3.2	0.52	0.22	0.83	0.08	2.06	0.0533	0.0165	0.0054	5.9	9.29	90.62	3.06	19.12	
3/1	73.69	8.89	2.7	0.57	0.8	1.05	0.06	1.60	0.0479	0.0212	0.0076	7.1	6.88	111.7	2.79	15.17	
КВ	57.79	16.6	2.65	0.62	0.19	2.51	0.23	1.12	0.0261	0.0460	0.0173	14.3	11.81	119.7	2.66	31.85	

*КВ — кора выветривания.

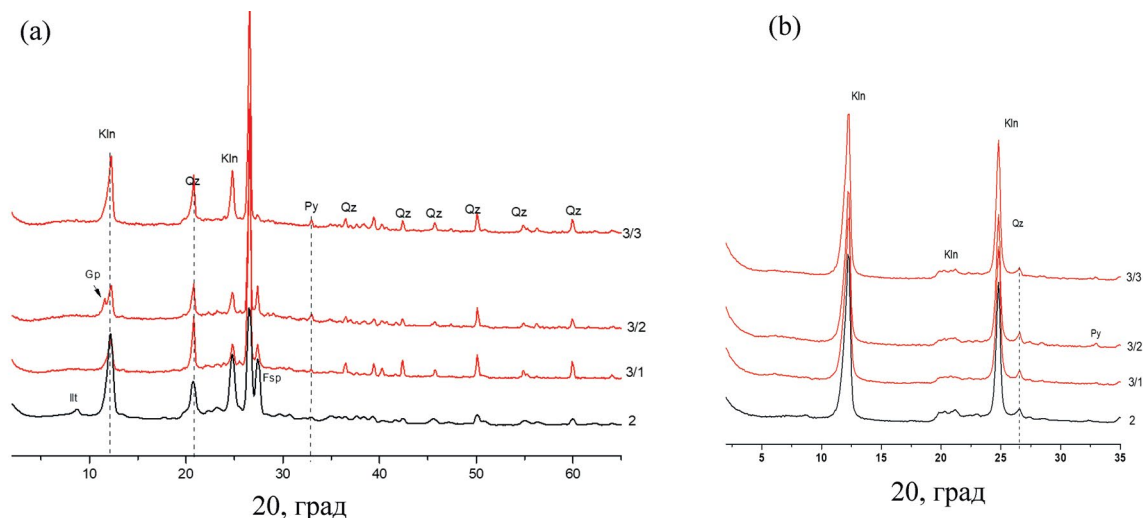


Рис. 2. Минеральный состав палеопочвы (профиль PV22-2 слои 3/1–3/3; и материал коры выветривания – слой 2, см. табл. 1): а – валовые образцы; б – фракция <2 мкм, образцы насыщены Mg^{2+} , воздушно-сухие (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: Ит – иллит, Кln – каолинит, Qz – кварц, Fsp – полевого шпата, Gp – гипс, Py – пирит.

На рис. 3 представлены результаты изучения микростроения палеопочв. Они свидетельствуют об имевших место процессах химического выветривания с одной стороны и неосинтеза – с другой. Поверхность зерен первичных минералов – кварца и К-полевого шпата несет черты растворения с формированием морфологических признаков, характерных для химически агрессивных обстановок (рис. 3а, 3б). Каолинитизация, показанная выше рентгенографически, подтверждается микроскопическим методом. Выявлен ряд морфологических разновидностей каолинита, отличающихся по степени кристаллизации: хорошо окристаллизованный, вермикулярный каолинит (рис. 3с), мелкочашуйчатый и скрытокристаллический, в виде алюмосиликатной корки/пленки с каолинитовой стехиометрией химического состава (рис. 3г, 3h). В образцах палеопочвы выявлены также оксиды железа в виде достаточно крупных кристаллов (рис. 3d). Широко представлен гипс (рис. 3е). Важнейшим минеральным компонентом, определяющим тип почвообразования, является пирит. Он представлен разными морфологическими разновидностями, которые соответствуют различным генерациям. Первичный пирит представлен крупными монокристаллами, замещающими углефицированные органические остатки (рис. 3f). Вторичный пирит представлен конкрециями разного размера и морфологии, в том числе фромбоидальным, а также отдельными микрокристаллами размером до 1 мкм (рис. 3г–3i), они могут представлять собой минерализованные колонии микроорганизмов. Фромбоидальная форма пирита по мнению авторов может иметь как абиогенную [20], так и биогенную природу [3]. Биота

помимо углефицированных остатков, о которых речь пойдет ниже, дополнительно представлена криптоспорами типа *Tetraplanisporites*. Они объединены в тетрады. Тетрады имеют четырехлучевую структуру с коротким пятым центральным поперечным лучом (рис. 3j). Скульптура поверхности криптоспор сильношиповатая (игольчатая). Подобные споры известны начиная с ордовика [41]. По морфологии они близки спорам, выделенным из спорангиев силурийского зофита *Tichavekia grandis* (Чешская Республика) [17].

Минеральный состав Fe-конкреций (рентгеновская дифрактометрия, мессбауэровская спектроскопия). В профиле палеопочвы, залегающей на граните (PV21-4), формируется горизонт, содержащий Fe-конкреции. Данные рентгеновской дифрактометрии показали, что конкреции обогащены гипсом и дополнительно содержат ярозит – $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$. В составе конкреций присутствуют кварц и незначительно – каолинит (рис. 4). Дополнительное изучение минерального состава конкреций методом мессбауэровской спектроскопии в двух режимах: при комнатной температуре и температуре жидкого азота ($T = 80$ К) показало, что основная часть Fe входит в состав пирита (~46%), следующими по значимости фазами являются К-содержащие сульфаты железа с разной степенью окисленности железа: вольтаит $K_2(Fe^{2+})_5(Fe^{3+})_4(SO_4)_{12} \times 18H_2O$ и ярозит (30 и 16% соответственно), а также гетит (8%) (спектры не приводятся).

Состав корок выветривания на гранитных валунах (рентгеновская дифрактометрия, мессбауэровская спектроскопия, сканирующая электронная

микроскопия). Сапролит в основании изученной палеопочвы местами включает гранитные валуны – продукты сфероидного выветривания гранитов. Плотное внутренне ядро валунов окружено коркой. В работе приводятся результаты изучения корок выветривания на поверхности валунов в расположении двух профилей палеопочв.

Корка выветривания на валуне из профиля PV20-9 (рис. 1g) имеет толщину до 6 см. Ее характеризует высокая прочность и твердость, она с трудом откалывается от поверхности валуна. Цвет корки темно-серый, что контрастирует с цветом вмещающего сапролита. Материал имеет минеральный состав близкий составу гранита Павловского месторождения: кварц, микроклин, биотит и каолинит (рис. S1, S2). В химическом составе корки обращают на себя внимание высокие концентрации Fe_2O_3 – 12% и MgO – 2.5%, что в разы превышает концентрации этих элементов в граните и материале КВ гранита (табл. 2).

Корка выветривания на валуне из профиля PV22-2 (рис. 1d) слоистая, мягкая, опесчаненная, ее максимальная толщина составляет 4 см. В корке, включая внешнюю поверхность, имеются включения крупных кристаллов розового микроклина. На поверхности корки и по множественным трещинам в теле валуна развито ожелезнение. Граница между сапролитом и коркой резкая. В минеральном составе материала, слагающего корку, заметно сокращаются доли микроклина и биотита, на этом фоне имеет место обогащение кварцем. При этом не отмечается заметного роста содержания каолинита, но в качестве новообразованных фаз отмечены смектит и гипс. Смектит представлен высокозарядной К-разновидностью. На дифрактограмме исходного образца он диагностируется по серии рефлексов: 12.10, 5.15, 4.53, 3.10 Å (рис. S1-1). После насыщения образца этиленгликолем рефлекс 12.10 Å смещается к 13.00 Å, дополнительно появляется рефлекс (002) при 9.21 Å. После прокаливании образца при 550°C в течение двух часов рефлекс (001) смектита смещается к 10.16 Å (рисунки не приводятся). В химическом составе корки (данные XRF) обращают на себя внимание высокие концентрации Fe_2O_3 – 5.7% и MgO – 1.6%. Таким образом, минеральный и химический составы корки выветривания заметно отличаются как от состава “материнского” гранита, так и от вмещающего валуны сапролита.

Мессбауэровские спектры образцов корок выветривания, полученные как при комнатной температуре, так и при температуре жидкого азота (80 К), представляют собой серию дублетов (рис. S2). По данным мессбауэровской спектроскопии содержание валового железа в корке выветривания из профиля PV20-9 составляет 2.16 отн. ед, что в 2 раза превышает его содержание в образце из профиля PV22-2 (1.34 отн. ед). Полученные данные согласуются с результатами рентген-флуоресцентного

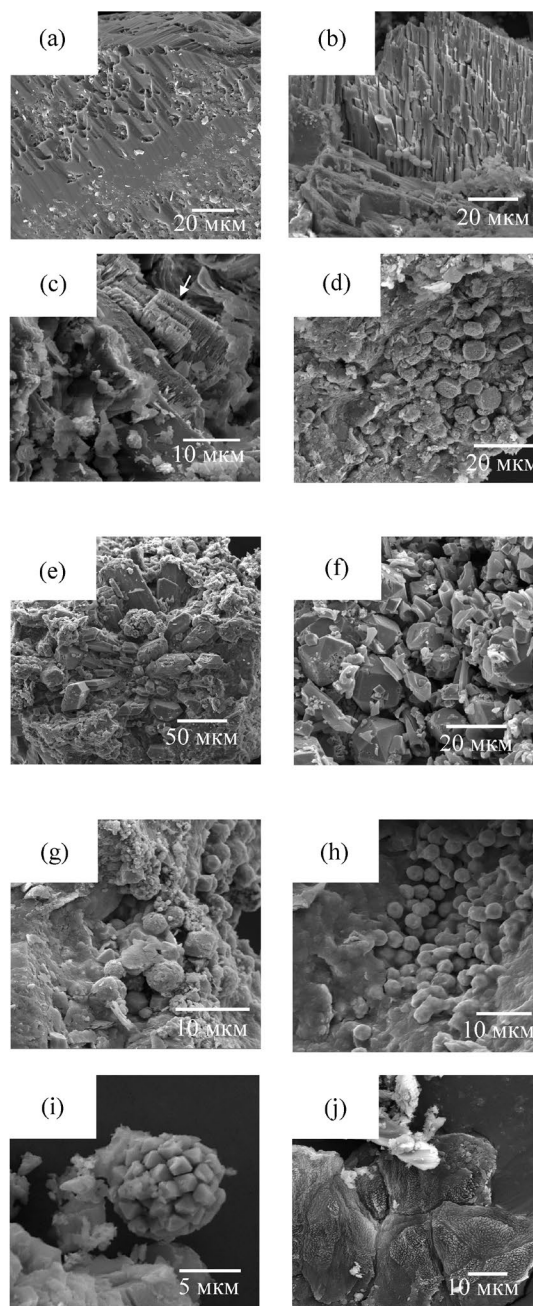


Рис. 3. Минеральные преобразования в профиле палеопочвы по данным РЭМ (сводные данные): а – растворение зерна кварца с формированием так называемых “ямок травления” на его поверхности; б – выветривание зерна К-полевого шпата по плоскостям спайности; в – поликристалл аутигенного, так называемого “вермикулярного” каолинита (показано стрелкой); д – кристаллы Fe – оксида со следами растворения; е – гипсовая “роза”; ф – пиритизация углистого вещества; г – разные морфологические разновидности пирита – монокристаллы, фромбоидальный пирит, микрокристаллы, а также глинистые пленки каолинитового состава; h – микрокристаллы пирита, утопающие в каолинитовой пленке; i – фромбоидальный пирит; j – *Tetraplanisporites*.

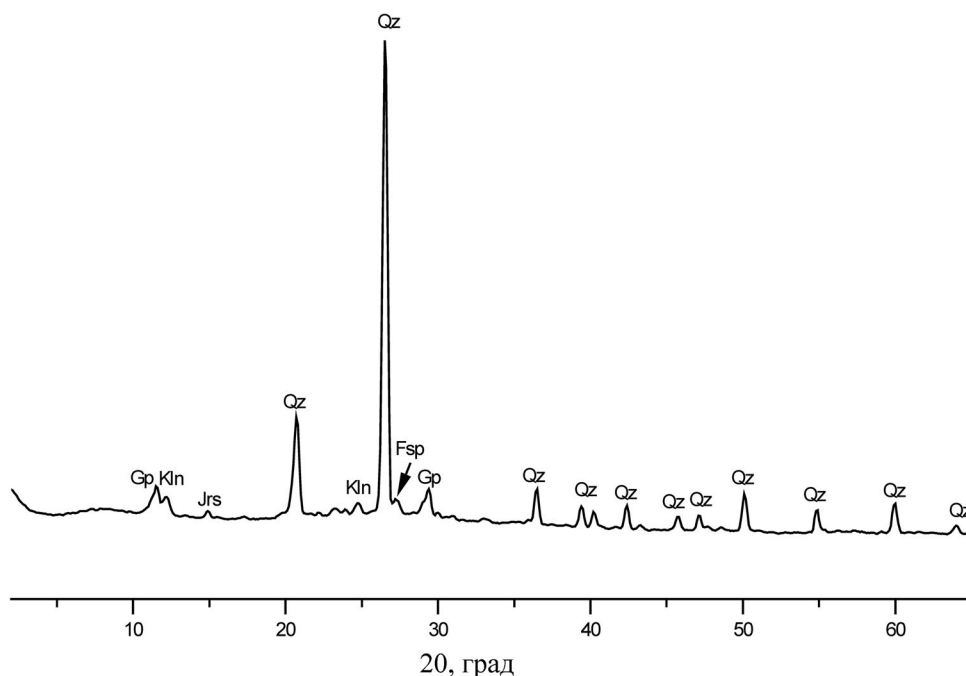


Рис. 4. Минеральный состав Fe-гипсовых нодулей (слой 3/1, профиль PV21-4 (данные рентгеновской дифрактометрии). Обозначения: Kln – каолинит, Qz – кварц, Fsp – полевого шпат, Gp – гипс, Jrs – ярозит.

анализа. Выбор моделей для обработки спектров базировался на результатах рентгеновской дифрактометрии, химического анализа (XRF) и микрозондового анализа (SEM-EDX).

При выборе модели спектры были разложены на четыре дублета Fe^{3+} и два дублета Fe^{2+} (рис. S2). Дублет Fe^{3+} (4) с величинами изомерного сдвига ~ 0.4 мм/с (RT) и 0.5 мм/с (80 K) и квадрупольным расщеплением (QS) ~ 1.2 и 1.3 мм/с соответственно, по своим параметрам соответствует ионам Fe^{3+} в структуре ярозита. Судя по парциальной площади данного спектрального компонента, на ярозит приходится 8.5% железа в корке выветривания из профиля PV20-9 (рис. S2-b) и до 41% в корке выветривания из профиля PV22-2 (рис. S2a). Дублеты Fe^{3+} (1), Fe^{3+} (2) и Fe^{2+} имеют значения изомерного сдвига, типичные для октаэдрических позиций ионов в слоистых силикатах. При близких значениях изомерного сдвига, значения QS дублетов Fe^{3+} (1) и Fe^{3+} (2) различаются примерно вдвое, что характерно для позиций ионов Fe^{3+} в *цис*- и *транс*-октаэдрах структур слоистых силикатов (биотита) соответственно. Ионы Fe^{2+} , характеризующиеся большей величиной QS, отнесены также к позициям в *цис*- и *транс*-октаэдрах структур слоистых силикатов.

В образце из профиля PV20-9 (рис. S2b) наблюдается существенная доля Fe^{2+} в *цис*-октаэдрической позиции в структуре биотита ($\sim 65\%$ от общего содержания железа). В образце из профиля PV22-2

(рис. S2a) содержание железа в этой структурной позиции существенно ниже ($\sim 11\%$). Полученные результаты свидетельствуют о существенном сокращении здесь доли биотита, возрастании доли железа ярозита (41%), а также увеличении доли дублета Fe^{3+} , который отнесен к позициям в структуре супердисперсных гидрооксидов ($\sim 14\%$). Параметры идентифицированных минеральных фаз отвечают литературным данным [31, 32].

Изучение материала корок методом сканирующей электронной микроскопии выявило комплекс преобразований гранита. Имеет место растворение первичных минералов – кварца и полевых шпатов (рис. S3a, S3b). Ярко выражено аутигенное минералообразование: формирование вермикулярного каолинита (рис. S3c), K-полевого шпата, в том числе микросталлических зерен (< 1 мкм) (рис. S3d, S3e), оксида Ti (рис. S3f), железосиликатных корок сложного состава. Оксид титана представлен пластинками анатаза и содержит незначительную (2%) примесь Fe. Факт формирования аутигенного анатаза в осадочных породах и почвах отмечают Фитцпатрик с соавт. [24]. В работе [2] методом рентгеновской дифракции показано присутствие тонкодисперсного анатаза в палеопочвах верхнего девона, сформированных на вулканогенно-осадочных породах Павловского карьера (Воронежская область). Аутигенный анатаз является продуктом выветривания ильменита, перовскита, других Fe+Ti-содержащих минералов.

Первичный и аутигенный полевые шпаты имеют идентичный элементный состав: Si 17–20%, K – 7%, Al – 6% (данные EDX). Обильно присутствует гипс в виде отдельных таблитчатых кристаллов, либо формирует характерные для него “розы” (рис. S3g). Обнаружены сложные, содержащие железо и серу соединения состава: Fe 21–23%, S 6–11%, Si 2–7%, Al 4–5%, K – 3% (данные EDX). Последние кристаллизуются в виде характерных округлых поликристаллических сростков (рис. S3h). Обнаружены биогенные структуры: отпечатки округлой формы диаметром ~30 мкм, предположительно отнесенные к цистам прازیнофит (род *Tasmanites*) [8], а также комплекс спор (рис. S3i, S3j). Часть из них принадлежит раннепалеозойским криптоспорам типа *Tetraplanisporites* [41].

Морфология углистых включений. Почвообразующая порода (риолитовый туф) содержит многочисленные включения углефицированных органических остатков. Их микростроение было изучено методом сканирующей электронной микроскопии. Основные результаты представлены на рис. 5. Подавляющая доля углей имеет трубчатое строение. Все разнообразие углей с трубчатым строением тканей было объединено в две группы. Ткани первого типа массивные, состоят из толстостенных трубок с внешним диаметром около 10 мкм и внутренним диаметром 2–4 мкм. Трубки тесно прилегают друг к другу и хаотично ориентированы (рис. 5a, 5b). Ткани второго типа состоят из трубок как минимум двух видов. Основная масса рыхлая, представлена тонкими (с диаметром около 5 мкм) тонкостенными трубочками, ориентированными беспорядочно. В этой массе встречаются редкие толстостенные вертикально ориентированные трубки с диаметром до 40 мкм (скелетные). Внутренняя поверхность этих трубок не орнаментированная, гладкая (рис. 5c, 5d).

Помимо углей с трубчатым строением тканей, в образцах палеопочвы были встречены редкие остатки растений. На рис. 5e, 5f представлены фотографии фрагментов растения, предположительно отнесенного к зостерофиллопсидовым (отдел *Rhyniophyta*), в ископаемом состоянии известного с конца силура по конец девона [43].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Комплекс полученных аналитических данных показал, что инертный по своей природе риолитовый туф и сформированная на нем некорнеобитаемая палеопочва демонстрируют выраженные признаки агрессивного химического выветривания. Описанная палеопочва охарактеризована как литоэкстремальная (бедный минеральный субстрат, токсична), биотичная, скорее всего, инситная. Можно предположить и синлитогенную ее

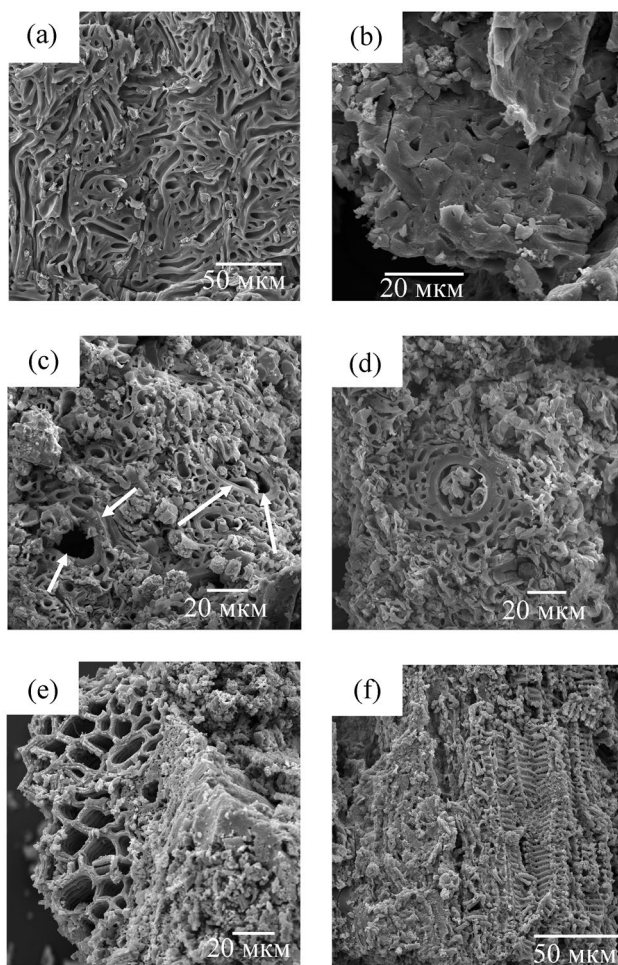


Рис. 5. Микростроение углистых включений в риолитовом туфе по данным РЭМ: а и b – строение тканей вымершего организма *Nematophytale*; с – строение тканей вымершего организма *Prototaxites*, стрелками показаны “скелетные” трубки; d – морфология “скелетной” трубки *Prototaxites*; e–f – строение тканей вымершего сосудистого растения класса зостерофиллопсидовые (*Zosterophyllopsida*) из слоя 3/2 профиля PV22-2.

природу. Глубокие химические преобразования в ней носят преимущественно локальный (очаговый) характер, и почвообразование не сопровождается формированием выраженного горизонтного строения. В пользу инситности говорят следующие морфологические и аналитические характеристики: иллювирирование глины и формирование кутан, языковатая подошва, формирование Fe-гипсовых нодулей, подвижность и профильное перераспределение Fe, сопровождающееся ожелезнением подошвы. В палеопочве формируются каолинит, Fe-оксиды, Fe-сульфаты (язозит и вольтаит), гипс, пирит. Для кровли палеопочвы характерны оглинивание, рост содержания Al_2O_3 ,

Fe₂O₃, рост величины магнитного сигнала и величин отношений Al/Ti, Ba/Sr, K/Rb, индекса латеритизации (IOL). Движущей силой этих процессов выступал пирит, замещающий аллохтонные включения углей. Наличие сульфидов и существование условий, способствующих их окислению, объясняют выявленный факт распространения содержащих сульфаты палеопочв в пределах влажного тропического пояса, где (несколько южнее экватора) в среднем девоне располагалась изученная в данной работе территория [42].

Палеопочва богата остатками биоты (угли, споры), которая представляется скорее аллохтонной. Подавляющая доля изученных углей принадлежит группе *Nematophyta* – наиболее проблематичной группе ископаемых организмов, таксономическое положение которой до сих пор не установлено. С позднего силура до конца девона эти организмы получили широкое распространение на всех континентах. Таксон представлен множественными видами трубчатых организмов. Согласно современной точке зрения, это уникальные наземные многоклеточные гетеротрофные организмы, не имеющие аналогов в современном мире [34]. По мнению одних авторов они наиболее близки к грибам [23, 26, 34], по мнению других – лишайникам [25].

По предварительному заключению, морфология обнаруженных трубчатых тканей типа 1 близка остаткам организма *Nematophytales*, описанного в работе [23]. Трубчатые ткани второго типа принадлежат *Prototaxites loganii* [34, 43]. Часть остатков нематофитов принадлежит новым видам, что, наряду с хорошей сохранностью материала, представляет перспективу для их дальнейшего углубленного изучения. В стадии завершения находятся также исследования спорового комплекса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанная палеопочва эйфельского возраста (средний девон) – древнейшая из обнаруженных на территории Воронежской антеклизы, первая из описанных кислых сульфатных палеопочв палеозоя на территории России. Ранее раннепалеозойский континентальный этап на территории Воронежской антеклизы охарактеризован не был. Комплекс полученных данных позволяет предположить, что изученная палеопочва являлась элементом палеоландшафта, который представлял собой незатапливаемую равнину с бескорневой мохоподобной растительностью. Свидетельствами доминирования окислительных обстановок являются продукты окисления пирита: ярозит и гипс. Вызывает вопрос сосуществование гипса и каолинита, когда первый является индикатором аридности, а второй – напротив, влажных обстановок. Однако, учитывая характерные времена формирования этих

минералов, можно говорить о сезонности в целом влажного тропического климата.

Находки корок выветривания на гранитных валунах в основании изученной палеопочвы – еще один интересный объект для изучения. Полученные аналитические данные свидетельствуют, что они представляют собой самостоятельный автохтонный продукт преобразования гранита с участием микробиоты – специфическим биокосным, почвоподобным телом. Для них характерна стратификация строения и макромасштабность развития. Полагаем, что преобразование гранита могло происходить под влиянием наложенного почвообразования – процессов в перекрывающей их кислой сульфатной палеопочве (“overprinting”).

Захороненная в туфе биота в виде углефицированных и частично пиритизированных органических остатков, а также спор характеризуется большим биоразнообразием и отличается хорошей сохранностью. Большинство углей принадлежит остаткам нематофитов. Эти находки нематофитов среднедевонского возраста – первые на территории Центрального девонского поля. Интерес представляет находка раннепалеозойских криптоспор типа *Tetraplanisporites*, также ранее не встреченных. Изложенный в статье материал показал, что отложения девона в Павловском карьере продолжают удивлять и восхищать!

БЛАГОДАРНОСТЬ

Аналитические работы выполнены на базе аналитического центра ФИЦ ПНЦБИ РАН (Пушино). Авторы благодарны руководству и геологической службе карьера Павловск-Неруд за содействие в проведении экспедиционных исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования поддержаны Российским научным фондом, проект № 22-27-00370.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Т.В. Почвы девона и карбона. Современное состояние исследований в России (обзор литературы) // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1157–1169.
2. Алексеева Т.В. Почвообразование и почвы в девоне и карбоне на территории Северной Евразии: строение, типы, биота, палеоклиматические архивы и стратиграфическая значимость. Дис. ... д.г.-м.н. М., 2020.

3. Астафьева М.М., Розанов А.Ю., Хувер Р. Фрамбоиды: их структура и происхождение // Палеонтологический журнал. 2005. № 5. С. 3–9.
4. Гоманьков А.В. *Orestovia*-подобные растения из девона России: морфология и таксономическое положение // *Lethaea Rossica*. 2019. Т. 18. С. 16–31.
5. Горячкин С.В. География экстремальных почв и почвоподобных систем // Вестник РАН. 2022. Т. 92. № 6. С. 564–571.
6. Ищенко Т.А., Ищенко А.А. Среднедевонская флора Воронежской антеклизы. Киев: Наукова Думка, 1981. 112 с.
7. Красильников П.В., Сафонова В.М., Седов С.Н. Сульфатнокислое выветривание в почвах Северной Карелии // Почвоведение. 1995. № 6. С. 740–746.
8. Розанов А.Ю., Астафьева М.М. Празинофиты (зеленые водоросли) из нижнего протерозоя Кольского полуострова // Палеонтологический журнал. 2008. № 4. С. 90–93.
9. Савко А.Д. Геология Воронежской антеклизы // Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронежского гос. ун-та. 2002. Вып. 12. 165 с.
10. Синицин В.М. Древние климаты Евразии. Ч. 3. Вторая половина Палеозоя (девон, карбон, пермь). Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1970. 131 с.
11. Таргульян В.О., Мергелов Н.С., Горячкин С.В. Почвоподобные тела на Марсе // Почвоведение. 2017. № 2. С. 205–218.
12. Alekseeva T.V., Alekseev A.O., Mitenko G.V. A paleosol on a Pre-Cambrian ferruginous quartzite weathering crust (Stary Oskol, Belgorod Region, Russia) // *Paleontological J.* 2021. V.55. P. 1476–1490.
13. Alekseeva T., Kabanov P., Alekseev A., Kalinin P., Alekseeva V. Characteristics of early Earth's critical zone based on Middle-Late Devonian palaeosols properties (Voronezh High, Russia) // *Clays and Clay Minerals*. 2016. V. 64. P. 677–694.
14. Alekseeva T., Kalinin P., Malishev V., Alekseev A.O. Sulfide oxidation as a trigger for rhyolite weathering and paleosol formation in Devonian (Voronezh High, South Russia) // *Catena* 2023. V. 220A. P. 106712.
15. Andriessse W., van Mensvoort M.E.F. Acid sulfate soils, distribution and extent // *Encyclopedia of Soil Science* / Ed. Lal R., Marcel Dekker. 2002. 1476 p.
16. Babechuk M.G., Widdowson M., Kamber B.S. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India // *Chemical Geology*. 2014. V. 363. P. 56–75.
17. Bek J., Uhlirova M., Psenicka J., Sakala J. Preliminary results on reproductive organs and in situ spores of an early land plant *Tichavekia grandis* Pšenička et al. from Přídolí (upper Silurian) of the Prague Basin, Czech Republic // *Palaeoworld*, 2023. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2023.01.014>
18. Bockheim J.G. (ed.) *The Soils of Antarctica: Switzerland*, Springer International Publishing, 2015. 322 p.
19. Broushkin A.V., Gordenko N.V. *Istchenkophyton filiciforme* gen. et sp. nov., a new small vascular plant with thick cuticle from the Devonian of Voronezh Region (European Russia) // *Paleontological J.* 2009. V. 43(10). P. 1202–1216.
20. Butler B., Rickard D. Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulfide // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. P. 2665–2672.
21. Carter J., Viviano-Beck Ch., Loizeau D., Bishop J., Le Deit L. Orbital detection and implications of akaganite on Mars // *Icarus*. 2015. V. 253. P. 296–310.
22. De Kimpe C., Miles N. Formation of swelling clay minerals by sulfide oxidation in some metamorphic rocks and related soils of Ontario, Canada // *Can. J. Soil Sci.* 1992. V. 72. P. 263–270.
23. Edwards D., Axe L. Evidence for a fungal affinity for *Nematasketum*, a close ally of *Prototaxites* // *Botanical J. Linnean Soc.* 2012. V. 168. P. 1–18.
24. Fitzpatrick R.W., le Roux J., Schwertmann U. Amorphous and crystalline titanium and iron-titanium oxides in synthetic preparations, at near ambient conditions, and in soil clays // *Clays and Clay Minerals*. 1978. V. 26(3). P. 189–201.
25. Honegger R. Fossil lichens from the Lower Devonian and their bacterial and fungal epi- and endobionts // *Biodiversity and Ecology of fungi, lichens and mosses. Kerner von Marilaun Workshop 2015 in memory of Josef Poelt. Biosystematics and Ecology Series. V. 34. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, 2018. P. 547–563.*
26. Hueber F.M. Rotted wood-alga-fungus: history and life of *Prototaxites* Dawson 1859 // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2001. V. 116(1–2). P. 123–158.
27. Kabanov P. Stratigraphic Unconformities: Review of the concept and examples from the Middle-Upper Paleozoic // *Seismic and Sequence Stratigraphy and Integrated Stratigraphy – new insights and contributions*. 2017. Ch. 6. P. 101–127.
28. Krassilov V.A., Raskatova M.G., Istchenko A.A. A new archaeopteridalian plant from the Devonian of Pavlovsk, U.S.S.R // *Rev. Palaeobotany Palynology*. 1987. V. 53. P. 163–173.
29. Mendonca S.K.G., Moraes E.M.V., Otero X.L., Ferreira T.O., Correa M.M., Sousa J.E.S., Nascimento C.W.A., Neves L.V.M.W., Souza Junior V.S. Occurrence and pedogenesis of acid sulfate soils in north-eastern Brazil // *Catena*. 2021. V. 196. 104937.
30. Miall A.D. The valuation of unconformities // *Earth-Science Rev.* 2016. V. 163. P. 22–71.
31. Moessbauer spectroscopy / Eds. Yoshida Y., Langouche G., Springer, 2013. 317 p.

32. *Murad E., Cashion J.* Mössbauer Spectroscopy of Environmental Materials and their Industrial Utilization. Kluwer, 2004. 418 p.
33. *Nabhan S., Lubert T., Scheffler F., Heubeck C.* Climatic and geochemical implications of Archean pedogenic gypsum in the Moodies Group (~3.2 Ga), Barberton Greenstone Belt, South Africa // *Precambrian Res.* 2016. V. 275. P. 119–134.
34. *Nelsen M.P., Boyce C.K.* What to do with *Prototaxites*? // *Int. J. Plant Sci.* 2022. V. 183(6). P. 556–565.
35. *Retallack G.J.* Paleosols and paleoenvironments of early Mars // *Geology.* 2014. V. 42(9). P. 755–758.
36. *Retallack G.J.* The oldest known paleosol profiles on Earth: 3.46 Ga Panorama Formation, Western Australia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2018. V. 489. P. 230–248.
37. *Retallack G.J.* Ordovician-Devonian lichen canopies before evolution of woody trees // *Gondwana Research.* 2022. V. 106. P. 211–223.
38. *Retallack G.J.* Soil salt and microbiome diversification over the past 3700 million years // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2022. V. 598. P. 111016.
39. *Retallack G.J., Jepson S., Broz A.* Petrogypsic paleosols on Mars // *Icarus* 2023. V. 394. P. 115436.
40. *Retallack G.J., Noffke N.* Are there ancient soils in the 3.7 Ga Isua Greenstone Belt, Greenland? // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2019. V. 514. P. 18–30.
41. *Rubinstein C.V., Vajda V.* Baltica cradle of early land plants? Oldest record of trilete spores and diverse cryptospore assemblages; evidence from Ordovician successions of Sweden // *GFF.* 2019. V. 141(3). P. 181–190.
42. *Scotese C.R.* Atlas of Earth History. Part 1. Paleogeography: PALEOMAP Project, Arlington. Texas, 2001. 52 p.
43. *Taylor T.N., Taylor E.L., Krings M.* Paleobotany and the evolution of plants. Academic Press, 2009. 1253 p.
44. *Wellman C.H., Cascales-Miñana B., Servais T.* Terrestrialization in the Ordovician // *Geological Society.* 2022. V. 532(1). P. 171–190.
45. *Wilson B.P.* Elevations of sulfurous layers in acid sulfate soils: What do they indicate about sea levels during the Holocene in eastern Australia? // *Catena.* 2005. V. 62. P. 45–56.
46. *Zazovskaya E.P., Fedorov-Davydov D.G., Alekseeva T.V., Dergacheva M.I.* Soils of Queen Maud Land // *The Soils of Antarctica.* Berlin: Springer, 2015. P. 21–44.

Devonian Acid Sulfate Paleosol – First Finding on Central Devonian Field (Voronezh High, South Russia)

T. V. Alekseeva^{1, *}, and A. O. Alekseev¹

¹*Institute of Physical Chemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino Moscow region, 142292 Russia*

**e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su*

The paper presents the detail multidisciplinary study of middle Devonian (Eifelian) paleosol (PS) recently discovered on the territory of Voronezh Anticline. The paleosol is developed from acid volcanic rock – rhyolitic tuff. The thickness of PS varies from 20 to 150 cm depending on the relief of Proterozoic basement beneath it. Tuff contains the inclusions of allochthonous coal particles, most part of each is substituted with pyrite. Main part of coal particles belongs to remnants of enigmatic biota – *Nematophytes*. The absence of rhizoliths and the microstructure of plant debris allowed to presume that PS was developed under primitive rootless vegetation. The paleosol formation is the result of predominantly chemical weathering. Its development was initiated by pyrite oxidation. PS demonstrates the following complex of pedological signs: kaolinite clay formation and redistribution, tongue bottom, Fe mobility, formation of Fe and gypsum containing nodules, in situ formation of kaolinite, gypsum, Fe-oxides, Fe-sulphates. Based on analytical data the discovered PS is attributed to acid sulphate soil. Deep transformation of parent rocks had the localized character and was not accompanied by formation of distinct soil horizons.

Keywords: chemical weathering, rhyolite, pyrite, gypsum, Nematophytes

ПРИЗНАКИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ НА МАТЕРИАЛЕ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ЛИВВИЯ (КАРЕЛИЯ)

© 2024 г. С. В. Наугольных* (ORCID: 0000-0001-6506-7319)

Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

*e-mail: naugolnykh@list.ru

Поступила в редакцию 14.06.2023 г.

После доработки 25.08.2023 г.

Принята к публикации 26.08.2023 г.

Рассмотрены ископаемые цианобактериальные пленки из нижнепротерозойских шунгитов (ливвий) Карелии, ранее описанные как условно-формальный вид *Cyathotes nigoserica* Makarikhin. Эти пленки были образованы бактериями и, возможно, грибами, существовавшими в условиях литорали или супралиторали (зоне захлеста волн). На адаптацию этих микроорганизмов к существованию в условиях временного (возможно, долговременного) осушения указывает развитие у них плотных покровов, препятствовавших высыханию тела организма. Это сообщество интенсивно воздействовало на минеральный субстрат, изменяя его структуру и обогащая биогенами и формируя, таким образом, архаичный почвенный микропрофиль. Признаками древнего почвообразования, обнаруженными в ходе исследований, можно считать преобразование текстуры поверхности минерального субстрата жизнедеятельностью наземных организмов (бактерий, грибов) с формированием специфического ячеистого рельефа, изменение внутренней структуры этого субстрата с появлением слепков клиновидных трещин в подстилающей матриксе, перераспределение неорганических соединений в ходе образования палеопочвенного микропрофиля (повышение содержания окиси кремния в верхней части профиля с одновременным уменьшением количества оксидов железа).

Ключевые слова: палеопочвы, докембрий, Фенно-Скандия, бактерии, шунгиты, FPS-профили

DOI: 10.31857/S0032180X24010034, **EDN:** ZLSEKN

ВВЕДЕНИЕ

Интенсивное изучение докайнозойских палеопочв в самых разных регионах мира привело к открытию не только раннепалеозойских (в частности, ордовикских [19, 24, 28, 30] палеопочв, но и палеопочвенных профилей, сохранившихся в докембрийских отложениях [26]. В некоторых случаях вместе с ордовикскими палеопочвами удалось найти предполагаемые остатки наземных растений [12, 13, 24].

Как справедливо отмечал Г. Реталляк [25, 27, 29], палеопочвы содержат богатейший потенциал для реконструкции наземных палеогеографических и палеоклиматических обстановок, существовавших в отдаленном геологическом прошлом, вплоть до 3 млрд л. н. и ранее (есть указания на обнаружение мезоархейских палеопочв возрастом около 3100 млн лет [26]). При этом важно помнить, что часть признаков, широко используемых при описании современных почв (например, цвет генетических горизонтов, степень глинистости, наличие и характер сликенсаидов), может

использоваться в палеопочвоведении с очень большой осторожностью. Однако аналитические данные, в особенности, геохимическая характеристика предполагаемых генетических горизонтов, а также состав комплексов микробиоморф, характеризующих палеопочвенный профиль, совершенно необходимы при изучении любой палеопочвы от плейстоцена до глубокого докембрия. Именно эти данные позволяют подойти к реконструкции факторов почвообразования, имевших место при образовании палеопочвенного профиля [23].

Наличие палеопочв в докембрийских отложениях отмечалось многими исследователями. Например, в основании группы Elliot Lake возрастом около 2.45 млрд лет, обнажающейся в Канаде к северу от озера Гурон, обнаружены граниты, явно измененные в аэральных условиях в раннепротерозойское время [17, 20, 31]; обсуждение приведено в работе [25]. Палеопочва Denison возрастом более 2.3 млрд лет, обнаруженная в этом же регионе [22] (обсуждение см. в [26]), образована на исходно терригенных породах, преобразованных процессами

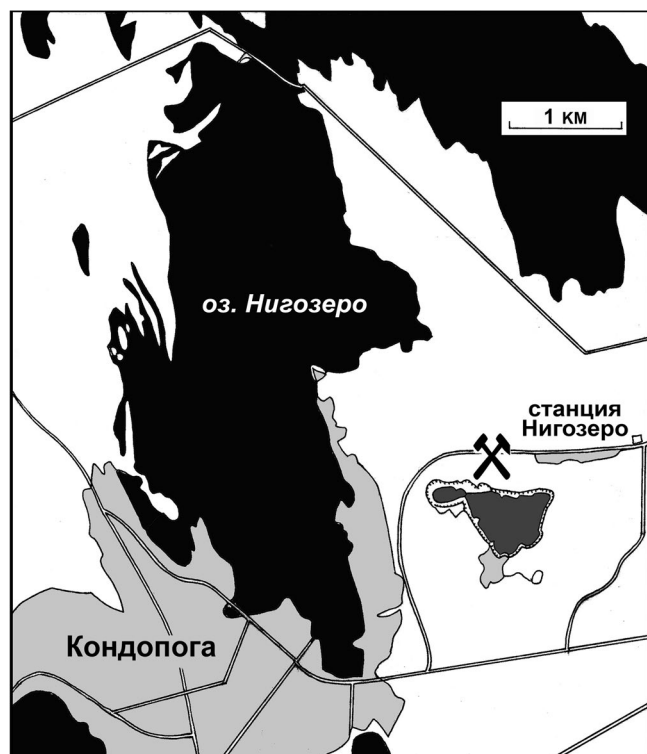


Рис. 1. Карта-схема. Географическое положение местонахождения остатков *Cyathotes nigoserica* Makarikhin (отмечено скрещенными молотками).

глубокого метаморфизма. Есть указания на то, что уже в архейскую эру около 3.5 млрд л.н. бактериальные сообщества воздействовали на субстрат в наземных условиях [14].

Раннепротерозойские палеопочвы описаны из отложений возрастом 2.7–2.6 млрд лет в Южной Африке [33, 34]. Раннепротерозойская вертисоль возрастом 2.2 млрд лет обнаружена в восточной части Индии [16]. Широкий многосторонний аналитический обзор докембрийских и раннепалеозойских палеопочв приведен в работе [11].

Присутствие ископаемых микробиот в аэраль-ных и субаэраль-ных комплексах раннего протерозоя Карелии уже неоднократно отмечалось в литературе (например, [4]). Было отмечено присутствие микроорганизмов в палеопочвах, обозначенных в протологе как “коры выветривания”, образованных на продуктах разрушения (по мнению автора, в основном биогенного; подробнее см. ниже) магматических пород (преимущественно, плагио-гранитов и гранитов) охтинской серии возрастом 2.8 млрд лет [4, с. 13].

Настоящая работа посвящена предварительной характеристике возможных палеопочвенных микропрофилей (FPS-профилей) из нижнепротерозойских отложений Карелии. Особое внимание

было уделено описанию макро- и мезоморфологии палеопочвы, анализу состава микробиоморф и геохимической характеристике одного из наиболее представительных профилей.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Основная часть использованных в настоящем исследовании материалов происходит из стенки частично затопленного карьера, расположенного в 1 км к северо-востоку от г. Кондопога (Республика Карелия), в 1 км к востоку от оз. Нигозеро (рис. 1). Образцы были собраны в 2020 г. геологом-краеведом М.И. Казаченко (г. Москва). Дополнительные наблюдения над породами этого типа (шунгиты с признаками преобразования в аэраль-ных условиях), находящимися не в коренном залегании, были произведены лично автором в 2010 и 2015 гг. на восточном берегу Онежского озера в районе Андомской горы и у п. Исаково по берегам Тудозера (Вологодская область).

Микробиоморфы были изучены в сканирующем электронном микроскопе Vega Tescan MV 2300 (Геологический институт РАН). Геохимическое изучение разреза рис. 2b было проведено в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН. Состав оксидов и микроэлементов был определен на рентгеновском спектрометре Tiger S8 (Bruker).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Макро- и мезоморфология. Первой и наиболее яркой особенностью изученных образцов являются специфические поверхностные текстуры характерного ячеистого строения, первоначально описанные как *Cyathotes nigoserica* Makarikhin [10].

Характеристика этих текстур, которая приведена в протологе, отличается некоторой лаконичностью. Имеющиеся образцы позволяют существенно расширить описание за счет включения в него дополнительных деталей. Сама поверхность, без особых сомнений может быть интерпретирована как ископаемая цианобактериальная пленка на основании обнаружения многочисленных микробиоморф бактериальной природы. Цианобактериальная пленка и субстрат, расположенным под ней, могут рассматриваться как верхняя часть палеопочвенного микропрофиля.

Ячейки, формирующие рельеф поверхности, образованы сочетанием морщин (в протологе описания вида они названы “гребешками”) и бугорков с положительным рельефом и понижений (в протологе обозначены как “конкавы”) и желобков с отрицательным (негативным) рельефом (рис. 2a–2e). Морфологические элементы первого порядка (морщины, бугорки, понижения и желобки) осложнены морфологическими элементами

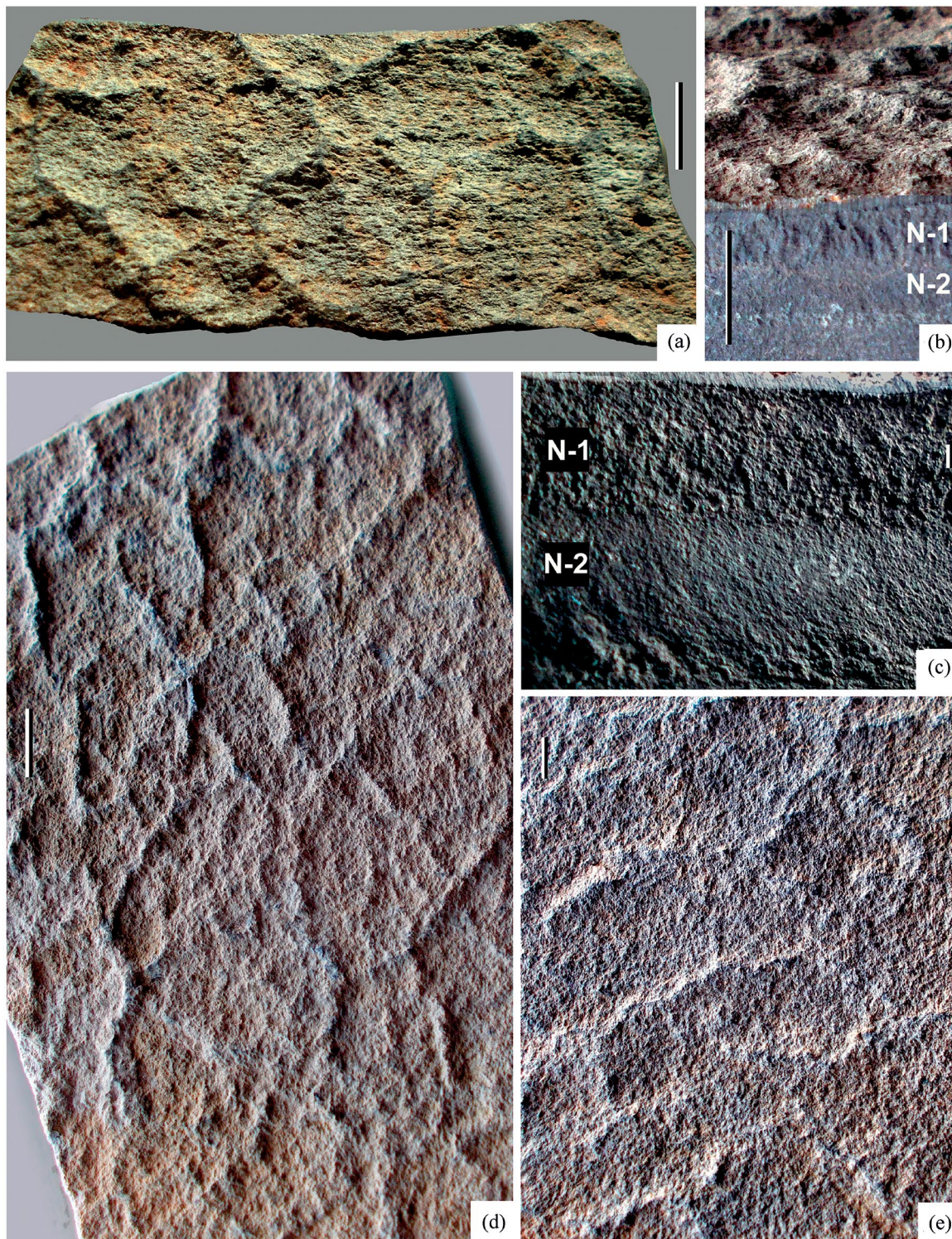


Рис. 2. Ископаемые остатки *Cyathotes nigoserica* Makarikhin (a, d, e) и строение FPS-профиля (b, c). (a) Цианобактериальный мат (пленка) с крупными ячейками первого порядка и субпараллельными микроморщинками второго порядка; (b) строение палеопочвенного микропрофиля и уровни отбора образцов для аналитических исследований; (c) различия в макростроении условных слоев (генетических горизонтов микропрофиля) палеопочвы и уровни отбора образцов N-1 и N-2; (d) характер морщинистости поверхности цианобактериальной пленки с ячейками двух порядков; (e) характер поверхности с крупными ячейками первого порядка, а также морщинистостью второго порядка, совмещенной с мелкобугорчатым рельефом третьего порядка. Нижний протерозой, ливвий; местонахождение Нигозеро. Длина масштабной линейки – 1 см (a, b, d); 1 мм (c, e).

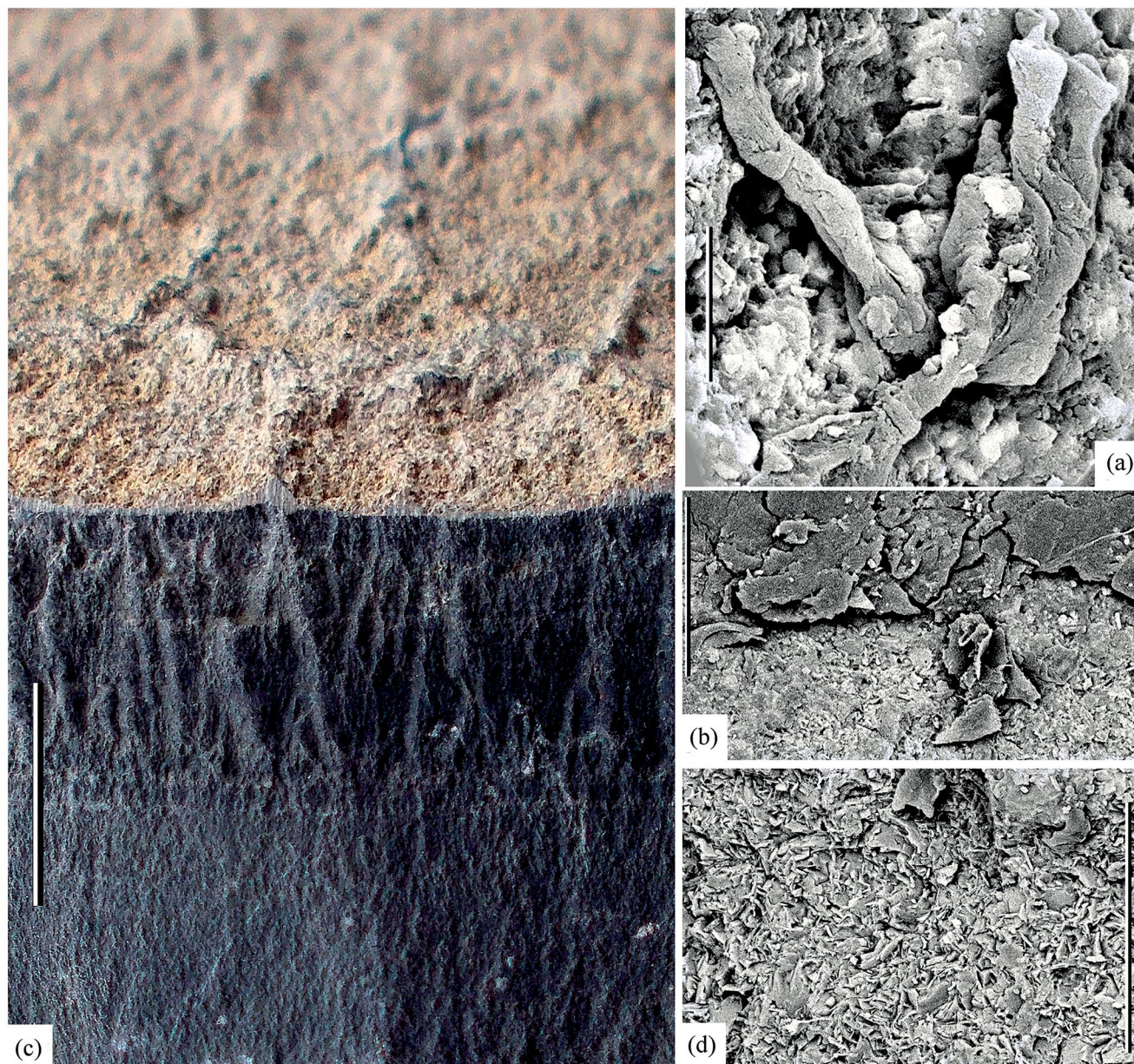


Рис. 3. Ископаемые остатки цианобактерий (а), характер поверхности образцов уровня N-1 (b) и N-2 (d) и строение FPS-профиля (b), перекрытого цианобактериальной пленкой *Syathotes nigoserica* Makarikhin (c). Нижний протерозой, ливвий; местонахождение Нигозеро. Длина масштабной линейки – 10 мкм (а); 100 мкм (b, d); 1 см (с).

второго порядка, образованными тонкими, часто однонаправленными морщинками, формирующими тонкую сеть с субпараллельным расположением отдельных элементов, в которой изредка встречаются округлые образования около 0.5 мм в диаметре (возможно, грибы или минерализованные колонии бактерий). Эта сеть наблюдается только на образцах хорошей сохранности.

Многоугольники, образующие рельеф первого порядка, имеют относительно неправильные очертания и существенно различаются по форме

и размерам, в среднем варьируя от 1 до 6 см по наибольшему измерению. Высота морщин, ограничивающих ячейки, в среднем равна 1–1.5 мм, но у наиболее крупных морщин может достигать 2 мм. В месте соединения двух соседних морщин их высота обычно увеличивается, что было отмечено при описании вида. Морщины, как правило, изогнуты, причем направление изогнутости меняется довольно хаотично. Вследствие этого углы ячеек изменяются в очень широких пределах: от острых (около 40°) до тупых (до 110°). В целом, рельеф

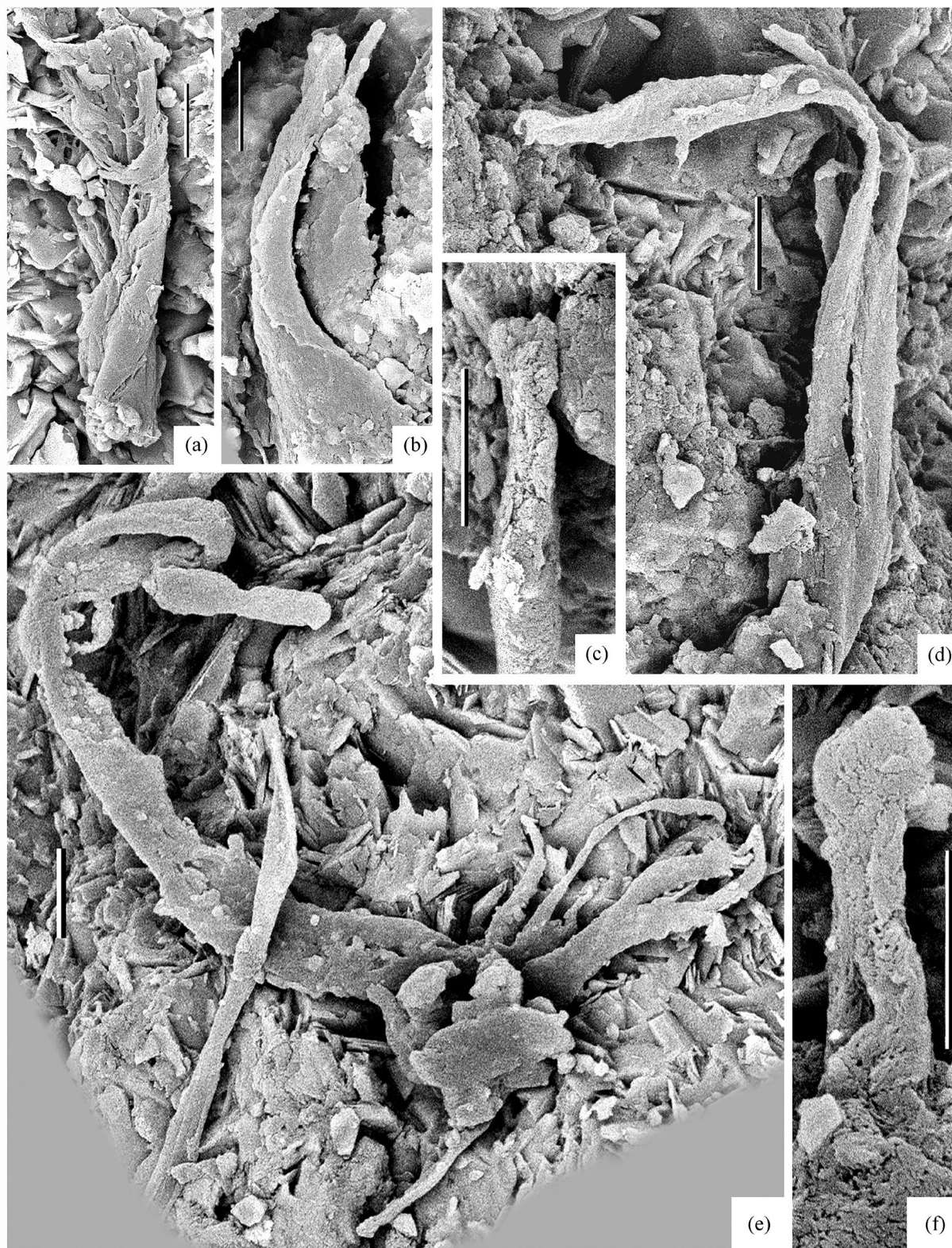


Рис. 4. Микробиоморфы из образца N-1, перекрытого цианобактериальной пленкой *Cyathotes nigoserica* Makarikhin. Простая удлиненная (“нитчатая”) форма с латеральными выростами (а); форма, дихотомирующая в апикальной части (b); форма, дихотомирующая в базальной части (d); форма, совмещающая апикальную и базальную дихотомию (e), а также формы с апикальным расширением (c, f). Нижний протерозой, ливвий; местонахождение Ниг-озеро. Длина масштабной линейки – 10 мкм.

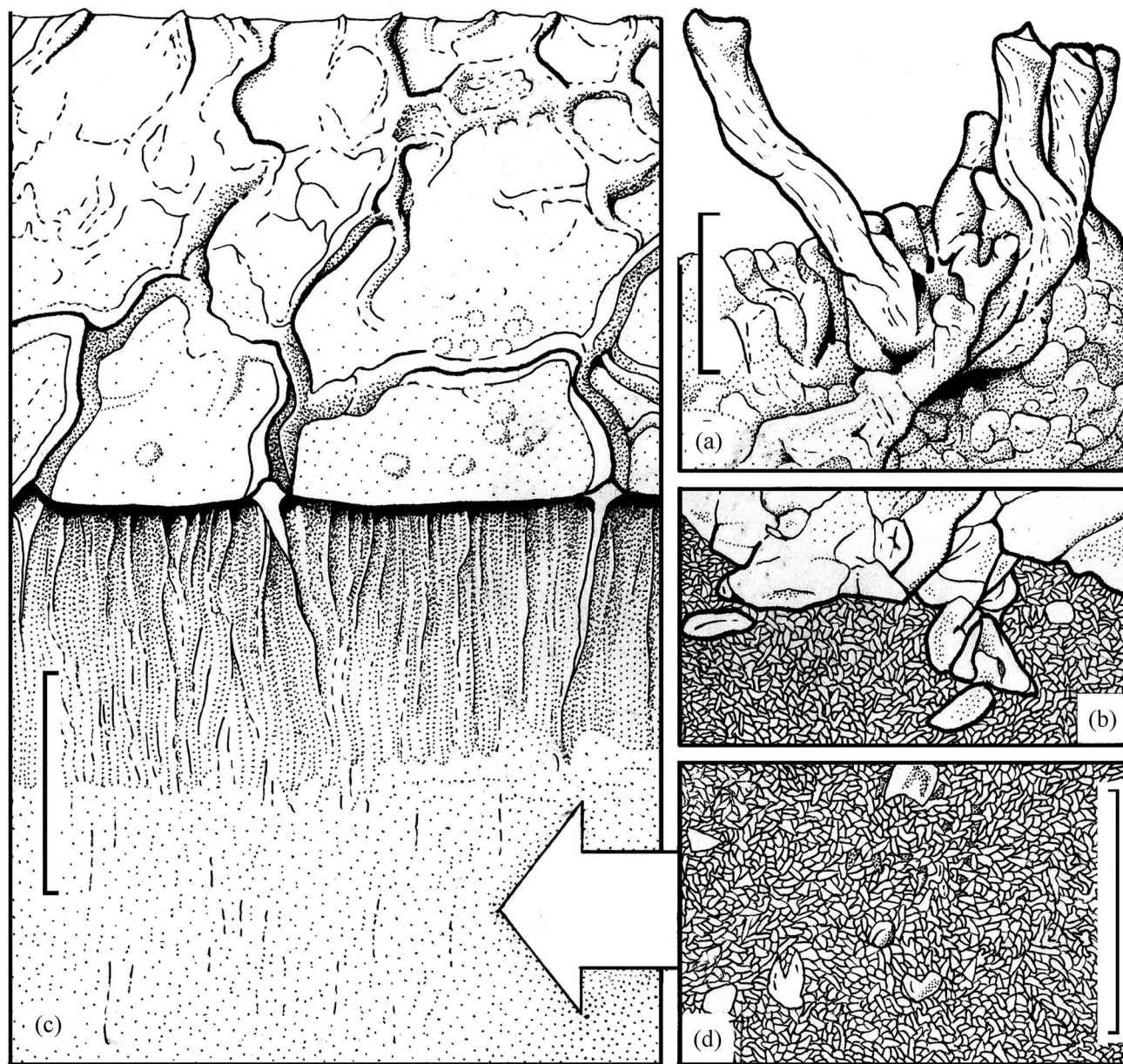


Рис. 5. Ископаемые остатки цианобактерий (а), мезоморфология образцов уровней N-1 (b) и N-2 (d) и строение FPS-профиля (b), перекрытого цианобактериальной пленкой *Cyathotes nigoserica* Makarikhin (c); интерпретационная прорисовка. Нижний протерозой, ливвий; местонахождение Нигозеро. Длина масштабной линейки – 10 мкм (а); 100 мкм (b, d; дана общая линейка, помещенная на части d); 1 см (с).

поверхности цианобактериальной пленки обладает отчетливой фрактальностью: макрорельеф повторяет основные очертания мезорельефа и, отчасти, микрорельефа.

Сеть морщинок второго порядка образована микрогребенчатой текстурой поверхности, скорее всего, отражающей деформацию цианобактериальной пленки, покрывавшей субстрат. Ширина и высота микроморщинок не превышают 0,5 мм. Длина отдельных морщинок может достигать 2 см, но

в среднем равна 7–8 мм. Микроморщинки обычно слегка извилистые, реже – ровные. Встречаются варианты поверхности, где микроморщинки замещены микрочастистым рельефом (рис. 2e). Иногда на поверхности цианобактериальной пленки встречаются небольшие округлые образования около 0,7–1 мм в диаметре, возможно, являющиеся остатками каких-то симбиотических, предположительно, эукариотических организмов, возможно, грибов.

Образцы с текстурами “циатотес” нередко отличаются отчетливой вертикальной анизотропией (рис. 2b, 2c), которая выражается в большом количестве органического вещества в той части микропрофиля (условном слое), которая непосредственно примыкает к ячеистой поверхности, т.е. к цианобактериальной пленке (рис. 2b, 3c, 5a).

Морщинкам на поверхности пленки соответствуют слепки клиновидных трещин в подстилающем субстрате, при этом, как это было справедливо отмечено в протологе “...вещество, выполняющее трещины, всегда отлично от вещества субстрата, обычно резко от него отграничено” [10, с. 136], что в целом подтверждается и настоящими наблюдениями. Очевидно, эта тонкая пленка, обогащенная органическим веществом, и соответствует поверхности, заселенной цианобактериальным сообществом.

В этом же стратиграфическом интервале, где находятся палеопочвенные микропрофили, периодически встречаются уровни с поверхностями, разбитыми древними трещинами усыхания на полигональные структуры, образуя своего рода “палеотакры”. Наличие таких поверхностей со всей определенностью свидетельствует, что осадок, из которого образовался шунгит, накапливался в исключительно мелководных условиях и периодически осушался, возможно, в приливно-отливной зоне.

Микробиоморфы, извлеченные из FPS-профиля (образец N-1: рис. 2b), включают несколько отчетливых морфотипов, особенно часто встречаются относительно крупные бактериальные чехлы удлиненных очертаний, состоящие из плотного полимерного органического вещества, напоминающего кутикулу, хорошо сохраняющего первоначальную форму организма. Встречаются как простые (рис. 4a, 4b), так и ветвящиеся (рис. 3a, 4d, 4e, 5a) варианты микробиоморф этого типа. Средняя длина удлиненных чехлов варьирует от 40 до 100 мкм, при ширине около 7–10 мкм.

Помимо этого морфотипа, встречаются нитевидные формы с отчетливым апикальным расширением (рис. 4c, 4f), а также формы округлых, овальных и веретеновидных очертаний.

Микробиоморфы, обнаруженные в палеопочвенных микропрофилях Нигозера, имеют много общего с современными бактериями *Phormidium* Kützing ex Gomont, 1892 и *Chloroflexus* Pierson and Castenholz, 1974, обитающими в субэральных обстановках в бактериальных матах, окружающих вулканические горячие источники [4, 32], причем *Phormidium* также встречается в аридных ландшафтах по берегам эфемерных водоемов [18], т.е. в условиях, экологически близких к тем, которые могли существовать в раннем протерозое в пределах некоторых регионов Фенно-Скандии.

Таблица. 1. Геохимическая характеристика изученного палеопочвенного микропрофиля (положение взятия проб N-1 и N-2 отмечено на рис. 2b).

Параметр	Проба	
	N-1	N-2
SiO ₂ , %	51.69	41.62
TiO ₂ , %	1.71	1.96
Al ₂ O ₃ , %	14.53	15.90
Fe ₂ O ₃ , %	8.74	10.04
FeO, %	9.81	16.50
MnO, %	0.11	0.15
MgO, %	2.72	2.83
CaO, %	1.50	1.69
Na ₂ O, %	2.64	2.09
K ₂ O, %	1.10	0.64
P ₂ O ₅ , %	0.15	0.13
ППП, %	5.23	5.91
Сумма, %	99.91	99.46
As, ppm	<5.0	<5.0
Ba, ppm	282	192
Co, ppm	67	160
Cr, ppm	292	291
Cu, ppm	199	277
Ga, ppm	25	30
Mo, ppm	<2.0	3.0
Nb, ppm	16	17
Ni, ppm	140	194
Pb, ppm	3.6	<2.0
Rb, ppm	35	20
S, ppm	<100	<100
Sc, ppm	55	48
Sr, ppm	122	101
Th, ppm	4.7	6.3
U, ppm	2.2	<2.0
V, ppm	168	<5.0
Y, ppm	28	32
Zn, ppm	167	259
Zr, ppm	204	209

Микробиоморфы, практически идентичные описанным выше нитевидным чехлам бактерий из шунгитов Нигозера, были изображены из нижнепротерозойской коры выветривания, обнажающейся близ озера Паанаярве, имеющей возраст около 2.4 млрд лет [4, табл. IX, фиг. 1, 2]. Большое сходство наблюдается между нитевидными

формами с апикальным расширением (рис. 4с, 4f) и формами, интерпретированными как спорангии грибов из нижнедевонских отложений Сибири [4, табл. XXXVII, рис. 2]. Сходные остатки грибов с терминальными сферами, расположенными на филamente, описаны из верхнего протерозоя (вендских или эдиакарских отложений) Китая [21, рис. 3g].

Геохимическая характеристика. В геохимической характеристике микропрофиля одного из образцов нигозерской палеопочвы (рис. 2b, табл. 1) наблюдается некоторая дифференциация верхней (образец N-1) и нижней (образец N-2) проб. Между условным слоем N-1 и слоем N-2 наблюдается градационный переход, что характерно для границ между генетическими горизонтами в палеопочвах [25]. В верхнем образце отмечается повышенное содержание SiO_2 (51.69% в верхней пробе, в отличие от 41.62% в нижней пробе), которое отчетливо коррелирует с заметным уменьшением в верхнем образце количества оксидов железа (Fe_2O_3 : 8.74% в верхней пробе, в отличие от 10.04% в нижней; FeO : 9.81% в верхней пробе и от 16.50% в нижней). Возможно, это различие может быть объяснено стабилизацией поверхности палеопочвы в аэральных условиях, что привело к вымыванию оксидов железа из приповерхностного слоя с одновременным увеличением процентного участия окиси кремния. Этим процессом может объясняться диспропорция в количестве некоторых микроэлементов в пробах N-1 и N-2. Так, уменьшение количества меди в верхнем образце (199 ppm в верхней пробе, в отличие от 227 ppm в нижней пробе), никеля (140 ppm в верхней пробе, в отличие от 194 ppm в нижней) и цинка (167 ppm в верхней пробе, в отличие от 259 ppm в нижней), скорее всего, также отражает вымывание этих элементов из приповерхностного слоя при экспонировании палеопочвы в наземных условиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанные структуры имеют много общего с бактериальными пленками и бактериально-водорослевыми матами, образующимися в экстремальных условиях, стрессовых для других, более высокоорганизованных организмов. Возможно, цианобактериальные сообщества, описанные как условно-формальный вид *Cyathotes nigoserica* Makarikhin, были образованы бактериями и/или грибами, существовавшими в условиях литорали или супралиторали (зоне захлеста морских волн). На адаптацию этих микроорганизмов к существованию в условиях временного (возможного, долговременного) осушения указывает развитие у них плотных покровов, препятствовавших высыханию тела организма. Это сообщество активно

воздействовало на минеральный субстрат, изменяя его структуру и обогащая биогенами (например, такими биофильными соединениями как SiO_2) и формируя архаичный почвенный микропрофиль. Эволюционные тенденции, имевшие место в формировании наземных экосистем и, одновременно с этим, в развитии педосферы Земли усилились в позднем протерозое, когда в цианобактериальном сообществе все большее участие стали принимать эукариотические организмы, представленные примитивными эукариотическими водорослями, грибами и, возможно, лишайниками. Ранее опубликованы сведения о появлении тканевой дифференции у наиболее высокоорганизованных докембрийских водорослей в позднем протерозое [9]. Высока вероятность, что эта дифференциация явилась следствием адаптации этих растений к выживанию при периодическом осушении, например, в приливно-отливной зоне. Плотные поверхностные ткани, в этом случае, могли препятствовать высыханию таллома.

Современные исследования докембрийских палеопочв и палеопочв первой половины палеозоя [1–3, 5] со всей определенностью показывают, что нет принципиальной разницы между корами выветривания и палеопочвами как таковыми, поскольку даже на самых ранних стадиях развития наземных экосистем, в начале, преимущественно микробных, организмы активно воздействовали на минеральные субстраты или, иначе, на “косную” составляющую любой почвы.

Интересной особенностью описанных цианобактериальных пленок *Cyathotes nigoserica* Makarikhin является их фрактальный рельеф. Очень сходные, если не идентичные, структуры описаны для современных цианобактериальных пленок, образующихся в экстремальных условиях, которые во многом повторяют экстремальные условия докембрийской Земли [15].

Обнаружение признаков почвообразования в отложениях ливвия (нижний протерозой, 2.1 млрд л.н.) со всей определенностью указывает, что наземные субстраты начали осваиваться организмами (бактериями и, возможно, примитивными эукариотическими водорослями, грибами и лишайниками) еще в глубоком докембрии, как это предполагалось некоторыми биологами-эволюционистами [6–8].

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Геологического института РАН (Москва).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Кабанов П.Б., Калинин П.И.* Биокосные системы девона – палеопочвы и коры выветривания (Михайловский карьер КМА) // Микробные сообщества в эволюции биосферы. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2017. С. 132–146.
2. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Малышев В.В.* Геохимическая и минералогическая характеристика субэкранных поверхностей в пограничных отложениях девона и карбона разреза Колесовского карьера известняков (Тульская область) // Палеострат-2022. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 31 января–2 февраля 2022 г. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2022. С. 3.
3. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О.* Первая находка палеопочвы доэйфельского возраста в Павловском карьере гранитов (Воронежская область) // Палеострат-2023. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН, Москва, 30 января–1 февраля 2023 г. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2023. С. 11–12.
4. *Астафьева М.М., Герасименко Л.М., Гентнер А.Р. и др.* Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2011. 172 с.
5. *Астафьева М.М., Жегалло Е.А., Ривкина Е.М., Самылина О.С., Розанов А.Ю., Зайцева Л.В., Авдонин В.В., Карпов Г.А., Сергеева Н.Е.* Бактериальная палеонтология. М.: Российская Академия наук, 2021. 124 с.
6. *Берг Л.С.* Жизнь и почвообразование на докембрийских материках // Климат и жизнь. М.: ОГИЗ, 1947. С. 325–334.
7. *Бурзин М.Б.* Древнейший хитридиомицет (*Chytridiomycetes Incertae sedis*) из верхнего венда Восточно-Европейской платформы // Фауна и экосистемы геологического прошлого. М.: Недра, 1993. С. 21–33.
8. *Бурзин М.Б.* Докембрийские предтечи “пионеров суши” // Природа. 1998. № 3. С. 83–95.
9. *Гниловская М.Б.* О древнейшей тканевой дифференциации докембрийских (вендских) водорослей // Палеонтологический журнал. 2003. № 3. С. 92–98.
10. *Макарихин В.В., Кононова Г.М.* Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983. 180 с.
11. *Макеев А.О.* Экологическая роль палеопочв в геологической истории Земли // Почвы в биосфере и жизни человека. М., 2012. С. 183–283.
12. *Наугольных С.В.* Первые почвы и происхождение наземных растений // Наука в России. 2008. № 1. С. 37–43.
13. *Наугольных С.В.* Растения первых наземных экосистем // Вестник РАН. 2019. Т. 89. № 10. С. 1052–1061.
14. *Розанов А.Ю., Астафьева М.М., Вревский А.Б. и др.* Микрофоссилии раннедокембрийских кор выветривания Фенноскандинавского щита // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 83–90.
15. *Соина В.С., Мергелов Н.С., Кудинова А.Г., Лысак Л.В., Демкина Е.В., Воробьева Е.А., Долгих А.В., Шоркунов И.Г.* Исследования микробных сообществ почв и почвоподобных тел в экстремальных условиях Антарктиды // Микробные сообщества в эволюции биосферы. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2017. С. 147–166.
16. *Bandopadhyaya P.C., Eriksson P.G., Roberts R.J.* A vertic paleosol at the Archean – Proterozoic contact from the Singhbhum – Orissa craton, eastern India // Precambrian Research. 2010. V. 177. P. 277–290.
17. *Collins W.H.* North shore of Lake Huron // Memoirs of Geological Survey of Canada. 1925. V. 143. P. 1–160.
18. *Dadheech P.K., Casamatta D.A., Casper P., Krienitz L.* *Phormidium etoshii* sp. nov. (Oscillatoriales, Cyanobacteria) described from the Etosha Pan, Namibia, based on morphological, molecular and ecological features // Fottea, Olomouc. 2013. V. 13. P. 235–244.
19. *Feakes C.R., Retallack G.J.* Recognition and chemical characterization of fossil soils developed on alluvium; a Late Ordovician example // Geological Soc. Am. 1988. V. 216. P. 35–48.
20. *Frarey M.J., Roscoe S.M.* The Huronian Supergroup north of Lake Huron // Symposium on Bassins and Geosynclines of the Canadian Shield. Papers of Geological Survey of Canada. 1970. V. 70. P. 143–157.
21. *Gan Tian, Luo Taiyi, Pang Ke, Zhou Chuanming, Zhou Guanghong, Wan Bin, Li Gang, Yi Qiru, Czaja A.D., Xiao Shuhai.* Cryptic terrestrial fungus-like fossils of the early Ediacaran Period // Nature Commun. 2021. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-20975-1>.
22. *Gay A.L., Grandstaff D.E.* Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosols at Elliot Lake, Ontario, Canada // Precambrian Res. 1980. V. 12. P. 349–373.
23. *Jenny H.J.* Factors in Soil formation. N.Y.: McGraw-Hill, 1941. 281 p.
24. *Naugolnykh S.V.* Piterophyton gen. nov., a new genus of archaic land plants from the Upper Ordovician deposits of the European part of Russia // Wulfenia. Mitteilungen des Kärntner Botanikzentrums Klagenfurt. 2022. V. 29. P. 115–130.
25. *Retallack G.J.* Fossil Soils: indicators of ancient terrestrial environments // Paleobotany, paleoecology and evolution. N.Y.: Praeger Publishers, 1981. P. 55–102.
26. *Retallack G.J.* The fossil record of soil // Paleosols, their recognition and interpretation. New Jersey: Princeton University press, 1986. P. 1–44.
27. *Retallack G.J.* Field recognition of paleosols // Geological Soc. Am. 1988. V. 216. P. 1–7.

28. *Retallack G.J.* Paleozoic paleosols // Weathering, soil and paleosols. Developments in Earth Surface Processes. Amsterdam: Elsevier, 1992. P. 543–564.
29. *Retallack G.J.* The environmental factor approach to the interpretation of paleosols // Factors of soil formation: a fiftieth anniversary retrospective. SSSA Special Publication. 1994. V. 33. P. 31–64.
30. *Retallack G.J.* *Scoyenia* burrows from Ordovician paleosols of the Juniata Formation in Pennsylvania // Palaeontology. 2001. V. 44. P. 209–235.
31. *Roscoe S.M.* Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian Shield // Papers of Geological Survey of Canada. 1968. V. 68. P. 68–40.
32. *Ruff-Roberts A.L., Kuenen G., Ward D.M.* Distribution of cultivated and uncultivated cyanobacteria and *Chloroflexus*-like bacteria in hot spring microbial mats // Appl. Environ. Microbiol. 1994. V. 60. P. 697–704.
33. *Watanabe Y., Martini J.E.J., Ohmoto H.* Geochemical evidence for terrestrial ecosystems 2.6 billion years ago // Nature. 2000. V. 408. P. 574–578.
34. *Watanabe Y., Martini J.E.J., Ohmoto H.* Organic- and carbonate rich soil formation similar to 2.6 billion years ago at Schagen, East Transvaal district, South Africa // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. P. 2129–2151.

Evidence of Soil-Forming Processes in Early Proterozoic as Exemplified on the Basis of the Livvian Deposits (Karelia)

S. V. Naugolnykh*

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: naugolnykh@list.ru

The paper deals with the fossil cyanobacterial films from the Lower Proterozoic shungites (Livvian) of the Republic Karelia, Russian Federation. The films were previously described as a formal species *Cyathotes nigoserica* Makarikhin. These films were formed by bacteria and possibly by fungi, which existed in condition of littoral or supralittoral (zone of stochastic wave drops reaching, or splash zone, spray zone). The adaptation of these organisms for existence in temporally (possibly, long-temp) dry conditions is evidenced by development of their outer dense covers protecting against dehydration of the organism body. This basically bacterial community intensively influenced onto the mineral substrate and had changed its structure enriching the soil by biogenic chemicals/constituents and thus forming an archaic paleosole microprofile. The signs of ancient soil formation found in the course of research can be considered the transformation of the surface texture of the mineral substrate by the vital activity of terrestrial organisms (bacteria, fungi) with the formation of a specific cellular relief, a change in the internal structure of this substrate with the appearance of casts of wedge-shaped cracks in the underlying matrix, the redistribution of inorganic compounds during the formation of a paleosurface microprofile (an increase in the content of silicon oxide in the upper part profile with simultaneous reduction of the amount of iron oxides).

Keywords: Paleosols, Precambrian, Proterozoic, Fenno-Scandia, bacteria, shungite, FPS-profiles

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В РАННЕМ ПЛИОЦЕНЕ ПО МАТЕРИАЛАМ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОГО РАЗРЕЗА АЛЬМА–ПЕСЧАНОЕ (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ПОЛУОСТРОВА КРЫМ)

© 2024 г. М. В. Хмелева^{a, b, *} (ORCID: 000-0003-0447-8549), П. Г. Панин^a, П. Д. Фролов^c,
А. С. Тесаков^c, А. В. Бухонов^d

^aИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

^bИФХиБПП РАН, Институтская ул., 2, Пущино, Московская область 142290 Россия

^cГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7 стр. 1, Москва, 119017 Россия

^dФНЦГ им. Ф.Ф. Эрсмана Роспотребнадзора, Семашко, 2, Мытищи, 141014 Россия

*e-mail: khmeleva@igras.ru

Поступила в редакцию 16.06.2023 г.

После доработки 26.08.2023 г.

Принята к публикации 28.08.2023 г.

Рассмотрена лёссово-почвенная серия разреза Альма–Песчаное, расположенная на западе Крымского полуострова. Подробный анализ морфологических, физико-химических и ряда других признаков позволил выделить восемь палеопочв, развитие которых происходило в отличных друг от друга условиях. Предположительный возраст лёссово-почвенной серии был установлен на основе палеофаунистического анализа по находке зуба мыши *Micromys cf. bendae*. Согласно полученным данным, на начальном этапе формирования палеопочв шло ритмично в сухих умеренно-теплых условиях. Палеопочвы развивались по степному типу почвообразования (каштановые почвы, Kastanozems). Позднее климат изменяется в сторону увеличения температуры и влажности, формируются две красно-бурые полигенетичные палеопочвы. Их формирование происходило поэтапно в условиях от аридного до жаркого влажного субтропического климата, на оптимальных стадиях развития почвы формировались по типу ферриаллитных (Nitisols). На конечных стадиях развития палеопочвы подвергались резким сменам режимов увлажнения–иссушения. Красноцветные палеопочвы изученного разреза предположительно могут относиться к Севастопольскому стратиграфическому горизонту. Проведенные исследования позволили охарактеризовать ландшафтно-климатические условия и сформировать представление о генезисе почвенного покрова в раннем плиоцене.

Ключевые слова: палеопочва, морфология почв, изменение климата, занклий, Восточно-Европейская равнина

DOI: 10.31857/S0032180X24010044, EDN: ZLSDUF

ВВЕДЕНИЕ

Лёссово-почвенные серии (ЛПС) повсеместно рассматриваются как наиболее полный субаэральный архив климатических изменений в прошлом [8]. Они представлены переслаиванием лёссов и палеопочв, что свидетельствует о смене ландшафтно-климатической обстановки [57, 59, 62]. Морфологические признаки и свойства палеопочв отражают региональные и локальные особенности условий формирования почвенного покрова, что имеет большое значение для экологических реконструкций в плио-плейстоценовый период. Современные знания о климате и эволюции почвообразования в плиоцене остаются очень неполными, в то время

как период плиоцена обычно рассматривают в качестве примера состояния, к которому может приблизиться глобальная климатическая система в будущем [40, 49]. Исследования лёссово-почвенных серий с красноцветными палеопочвами, как палеоклиматического и палеопедологического архива изменения природной среды в плио-плейстоцене, позволят расширить существующие знания об эволюции педосферы в истории Земли и спрогнозировать будущие изменения климата.

Разновозрастные красноцветные палеопочвы активно изучаются в лёссовых покровах Венгрии, Китая, Аляски, Турции, Южной Америки, России [1, 16, 44, 60, 65, 69]. На территории полуострова

Крым, особенно в западной его части сохранились мощные лёссово-почвенные серии с красноцветными и бурыми палеопочвами, которые являются перспективными объектами для исследования палеопочвенного покрова дочетвертичного времени. Представление о морфологии и стратиграфии палеопочв Крыма отображено во многих работах, начиная с середины XX в. [5–7, 13, 20, 21, 31, 32, 53, 58]. В результате комплексных геологических съемок 40–80-х гг., проводимых М.Ф. Векличем с коллегами, была составлена стратиграфическая схема субэаральных отложений, выделено 34 горизонта континентальных лёссово-почвенных отложений плио-плейстоценового интервала [5–7]. Каждый горизонт сложен свитой палеопочв, которые характеризуют несколько климатических стадий: начальную, оптимум и заключительную. Характеристики растительного покрова по палинологическим данным и морфологические особенности палеопочв позволили реконструировать ландшафтно-климатическую обстановку в плио-плейстоцене [6, 20, 31, 32]. Толщи субэаральных отложений с красноцветными палеопочвами предположительно относят к континентальной Таврской свите плиоцена [21, 33]. Стратотипом многих горизонтов первой половины плиоцена послужила осадочная последовательность разреза Любимовка в Западном Крыму. Ревизия геологических данных позволила авторам установить “раннепонтический возраст отложений от Иванковского до Яркового горизонтов схемы М.Ф. Веклича в разрезе Любимовка” и сделать вывод, что “эти горизонты не характеризуют континентальный плиоцен (...), а относятся к миоцену” [25, с. 106]. На современном этапе исследования, для детальной реконструкции палеопочвенного покрова и условий формирования палеопочв, используя предыдущие исследования, необходимо продолжить коррелировать и уточнять палеопочвенные уровни в лёссово-почвенных сериях.

Цель работы – на более детальном уровне установить особенности строения палеопочв в лёссово-почвенном разрезе Альма–Песчаное, который ранее не был исследован. Применяя комплексный подход к изучению палеопочв [53, 57–59] реконструировать типы палеопочв в районе исследования, и на основе их современных почвенных аналогов установить ландшафтно-климатические условия в раннем плиоцене.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Лёссово-почвенный разрез Альма–Песчаное расположен на левом берегу р. Альма к востоку от с. Песчаное (44°50.41' N, 33°36.82' E, 50 м над ур. м.) (рис. 1а, 1б), общая мощность разреза составляет 57 м (рис. 1с). В настоящей работе представлены результаты только по нижней расчистке общего

разреза (рис. 1д, рис. 2). Названия палеопочв PS21-AP (PS – paleosol, 21 – номер палеопочвы в общем разрезе, AP – Alma–Peschanoe) и их нумерация дана сверху вниз по всему разрезу Альма–Песчаное, где вскрыто более 20 палеопочвенных уровней.

Район исследования по Кеппену–Гейгеру относится к области Bsk холодного полусухого климата [38]. Средняя температура воздуха в июле составляет 22.5°C, в январе 3°C. Среднегодовое количество осадков 420–470 мм. Климат исследуемой территории характеризуется как степной умеренно-континентальный. Особенности циркуляции атмосферы и совместное влияние Крымских гор и Черного моря обуславливают быстрое весеннее снеготаяние в горах, интенсивные ливневые дожди нередко вызывают паводки [2, 12, 18, 26]. Современный почвенный покров в районе исследования представлен предгорными черноземами, черноземами южными карбонатными, коричневыми типичными и коричневыми карбонатными почвами [12, 17, 26].

Морфологическое описание ЛПС проведено по [28], названия горизонтов палеопочв даны по ФАО [42]. Названия палеопочв даны в соответствии с классификацией IUSS Working Group WRB [50]. Цвет определяли на свежей зачищенной стенке разреза по цветовой системе Манселла [56]. Образцы на физико-химические показатели отбирали в каждом слое, их общее количество составило 35 шт. Каждые 4 см вдоль стенки разреза каплетром ПИМВ измеряли магнитную восприимчивость (МВ). В палеопочвенных горизонтах на морфоскопию песчаных кварцевых зерен было отобрано 11 проб, вес пробы для промывки составлял более 5 кг. Из песчано-гравийно-галечникового слоя 2 взят образец на фаунистический анализ.

Гранулометрический состав анализировали на лазерном дифрактометре Malvern Mastersizer 3000 с диспергатором Hydro EV [39]. Программное обеспечение Mastersizer v.3.62 позволяло рассчитать статистические параметры размеров зерен. Описание почвенных гранулометрических характеристик соответствует системе ФАО (2000-63-20-2 мкм) [43]. Потери при прокаливании (ППП) исследовали при температурах 550 и 950°C [45], содержание органического углерода – мокрым сжиганием [3, 67]. Измерение pH проводили на pH-тестере HI 98127 в водной вытяжке 1 : 2.5 [3]. Цвет воздушно-сухих образцов определяли с помощью портативного колориметра CS-10. Насыпные образцы предварительно высушивали при 20°C до воздушно-сухого состояния, а затем растирали в ступке до однородной массы. Цвет каждой пробы измеряли 3 раза. Полученные таким образом данные выражены в координатах L^* , a^* и b^* цветового пространства CIE-LAB.

Для уточнения процессов привноса и трансформации песчаного материала применяли метод

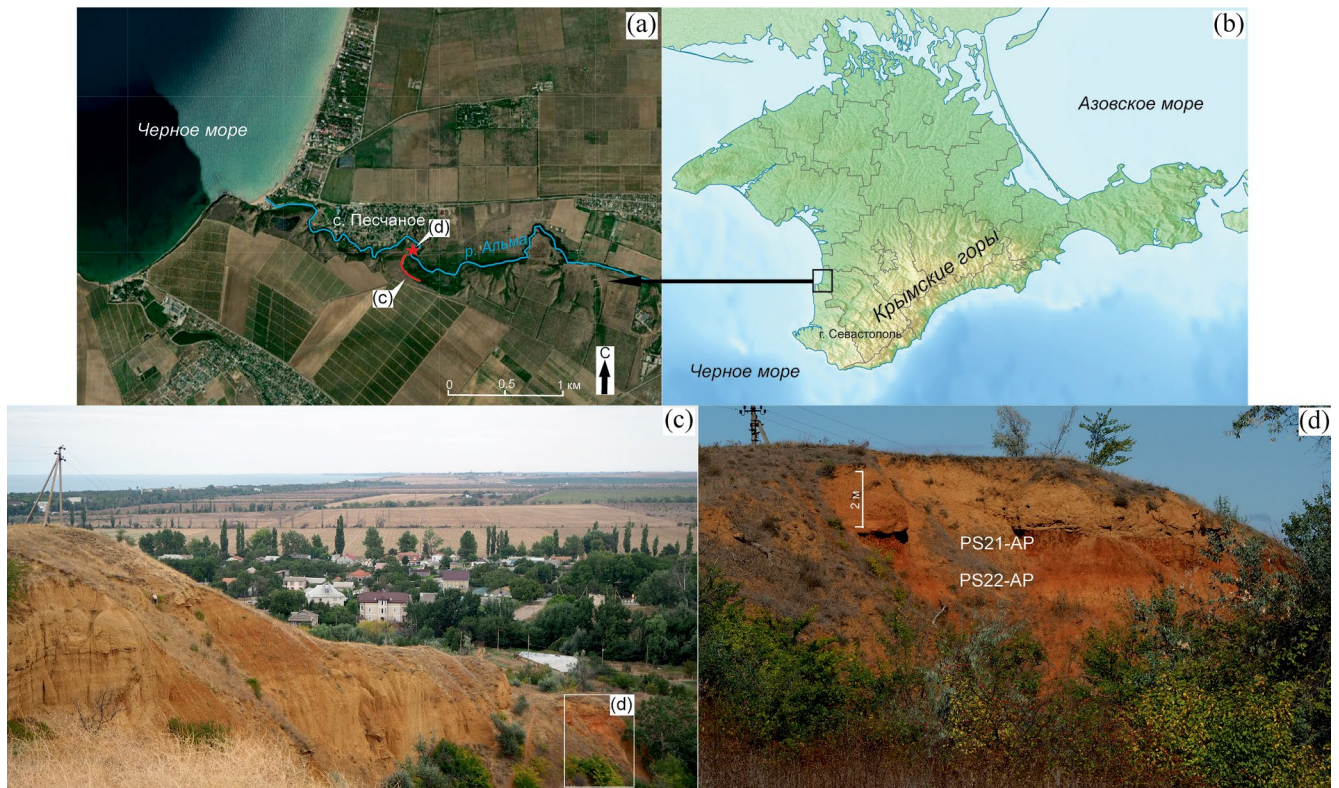


Рис. 1. а, б – Географическое положение разреза Альма–Песчаное; с – Общий разрез Альма–Песчаное; d – Нижняя расчистка ЛПС разреза Альма–Песчаное.

морфоскопии кварцевых зерен [51, 52, 64, 66]. Зерна кварца диаметром 0.5–1 мм выделяли мокрым просеиванием и обрабатывали 10%-ной HCl, для разрушения микроагрегатов и удаления карбонатных пленок. Отобранные 50 зерен кварца из каждой пробы исследовали под стереомикроскопом при увеличении $\times 40 \dots \times 50$. При анализе фиксировали степень округлости по визуальной шкале Хабакова [36], где 0 – неокатанные, а IV – абсолютно окатанные зерна, с использованием трафарета Рухина [29]. Учитывали особенности рельефа, специфические признаки и типы поверхности зерен кварца: глянецовые и с признаками матовости. Рассчитывали коэффициент окатанности (Q , %) и степень матовости (Sm , %). Традиционно матовость зерен считается признаком эолового переноса [64, 66], однако специфические признаки выветрелости матовых зерен: мелкие V-ямки, химическое травление, осаждение кремнезема и глубокие депрессии на их поверхности – свидетельствуют о признаках активного внутрипочвенного выветривания материала после отложения. Такие признаки матовости рассматривали, в том числе как диагенетическое преобразование [51, 52].

Для палеофаунистического анализа пробу объемом около 2 л промыли с помощью ручного сита с размером ячеек 0.7 мм. Высушенную навеску

разделили на фракции размером 0.7–1, 1–2, 2–3, >3 мм. После чего вручную выбирали палеонтологические остатки. Весь полученный материал хранится в Геологическом институте РАН, коллекция ГИН 1184. Фотографии сделаны при помощи СЭМ Tescan Vega3 (Палеонтологический институт РАН) и бинокулярного микроскопа с цифровой камерой.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Почвообразование в раннем плиоцене. В исследуемой нижней расчистке разреза Альма–Песчаное выделено восемь палеопочвенных профилей, два из которых красноцветные, другие палево-бурые.

Верхний слой 1 в ЛПС нижней расчистки разреза Альма–Песчаное мощностью 150 см, представлен опесчаненным легким суглинком палевого цвета (7.5YR 6/8–7/8). Видны включения линз, заполненных песком, которые в основном сконцентрированы в нижней части слоя. Слой 2 (150–210/60 см) палевого цвета (7.5YR 6/6, 7.5YR 6/8), представлен песчано-гравийно-галечным материалом, слоистый. Этот слой покрывает палеопочву PS21-AP и прослеживается вдоль всего разреза. По данным морфоскопии кварцевых зерен в слое 2 песчаные кварцевые зерна распределены по классам окатанности равномерно (рис. 3).

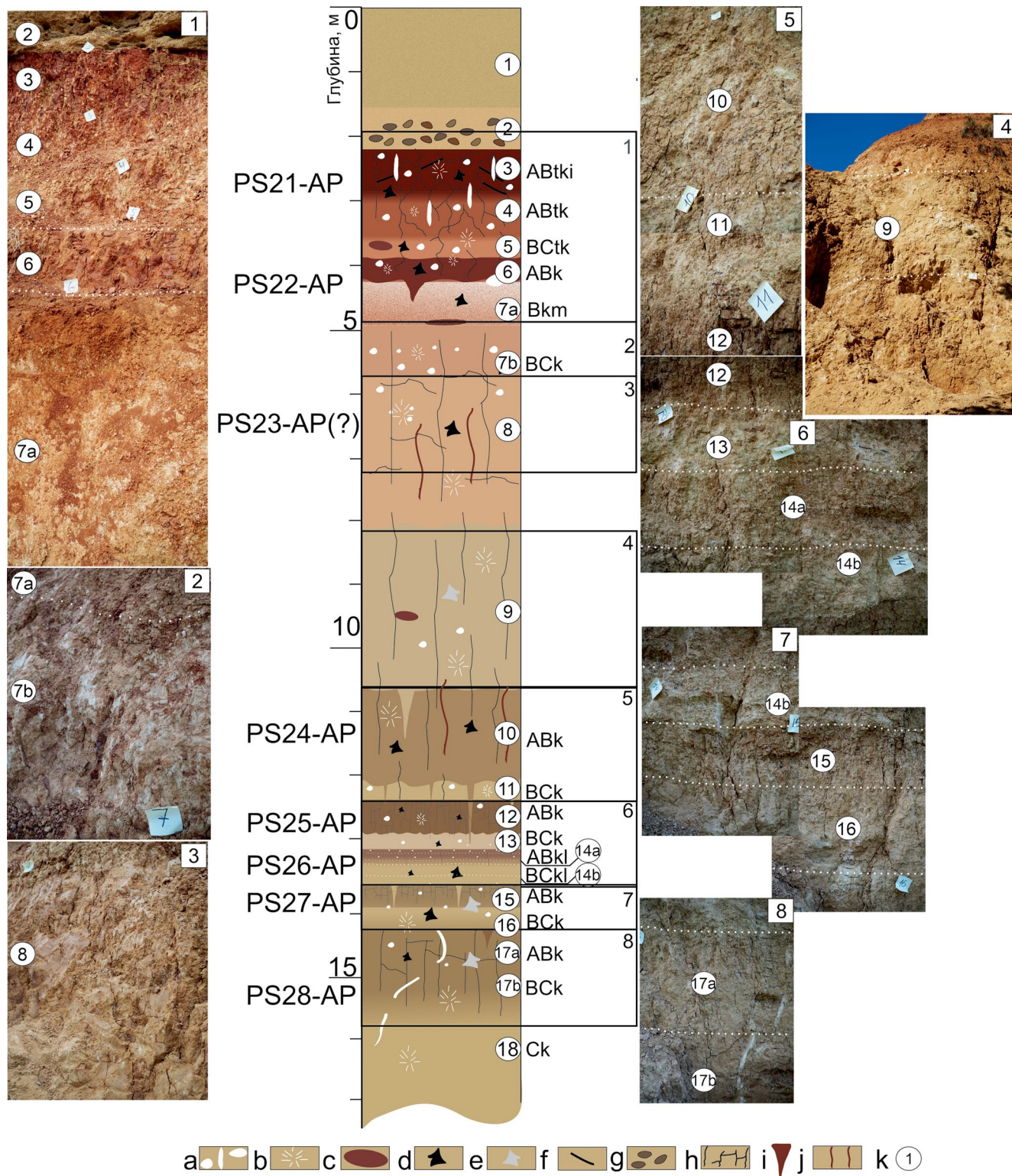


Рис. 2. Профиль исследуемого разреза Альма–Песчаное и палеопочвенные уровни. Условные обозначения, здесь и на рис. 3, 4: а – карбонатные конкреции разной формы, b – карбонатный псевдомицелий, с – кротовины; d – новообразования Fe–Mn, e – признаки оглеения, f – силиксайды, g – песчано-гравийно-галечниковый слой, h – трещины иссушения, i – затек, j – корнеход с красным заполнением, k – номер слоя.

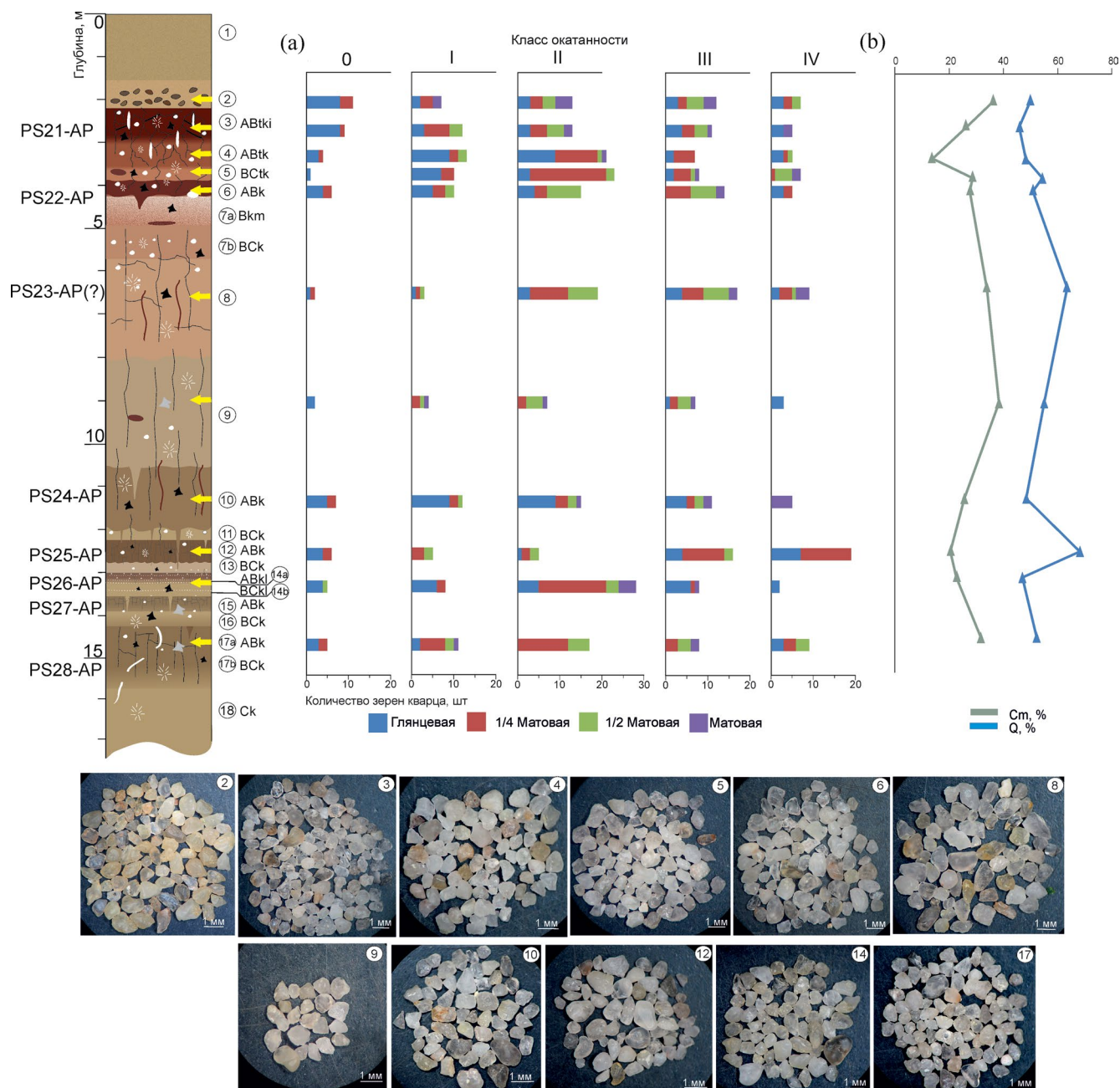


Рис. 3. Морфоскопия песчаных кварцевых зерен: а – гистограммы окатанности и типы поверхности кварцевых зерен; 0, I, II, III, IV – классы окатанности; б – графики распределения значений коэффициента окатанности Q и степени матовости St ; желтая стрелка – уровень отбора проб. Фото: выборка кварцевых зерен, проанализировано 50 шт.

Регистрируются зерна со всеми типами поверхностей, преобладают глянцевые в I классе и зерна с признаками матовости во II и III классах. Поверхность зерен гладкая, местами ямчатая с хаотичными и параллельными бороздками, V-ямками и серповидными углублениями. На большинстве зерен регистрируются различные типы бороздочек. Генезис преобразования кварцевых зерен этого

слоя связан с высокоэффективными водными потоками, которые переносят материал на небольшие расстояния [52, 64]. Похожие отложения распространены на территории Альминской впадины. Их образование связано с деятельностью флювиальных процессов [23].

Палеопочва PS21-AP состоит из трех горизонтов АВtki (слой 3), АВtk (слой 4) и ВСtk (слой 5).

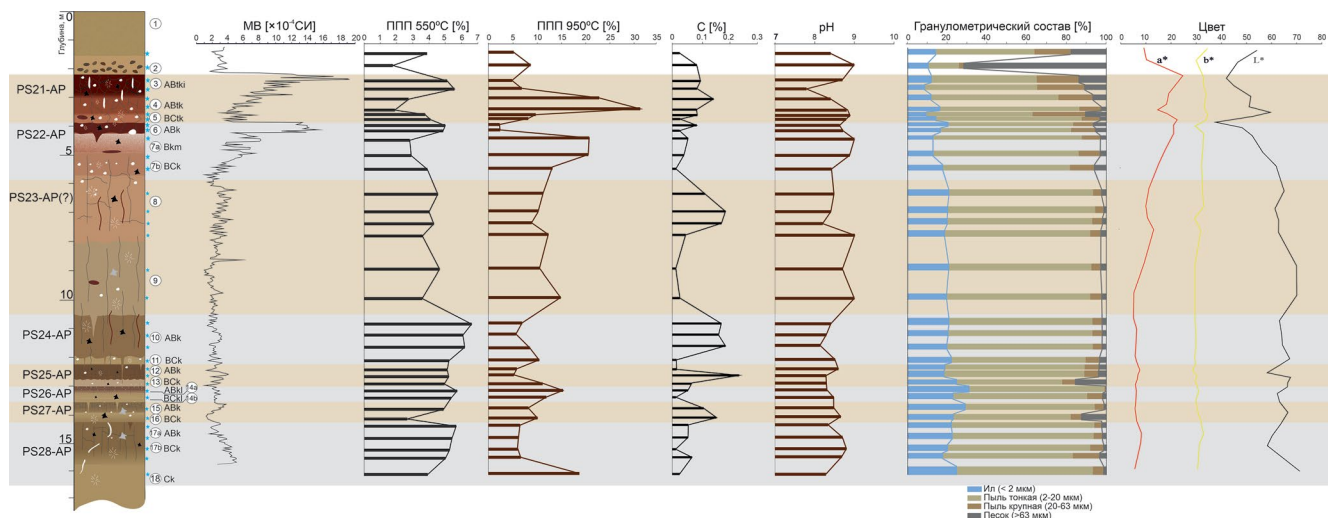


Рис. 4. Лёссово-почвенные серии разреза Альма–Песчаное, результаты физико-химических анализов: голубая звездочка – уровень отбора проб.

Горизонт АВtki (210–274/64 см) красновато-бурого цвета (10R 3/6–2.5YR 3/6), столбчатой структуры, пронизан вертикальными и горизонтальными трещинами. Горизонт представлен тяжелым суглинком, местами опесчанен, с глинистыми и темно-серыми Fe–Mn-кутанами. По граням структурных отдельностей сликенсайды. Слой пропитан карбонатным материалом, бурно вскипает, обильные карбонатные конкреции диаметром до 5 см, имеют округлую форму. Есть продолговатые вертикально ориентированные карбонатные конкреции, возможно, связанные с древними корнеходами (ризолиты). Горизонт АВtk (274–338/64 см) красновато-бурый (10R 4/6, 5YR 6/8), светлее предыдущего, по своему строению идентичен вышележащему слою 3. Горизонт ВСtk (338–378/40 см) красновато-палевый (5YR 6/8) тяжелый суглинок, обильны карбонатные конкреции диаметром до 2 см. Видны включения редкой, мелкой гальки. Обильны Fe–Mn-новообразования в виде тонких темно-серых пленок, есть мелкие поры. В этом горизонте видна кротовина диаметром 7 см, заполненная материалом из вышележащих слоев 3 и 4.

Преобладание красного цвета в профиле палеопочвы PS21-AP указывает на участие в почвообразовании ферриаллитных процессов [15, 27, 28]. Наиболее интенсивно процессы почвообразования протекали в горизонте АВtki (слой 3), где МВ максимальна (19.16×10^{-4} СИ), ниже ее значения постепенно уменьшаются. Большая концентрация карбонатных новообразований в горизонтах АВtk (слой 4) и ВСtk (слой 5), свидетельствует о высокой степени аридизации климата [70]. В то же время наличие кутан иллювирирования и Fe–Mn-новообразований по всему профилю палеопочвы указывает на достаточно гумидный климат. Высокие

значения ППП 950°C (22–31%) и pH (8.7) в горизонте АВtk (слой 4) подтверждают процессы выщелачивания карбонатного материала в нижележащие слои. Профиль палеопочвы PS21-AP полигенетичный, предположительно, первоначально преобладали процессы степного почвообразования, в эту стадию формировались карбонатные новообразования. Позднее климат становится более влажным, в гранулометрическом составе увеличивается количество илистой фракции, формируются глинистые кутаны, которые морфологически прослеживаются по граням педов. С дальнейшим увеличением количества осадков проработка материала становится более активной, Fe–Mn-новообразования равномерно распределяются по всему профилю палеопочвы PS21-AP, появляется характерный красноватый оттенок, что отражается на графиках a^* и b^* (рис. 4). Наличие крупных выветрелых ризолитов, которые сохранились в гумусированных горизонтах палеопочвы, свидетельствует о смене степной растительности на лесные ценозы [69]. Профиль палеопочвы PS21-AP сильно опесчанен (до 13% в слое 3), содержание песка снижается с глубиной. По данным морфоскопии кварцевых зерен, в слое 3 распределение фактически идентично слою 2, что свидетельствует о вероятном привносе материала из этого слоя. Возрастает содержания зерен II и III класса в 4 и 5 слоях со специфическими эродированными матовыми поверхностями, что указывает на активное внутрисочвенное выветривание.

Таким образом, профиль палеопочвы PS21-AP формировался продолжительное время, за этот период он претерпел серию климатических изменений. Первоначально палеопочва развивалась в условиях аридного климата, возможно по типу современных почв Calcisols. Далее, климат

менялся, увеличивалось количество осадков, степная растительность сменилась на лесостепную, профиль становится красноцветным. В настоящее время современные красноцветные почвы типичны для влажных и сухих тропических и субтропических регионов [10, 62, 63]. Близкими к изученным красноцветным почвам Крыма являются Nitisols влажных субтропиков Западной Грузии [9, 27, 63], Chromic Cambisol Средиземноморья [44, 55] и Petric Calcisol на Юго-востоке Турции, возникшие на плиоценовых красноцветных отложениях [37]. Учитывая особенности полигенетического строения палеопочвы PS21-AP, наличие угловато-блоковых структур с блестящими во влажном состоянии глинистыми кутанами на их гранях, ее можно отнести к Ferralic Nitisols. На конечной стадии формирования искомой палеопочвы климат становится более аридным, появляются крупные трещины, образованные в результате чередований увлажнения и иссушения почвенного профиля. Вероятно, палеопочва PS21-AP перед погребением песчано-галечниковым слоем (слой 2) приобретала признаки формирования слитых почв Vertisols.

В профиле палеопочвы PS22-AP гумусовый горизонт AVk (слой 6) (378–22/44 см) красновато-бурого цвета (10R 4/8) имеет столбчато-глыбистую структуру, образованную за счет вертикальных трещин. Поверхность этих трещин покрывают глинистые кутаны. В слое обильны Fe–Mn-примазки, есть включения рыхлых карбонатных конкреций диаметром до 3 см. Горизонт Vkm (слой 7a) (422–482/60 см) палевого цвета с красноватым оттенком (5YR 6/8), слой цементирован, состоит полностью из карбонатных конкреций, пропитанных глинистым материалом. В нем встречаются редкие Fe–Mn-прожилки. На границе перехода к горизонту BCk (слой 7b) выявлена слабо выраженная субгоризонтально-ориентированная кротовина, заполненная красноватым материалом схожим по цвету со слоем 6. Горизонт Vkm (слой 7a) напоминает по строению слой 18 разреза Береговое-2/16, где по данным авторов [14, 58] накопление карбонатов было связано с поднятием грунтовых вод. Горизонт BCk (слой 7b) (482–570/88 см) палевый с красноватым оттенком, количество карбонатных конкреции в нем сокращается. Слой трещиноват, есть Fe–Mn-кутаны по порам.

Высокая МВ в горизонте AVk (слой 6), как и в вышележащей палеопочве PS21-AP, связана с интенсивным почвообразованием, но распределение значений МВ имеет резкие пики в верхней и нижней границах слоя. В верхней части показатели МВ достигают 13×10^{-4} СИ, увеличиваясь в середине горизонта до 15.32×10^{-4} СИ, на границе 6 и 7a слоев значения уменьшаются до 4×10^{-4} СИ. Резкий переход МВ в верхней части слоя 6 может быть связан с прерыванием профиля палеопочвы PS22-AP, вызванного эрозией ее поверхностных

горизонтов. Из-за цементированного горизонта Vkm (слой 7a) основные процессы почвообразования протекали непосредственно над этим слоем, в результате чего отсутствует плавное распределение значений МВ. Высокие показатели ППП 550°C (до 5%) и содержания илистой фракции (21%) в горизонте AVk (слой 6), а также увеличенное содержание органического материала (0.1%) по сравнению с нижележащими горизонтами подтверждают предположение о том, что основной профиль палеопочвы PS22-AP формировался на цементированном горизонте Vkm (слой 7a). Таким образом, палеопочву PS22-AP можно сопоставить с современными красными рендзинами (Rendzic Leptosols), которые формируются на плотных карбонатных породах в Ливии [30, 35]. В то же время наличие кротовины в горизонте BCk (слой 7b), заполненной красным материалом из горизонта AVk (слой 6), свидетельствует, что ранее горизонт Vkm (слой 7a) не был цементирован, и его генезис связан с почвообразованием палеопочвы PS22-AP. Возможно, из-за смены климата и последующего изменения уровня грунтовых вод и/или количества осадков [14, 34, 58] происходила миграция карбонатного материала и аккумуляция его в горизонте Vkm (слой 7a). Скорее всего, первоначально палеопочва PS22-AP развивалась как Calcisols, для которых характерен засушливый климат. Далее условия почвообразования резко меняются, и в профиле палеопочвы начинают преобладать красные тона вследствие ферриалитизации. Из-за смены водного режима и образования карбонатного горизонта Vkm (слой 7a) палеопочва PS22-AP развивается как Rendzic Leptosols, которая постепенно переходит в палеопочву, по строению схожую с современным Nitisols [10, 41, 63].

Слой 8 относится к красноцветной палеопочве, поверхностные горизонты которой в период формирования ЛПС разреза Альма–Песчаное были эродированы. В настоящее время слой состоит из одного горизонта (570–810/240 см), пропитанного красным материалом (7.5YR 6/8, 10R 3/6). Здесь прослеживаются древние корнеходы, заполненные также красным материалом, не относящимся к вышележащим палеопочвам. Высокие значения МВ (4×10^{-4} СИ), содержания органического углерода (0.19%) и ППП 550°C по сравнению с со слоем 7b PS22-AP подтверждают предположение о наличии почвообразования в слое 8. По данным морфоскопии кварцевых зерен преобладают зерна II и III классов с признаками матовости. Зерна имеют гладко-ямчатые поверхности с фрагментами красноватого материала, что свидетельствует о высокой интенсивности внутритпочвенного диагенеза [64]. Слой 9 (810–1066/256 см) слабо затронут процессами почвообразования, что подтверждается низкими значениями МВ (3×10^{-4} СИ), преобладанием палевого цвета (2.5 Y 8/4), слабой дифференциацией

по значениям ППП и илистой фракции. В слое присутствуют редкие кротовины и древние корнеходы, заполненные красным материалом. Его формирование происходило в продолжительных засушливых условиях. Песчаные кварцевые зерна из слоя 9 единичны, характеризуются различными типами поверхностей. Вероятно, песчаная фракция в небольшом количестве привносилась из близкорасположенного источника, а в формировании толщи, в основном, преобладали процессы олового привноса материала [53, 66].

В палеопочве PS24-AP горизонт АВк (слой 10) (1066–1206/140 см) буровато-палевый (7.5YR 5/8) с темно-бурыми пятнами. Характеризуется столбчато-глыбистой структурой, в слое глинистые кутаны и карбонатный псевдомицелий. Палеотрещины и поры заполнены красновато-бурым материалом. Горизонт ВСк (слой 11) (1206–1238/32 см) палевый со слабым бурым оттенком (10YR 7/6), трещиноватый. Карбонатные конкреции диаметром до 5 мм равномерно распределены по горизонту. Палеокорнеходы заполнены красным материалом. По граням структурных отдельностей палеопочвы Fe–Mn-примазки и кутаны.

По сравнению с горизонтом Ск (слой 9) палеопочва PS24-AP более гумусированная: повышается количество органического углерода (0.16–0.19%) и значения ППП 550°C (до 16%). В горизонте АВк интенсивно протекали процессы почвообразования: характерная буроватая окраска, связанная с органическим веществом и оструктуренность слоя дают основание считать этот горизонт поверхностным. Палеопочва развивалась по степному типу, что подтверждается морфологически окарбоначенностью профиля и ППП 950°C от 7 в горизонте АВк до 8% в ВСк [70]. Илистая фракция распределена равномерно, присутствует небольшой пик ее содержания в горизонте ВСк, что может быть связано с неоднородностью почвообразующей породы. Глинистые кутаны и пятна оглеения на поверхностях микроагрегатов могут свидетельствовать о предыдущей, более влажной, стадии формирования палеопочвы. На завершающей стадии развитие палеопочвы PS24-AP происходило в аридном климате, с редким поступлением влаги. Почвообразование в дальнейшем сопровождалось иссушением, о чем свидетельствуют трещины иссушения и карбонатные конкреции, которые концентрируются в горизонте ВСк. Кварцевые зерна из горизонта АВк (слой 10) несут наибольшее из всего разреза количество признаков внутрипочвенного преобразования: гладко-ямчатые поверхности с мелкими V-ямками, различными бороздками и депрессиями – эрозионными формами, что указывает на активное физико-химическое преобразование материала всех классов зерен. Результаты морфоскопии схожи со слоем 4, однако зерна кварца менее выветрены. Современным аналогом

может быть каштановая почва, *Kastanozems*. Палеопочва PS24-AP на заключительной стадии формирования функционировала под влиянием усилившейся аридизации, которая в дальнейшем повлекла образование слоя 9.

Палеопочва PS25-AP представлена двумя горизонтами. Поверхностный АВк (слой 12) (1238–1290/52 см) буровато-палевый (7.5YR 6/8), неоднородный по окраске, трещиноватый, имеет столбчатую структуру. Горизонт пористый, поры заполнены Fe–Mn-примазками. Карбонатный псевдомицелий концентрируется по граням структуры, конкреции редкие. Горизонт ВСк (слой 13) (1290–1310/20 см) палевый с буроватым оттенком (7.5YR 6/8, 7/8). Карбонатные конкреции сконцентрированы в нижней части слоя. Палеопочва с тонкими красноватыми палеокорнеходами.

В палеопочве PS25-AP значения МВ (до 4×10^{-4} СИ), содержание органического углерода (0.24%) и ППП 550°C (5%) указывают, что почвообразование было более интенсивным, чем в PS24-AP. Опесчаненность горизонта ВСк (слой 13) свидетельствует, что материал этого горизонта был, вероятно, нанесен с латеральными водными потоками, и впоследствии на нем формировался гумусовый горизонт. Первоначально палеопочва PS25-AP формировалась при достаточно высоком увлажнении, возможно, в понижении рельефа. Общая окарбоначенность и трещины иссушения свидетельствуют о последующей аридной стадии формирования профиля. Максимальное количество зерен в III и IV классе окатанности (коэффициент окатанности Q максимален в ЛПС) с редкими признаками ямчатости и бороздками указывает, что данные зерна генетически связаны с водными процессами, следы последующего выветривания выражены на небольших участках кварцевых зерен во всех классах. На заключительной стадии палеопочва PS25-AP могла формироваться по типу каштановых почв *Kastanozems*. Учитывая столбчатую структуру верхнего горизонта и повышение содержания илистой фракции в горизонте ВСк, почва проходила стадию осолонцевания. Похожие современные каштановые почвы на опесчаненных суглинках развиваются в Прикаспийской низменности, Ергенинской возвышенности, сухих степях Азии [10, 24, 30].

Следующая палеопочва PS26-AP состоит из горизонтов АВк1 (слой 14а) и ВСк1 (слой 14б). Характеризуется сочетанием слоев суглинистого материала и карбонатных конкреций, структура палеопочвы глыбистая. Горизонт АВк1 (1310–1350/40 см) палево-бурый (7.5YR 5/6–6/6), ВСк1 (1350–1366/16 см) буровато-палевый (2.5YR 8/4, 8/6). Встречаются Fe–Mn-примазки по всей палеопочве.

Первоначальный генезис PS26-AP, вероятно, связан с функционированием красноцветной

палеопочвы: морфологически в профиле выделяются красноватые пятна. Возможно, впоследствии красная почва была эродирована экзогенными процессами, микроморфологически выражены признаки педотурбации. Режим почвообразования изменился, и профиль PS26-AP стал развиваться в других, более влажных и менее жарких условиях, о чем свидетельствует морфологически выраженная буроцветность, слабое оглеение материала и Fe–Mn-примазки. Карбонаты в профиле были сформированы благодаря выпотному режиму, вероятно, на последних стадиях почвообразования. С какими почвенными процессами связано слоистое залегание карбонатов сказать сложно. Почвообразование было прервано привнесением опесчаненного материала слоя I3: регистрируется резкое уменьшение величины МВ между слоями I3 и I4a. По данным морфоскопии, в слое I4 найдено достаточное количество глянцевых зерен, прошедших водную обработку и имеющих признаки внутрипочвенного преобразования в виде депрессий и выветрелости. Вышеуказанные признаки отмечаются в основном на зернах II класса окатанности. Преобразование зерен не было интенсивным и затрагивало лишь часть поверхностей.

Палеопочва PS27-AP схожа по морфологии с PS25-AP. Горизонт АВк (слой I5) (1366–1406/40 см) бурый (10YR 6/6), структура глыбистая, пропитан карбонатами. Fe–Mn-примазки и кутаны находились по граням структурных отделностей. На границе слоев скопление карбонатных конкреций. Подстилающий горизонт ВСк (слой I6) (1406–1436/30 см) бурый с сизоватым оттенком (10YR 7/4, 7/6) опесчанен, очень плотный с карбонатным псевдомицелием.

Палеопочва PS27-AP формировалась на наносе, об этом свидетельствует наличие опесчаненного горизонта ВСк, а также резкие переходы значений МВ (3.7×10^{-4} СИ) от слоя I4b к слою I5 и от слоя I6 к PS28-AP (1.3×10^{-4} СИ). Вероятно, данный нанос эродировал палеопочву, которая формировалась до искомой PS27-AP. На границе слоев I6–I7 обнаружен окарибонатенный корнеход, предположительно принадлежащий эродированной палеопочве. Палеопочва PS27-AP продолжительное время функционировала в аридных условиях с периодическим увлажнением, которое приводило к локальному застою влаги.

Палеопочва PS28-AP дифференцирована на три горизонта. Горизонт АВк (слой I7a) (1436–1500/64 см) буровато-палевый (10YR 7/6), обильно пропитан Fe–Mn и оглеенными примазками. В верхней части отмечен буровато-красный затек, который может принадлежать к эродированному гумусовому горизонту или к утраченной вышележащей палеопочве. Горизонт ВСк (слой I7b) (1500–1570/70 см) палевого цвета (10YR 6/6) окарибонатен. В слое присутствуют карбонатные конкреции

и Fe–Mn-примазки. Нижняя граница не вскрыта. Горизонт Ск (слой I8) представлен палевым суглинком с карбонатным псевдомицелием.

Распределение илистой фракции в палеопочве PS28-AP равномерное по всей толще, максимальное содержание составляет 22% в горизонте АВк (слой I7a). Значения МВ (от 3×10^{-4} СИ) постепенно возрастают к низу профиля. Палеопочва формировалась по степному типу почвообразования в засушливых условиях с периодическим поступлением влаги. Подтверждением этого является общая окарибонатенность (ППП 950°C около 18%), наличие редких Fe–Mn-примазок и пятен оглеения в горизонтах АВк и ВСк. Окарибонатенный палеокорнеход, который пронизывает палеопочву, возможно, сформировался в период возрастания аридности климата. По данным морфоскопии, кварцевые зерна в основном гладко-ямчатые, преобладают зерна с признаками матовости I и II класса при высокой Q (52%). Количество специфических признаков поверхности зерен соотносится со слоем I5 ЛПС. Зерна часто имеют флювиальное происхождение с наложением признаков выветрелости: внутрипочвенное преобразование не было интенсивным. По совокупности морфологических признаков и накоплению карбонатов в горизонте ВСк, палеопочва PS28-AP в оптимальную стадию могла формироваться по типу Calcisols в условиях аридных степей с длительным сухим и коротким периодом увлажнения [10, 30, 50].

Палеофаунистический анализ. В пробе из песчано-гравийно-галечникового слоя 2 были обнаружены остатки моллюсков: макушка и обломок последнего оборота (базальный киль) брюхоного моллюска семейства Clausiliidae (рис. 5.1, 5.2), 6 раковин слизней надсемейства Limacoidea (рис. 5.3, 5.4) и обломок оперкулума (крышечки) наземного моллюска рода *Pomatias* (рис. 5.5). Преобладают в пробе фораминиферы отряда Nummulitida, переотложенные из палеогеновых отложений (рис. 5.6–5.8).

Представители рода *Pomatias* являются мезофильными моллюсками, обитающими в лесной подстилке. По данным [4] сейчас в Крыму обитает один вид *Pomatias rivularis* (Eichwald, 1829) [4]. Он распространен только в горной его части – на западе в окрестностях Севастополя в бассейне р. Сухая и на востоке в окрестностях городов Белогорск и Старый Крым, предпочитая дубовые и буковые леса. Наличие представителей семейства Clausiliidae также указывает на существование лесных массивов, поскольку большинство современных видов, обитающих на территории бывшего СССР, предпочитают селиться в лесной подстилке и в мертвой древесине, хотя есть связанные с открытыми станциями виды, способные переносить значительную сухость климата [4, 19].

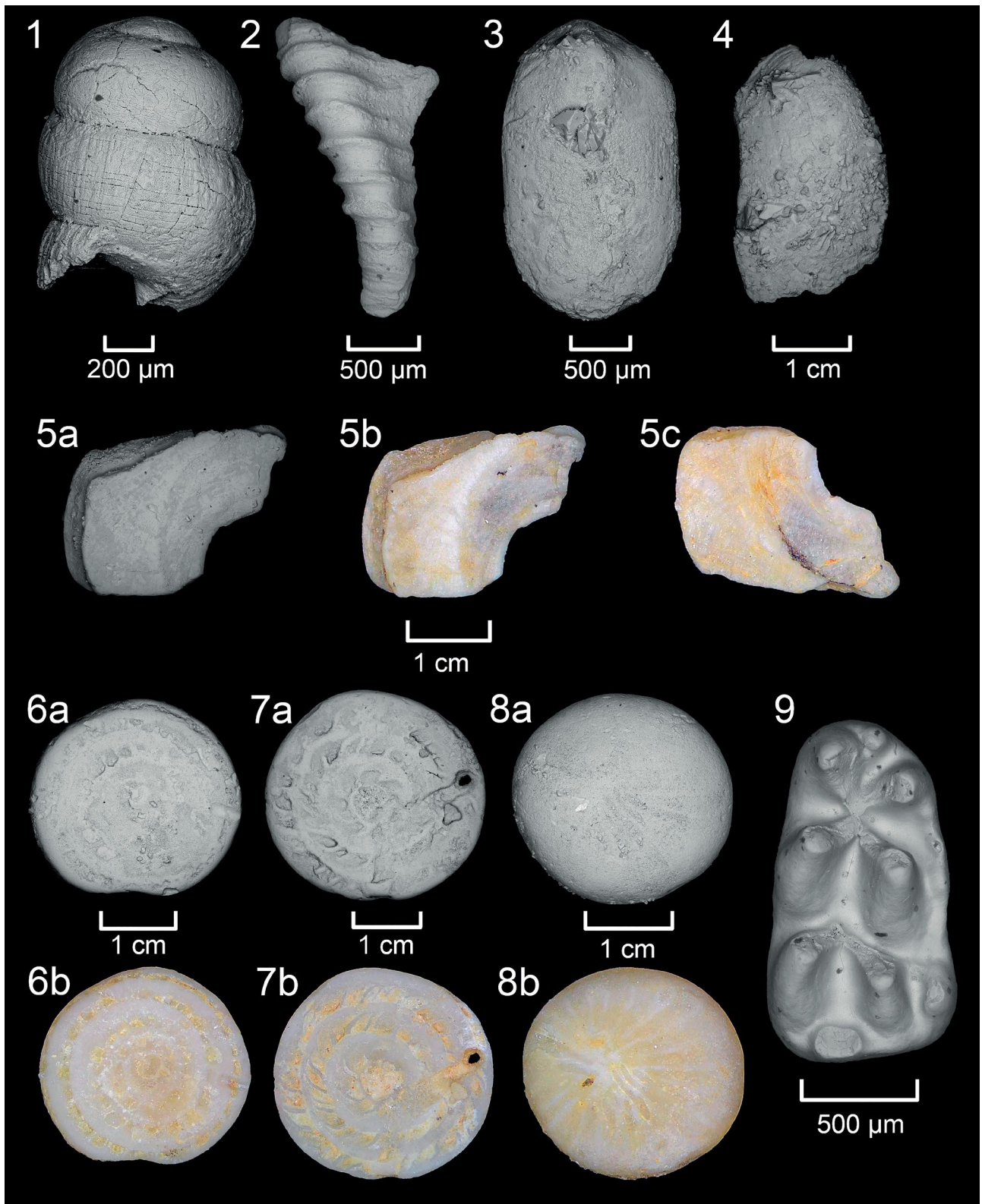


Рис. 5. Палеофауна из песчано-гравийно-галечникового слоя: 1, 2 – Clausiliidae indet. 1 – макушка; 2 – базальный киль. 3, 4 – Редуцированные раковины слизней надсемейства Limacoidea. 5 – *Pomatias* sp. обломок оперкула: а – изображения со сканирующего микроскопа; b, c – фото под световым бинокляром в двух проекциях. 6–8 – *Nummulitida* indet.: 6–7 обломки раковин; 8 – целая раковина, а – изображения со сканирующего микроскопа; b – фото под световым бинокляром. 9 – *Micromys* cf. *bendae* van de Weerd 1979, первый нижний коренной, m1, правый.

В образце обнаружен единственный зуб мелкой мыши (первый нижний правый коренной зуб, m1), по размерам и пропорциям зуба (1.48 × 0.83 мм) и слабо развитому буккальному цингулуму принадлежит к среднеразмерным мышам-малюткам, род *Micromys*. Эти формы крупнее *Micromys chaldeus* Storch, 1987 и *M. paricioi* Mein Moissenet & Adrover, 1983 из позднего миоцена и начала раннего плиоцена Испании и Северного Китая [54, 61] и современных (*M. minutus* (Pallas, 1771)) форм [22, 47]. По размерам экземпляр из Крыма заметно меньше, чем *M. steffensi* van de Weerd 1979 из раннего плиоцена Греции и находится между формами раннего плиоцена Греции (*M. ex gr. bendae* van de Weerd 1979 – *kozaniensis* van de Weerd 1979) [48, 68] и формами из местонахождений конца раннего плиоцена-раннего плейстоцена (*M. praeminutus* Kretzoi, 1959) Европы [47]. Исходя из предположения, что размеры единичных экземпляров обычно близки средним значениям генеральной совокупности остатков, можно отнести эту мышь к *Micromys cf. bendae* [68] (рис. 6.9) и предварительно датировать вмещающие отложения ранним плиоценом (занклием) и русцинием европейской биохронологической шкалы [46]. Современные мыши-малютки населяют луговые биотопы юга лесной и лесостепную зоны [11].

Стратиграфическая корреляция палеопочв. На территории Крыма красноцветные почвы встречаются преимущественно в плиоценовых отложениях [5–7, 31]. По данным палеофаунистического анализа, в образце из слоя 2, который завершает ЛПС, был найден зуб мыши-малютки *Micromys cf. bendae*. По предварительным оценкам, находка может датироваться ранним плиоценом (занклием), соответственно возраст позволяет соотнести изученные палеопочвы с плиоценовым периодом, не моложе занклия. По схеме современного подразделения стратиграфической шкалы плиоцена [7, 32], верхняя граница раннего плиоцена проходит по Кызылъярскому горизонту. В соответствии со стратиграфической шкалой, предложенной соавторами [7] ЛПС нижней части разреза Альма–Песчаное может принадлежать к этапам от Иванковского до Яркового. Наиболее схожими с изученными красноцветными почвами ЛПС по морфологическим описаниям и условиям формирования являются почвы двух этапов: Севастопольский, более древний, и Ярково-Ярковский, более молодой [7]. В Севастопольском этапе выделяют до 6 красно-коричневых и коричнево-красных почв субтропической лесостепи и переменного-влажных лесов, в Ярково-Ярковом этапе 3–4 ярко-красные почвы типичных саванн [6, 7, 31]. По морфологическим описаниям М.Ф. Веклича красноцветные почвы, описанные в разрезе Альма–Песчаное, соотносятся с почвами оптимальной стадии развития

Севастопольского горизонта (свиты), и с красными почвами оптимальной стадии развития Ярково-Ярковского горизонта (свиты). Почвы этапов развивались в теплом субтропическом климате, красные и коричнево-красные почвы с хорошо развитыми профилями, с признаками выщелоченности, окисленности и следами фаунистической активности. Почвы двух выделенных свит различаются по химическому составу и формировались в схожих климатических условиях и их морфологическое строение в зависимости от района имеет несколько вариаций. Буровато-палевые палеопочвы PS24-AP...PS28-AP могут относиться к Айдарскому, либо к Оскольскому горизонту. В данных стратиграфических горизонтах выделены буровато-палевые лёссовидные эмбриональные и буроцветные палеопочвы.

Ранее были подробно описаны схожие по строению профилям красноцветные почвы PS6 и PS7 разреза Береговое 2/16 около с. Береговое [59]. Эти палеопочвы авторами были отнесены к Севастопольскому горизонту, однако при сравнении свойств с PS21-AP и PS22-AP, палеопочвы с. Береговое менее преобразованы выветриванием, менее окислены (ППП 950°C от 1 до 11%) и имеют более мощные профили, тенденция распределения значений МВ схожа, однако значения несколько ниже, формирование данных почв шло непрерывно. Содержание песчаной фракции в PS6 и PS7 незначительное.

Предполагаем, что палеопочвы PS21-AP, PS22-AP и P6, P7 разреза Береговое принадлежат к одному палеогеографическому этапу в силу их схожего морфологического строения, но учитывая палеорельеф, геоморфологические условия залегания, расстояние между лёссово-почвенными сериями (около 10 км) и пространственную вариабельность палеопочвы имеют различия в педогенезе. Изученные красноцветные палеопочвы разреза Альма–Песчаное, вероятно, могут относиться к Севастопольскому, а буроцветные к Оскольскому этапам плиоцена. Следует учесть, что в исследованном разрезе Альма–Песчаное палеопочва PS21-AP частично перекрыта песчано-гравийным слоем, не видно палеопочв следующих стадий, что затрудняет корреляцию.

Принимая во внимание данные, полученные авторами [25], палеопочвы, относящиеся к интервалу от Оскольского до Ярково-Ярковского этапа, представленные в ЛПС разреза Альма–Песчаное, возможно, более древние, чем считалось [6, 7]. Ранее проведенный спорово-пыльцевой анализ из PS21-AP и PS22-AP не показал достоверных результатов, предположительно, из-за древности палеопочв. Для уточнения полученных данных требуются дальнейшие подробные палеопочвенные исследования ЛПС на территории Крымского полуострова с их последующей стратиграфической корреляцией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования нижней части разреза Альма–Песчаное показали, что во время формирования лёссово-почвенной серии изменение почвенного покрова было вызвано в первую очередь условиями увлажнения. На начальном этапе в ЛПС сформировалась серия палеопочв (PS28-AP...PS24-AP) степного типа почвообразования в условиях засушливого умеренно-теплого климата с периодическим увлажнением. Проявлялась ритмичность почвообразования и осадконакопления. Количество влаги постепенно уменьшалось и отмечался тренд к постепенному похолоданию климата. В дальнейшем климат изменялся от аридного до жаркого субтропического с выраженными длительными засушливыми и влажными периодами. Красно-бурые полигенетичные палеопочвы (PS22-AP...PS21-AP) сформировались в период климатического оптимума. Формирование палеопочв в их начальных стадиях происходило по типу аридных степных почв с последующим проявлением признаков ферриалитных почв влажных субтропиков. На конечных стадиях функционирования палеопочвы подвергались иссушению. Позднее почвообразование было прервано экстремальными осадками и привнесением песчано-гравийного материала, источником которого, вероятно, являлись Крымские горы. Изученная лёссово-почвенная серия по данным палеофаунистического анализа и стратиграфической корреляции с палеопочвами района исследования относится к раннему плиоцену (заклий). Красноцветные палеопочвы PS21-AP и PS22-AP могут являться частью Севастопольского этапа, а палеопочвы PS24-AP...PS28-AP принадлежать к Оскольскому этапу плиоцена.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Исследование фаунистических остатков выполнено в Геологическом институте РАН.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ 23-27-00145.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агаджанова Н.В., Изосимова Ю.Г., Костенко И.В., Красильников П.В. Индикаторы почвообразовательных процессов в красноцветных глинистых почвах заповедника Мыс Мартыан, южный Крым // Почвоведение. 2021. № 1. С. 1–14.
2. Агроклиматический справочник по Крымской области. Глав. упр. гидрометеорол. службы при Совете Министров СССР. Упр. гидрометеорол. службы УССР. Крымское гидрометеобюро. Л.: Гидрометеиздат, 1959. 136 с.
3. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 242 с.
4. Балашов И.А. Фауна Украины. Т. 29. Моллюски. Вып. 5. Стебельчатоглазые (Stylommatophora). Киев: Наукова думка, 2016. 592 с.
5. Веклич М.Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наукова думка, 1968. 238 с.
6. Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Плиоцен и плейстоцен Левобережья Нижнего Днепра и равнинного Крыма. Киев.: Наукова Думка, 1976. 186 с.
7. Веклич М.Ф. Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наукова думка, 1982. 208 с.
8. Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные черты почвообразования в плейстоцене на Восточно-Европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. М.: ГЕОС, 2015. С. 321–337.
9. Герасимов И.П., Ромашкевич А.И. Почва и кора выветривания в генетическом профиле краснозёмов Западной Грузии // Почвоведение. 1967. № 4. С. 23–31.
10. Глазовская М.А. Почвы мира. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. 234 с.
11. Громов И.М., Ербаева М.А. Зайцеобразные и грызуны // Млекопитающие фауны России и сопредельных территорий. СПб.: ЗИН РАН, 1995. 522 с.
12. Драган Н.А. Почвы Крыма. Симферополь: Изд-во СГУ, 1983. 95 с.
13. Заморий П.К. Палеогеография и стратиграфия погребенных почв // Бюл. ком. по изуч. четвертич. периода. 1975. № 44. С. 20–29.
14. Зайдельман Ф.Р., Селищев А.А., Никифорова А.С. Карбонатные конкреции почв гумидных ландшафтов и их диагностическое значение // Почвоведение. 2000. № 4. С. 405–415.
15. Зонн С.В. Железо в почвах. М.: Наука, 1982. 208 с.
16. Иноземцев С.А., Таргульян В.О. Верхнепермские палеопочвы: свойства, процессы, условия формирования. М.: ГЕОС, 2010. 188 с.
17. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
18. Климатический атлас Крыма. Приложение к научно-практическому дискуссионному аналитическому сборнику “Вопросы развития Крыма”. Симферополь: Таврия-Плюс, 2000, 118 с.

19. *Лихарев И.М.* Фауна СССР. Моллюски. Т. 3. Вып. 4: Клаузилииды (Clausiliidae). М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 318 с.
20. *Матвишина Ж.Н.* Микроморфология плейстоценовых почв Украины. Киев: Наукова думка, 1982. 144 с.
21. *Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 208 с.
22. *Несин В.А.* Неогеновые Murinae (Rodentia, Muridae) Украины. Сумы: Университетская книга, 2013. 176 с.
23. *Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копачевич Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О.* Геологическая история Бахчисарайского района Крыма (учебное пособие по Крымской практике). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 60 с.
24. *Панкова Е.И., Черноусенко Г.И.* Сопоставление каштановых почв Центральной Азии с из аналогами в других почвенно-географических провинциях сухостепной зоны суббореального пояса Евразии // Аридные экосистемы. 2018. Т. 24. № 2. С. 13–22.
25. *Певзнер М.А., Семенов В.Н., Вангенгейм Э.А., Садчикова Т.А., Коваленко В.А., Люльева С.А.* О морском генезисе и понтическом возрасте отложений опорного разреза Любимовка в Крыму // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. № 5. С. 96–106.
26. *Подгорецкий П.Д.* Крым: природа: справочное издание. Симферополь: Таврия, 1988. 192 с.
27. *Ромашкевич А.И.* Почвы и коры выветривания влажных субтропиков Западной Грузии. М.: Наука, 1974. 218 с.
28. *Розанов Б.Г.* Морфология почв. М.: Академический проект, 2004. 432 с.
29. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Недра. 1969. 703 с.
30. Почвоведение. Тип почв, их география и использование / Под ред. Ковды В.А., Розанова Б.Г. М.: Высшая Школа, 1988. Т. 2. 244 с.
31. *Сиренко Н.А., Турло С.И.* Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев: Наукова Думка, 1986. 187 с.
32. *Сиренко Е.А.* Палиностратиграфия континентальных верхнеплиоценовых-нижеплейстоценовых отложений южной части Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова Думка, 2017. 165 с.
33. *Славин В.И.* Новые данные о возрасте Таврской свиты в Крыму // Доклады АН СССР. 1977. № 5. Т. 235. С. 1140–1143.
34. *Степанцова Л.В., Красин В.Н., Королев В.А.* Морфологическая характеристика карбонатных новообразований черноземовидных почв севера Тамбовской равнины // Вестник ВГУ. 2014. № 1. С. 88–96.
35. *Суханов П.А., Кашанский А.Д., Наумов В.Д.* Агрогенетическая характеристика рендзин Триполитании (Ливия) // Известия ТСХА. 2012. № 1. С. 63–71.
36. *Хабаров А.В.* Об индексах окатанности галечников // Сов. геология. 1946. № 10. С. 98–99.
37. *Akça E., Aydemir S., Kadir S., Eren M., Zucca C., Günal H., Previtali F., Zdruli P., Çilek A., Budak M., Karakeçe A., Kapur S., Fitzpatrick E.A.* Calcisols and Leptosols // The Soils of Turkey. Cham: Springer, 2018. P. 139–167.
38. *Beck H.E., Zimmermann T.R., McVicar N., Vergopolan N., Berg A., Wood Eric F.* Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution // Sci. Data. 2018. V. 5. P. 180214. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.214>.
39. *Blott S.J., Pye K.* Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // Earth Surf. Process. Landf. 2001. V. 26. P. 1237–1248. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.261>
40. *Bourke K.D., Williams S.W., Chandler M.A., Hayward A.M., Lunt D.J., Otto-Bliesner B.L.* Pliocene and Eocene provide best analogs for near-future climates // PNAS. 2018. V. 115. P. 1328–1329. <https://doi.org/10.1073/pnas.1809600115>
41. *Costantini E.A.C., Carnicelli S., Sauer D., Priori S., Andretta A., Kadereit A., Lorenzetti R.* Loess in Italy: genesis, characteristics and occurrence // Catena. 2018. V. 168. P. 14–33. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.02.002>.
42. FAO. Guidelines for Soil Description. Rome: FAO, 2006. 97 p.
43. FAO-ISRIC. Guidelines for profile description. Rome: FAO. 1990.
44. *Fedoroff N., Courty M.-A.* Revisiting the genesis of red Mediterranean soils // Turkish J. Earth Sci. 2003. V. 22. P. 359–275. <https://doi.org/10.3906/yer-1205-10>
45. *Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G.* Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // J. Paleolimnol. 2001. V. 25. P. 101–110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
46. *Hilgen F.J., Lourens L.J., van Dam J.A.* The Neogene Period // The Geologic Time Scale. Oxford: Elsevier, 2012. P. 924–956.
47. *Horáček I., Knitlová M., Wagner J., Kordos L., Nadachowski A.* Late Cenozoic History of the Genus *Micromys* (Mammalia, Rodentia) in Central Europe // PLoS ONE. 2013. V. 8. P. 1–19. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0062498>
48. *Hordijk K., de Bruijn H.* The succession of rodent faunas from the Mio/Pliocene lacustrine deposits of the

- Florina- Ptolemais-Servia Basin (Greece) // *Hellenic J. Geosci.* 2009. V. 44. P. 21–103.
49. *Huang X., Yang S., Haywood A., Tindall J., Jiang D., Wang Y., Sun M., Zhang S., Ding Z.* Simulations reveal causes of inter-regional differences in Pliocene climatic periodicity // *Sci. Bull.* 2023. V. 68. P. 146–149. <https://doi.org/10.1016/j.scib.2022.12.031>
50. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Rome: FAO World Soil Resources Reports, 2014. V. 106. 181 p.
51. *Kenig K.* Surface microtextures of quartz grains from Vistulian loesses from selected profiles of Poland and some other countries // *Quarter. Int.* 2006. V. 152–153. P. 118–135.
52. *Krinsley D.H., Doornkamp J.C.* Atlas of Quartz Sand Surface Textures. Cambridge: Cambridge University Press, 1973. 93 p.
53. *Khmeleva M.V., Panin P.G., Chepalyga A.L., Karpukhina N.V., Naidina O.D., Bukhonov A.V.* The structure and formation conditions of the Early Pleistocene paleosols in the loess-paleosol sequence of the Alchak-Sedlovina section (Republic of Crimea) // *Geomorfologiya.* 2022. V. 53(5). P. 89–102. <https://doi.org/10.31857/S0435428122050054>
54. *Mein P., Moissenet E., Adrover R.* L'extension et l'âge des formations continentales pliocènes du fossé de Teruel (Espagne) // *Comptes rendus des Séances de l'Académie des Sciences de Paris.* 1983. V. 296. P. 1603–1610.
55. *Mirabella A., Costantini E.A.C., Carnicelli S.* Genesis of a polycyclic Terra Rossa (Chromic Cambisol on Rhodic Nitisol) at the Poggio del Comune in Central Italy // *J. Plant Nutrition Soil Sci.* 1992. V. 155. P. 407–413. <https://doi.org/10.1002/jpln.19921550510>
56. Munsell Color. Munsel Soil Color Charts. New Windsor: GretagMacbeth, 2000.
57. *Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D., Kononov Yu.M., Velichko A.A.* Morphology and micromorphology of the loess- paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS 1–MIS 17) // *Catena.* 2018. V. 168. P. 79–101. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.01.032>
58. *Panin P.G., Timireva S.N., Konstantinov E.A., Kalinin P.I., Kononov Yu.M., Alekseev A.O., Semenov V.V.* Plio-pleistocene paleosols: loess-paleosol sequence studied in the beregovoye section, the Crimean Peninsula // *Catena.* 2019. V. 172. P. 590–618. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.09.020>
59. *Panin P., Kalinin P., Filippova K., Sychev N., Bukhonov A.* Paleo-pedological record in loess deposits in the south of the East European plain, based on Beglitsa-2017 section study // *Geoderma.* 2023. V. 437. P. 116567. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2023.116567>
60. *Pécsi M., Gere, L., Schweitzer F., Scheuer G., Márton P.* Loess and paleosol sequence in Hungary reflecting cyclic climatic deterioration in the Late Cenozoic // *Pleistocene Environment in Hungary.* Budapest: Geographic Research Institute. 1987. P. 39–57.
61. *Storch G.* The Neogene mammalian faunas of Ertemte and Harr Obo in Inner Mongolia (Nei Mongol), China. 7. Muridae (Rodentia) // *Senckenbergiana Lathaea.* 1987. V. 67. P. 401–431.
62. *Targulian V.O., Krasilnikov P.V.* Soil system and pedogenic processes: Self-organization, time scales, and environmental significance // *Catena.* 2007. V. 71. P. 373–381. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.03.007>
63. *Urushadze T.F., Kvrivishvili T.O., Sanadze E.V.* An experience in using the world reference base for soil resources for the soils of western Georgia // *Eurasian Soil Sci.* 2014. V. 47. P. 752–760. <https://doi.org/10.1134/S1064229314080122>
64. *Vos K., Vandenberghe N., Elsen J.* Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // *Earth-Science Rev.* V. 128. 2014. P. 93–104. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.013>
65. *Varga G.* Similarities among the Plio-Pleistocene terrestrial aeolian dust deposits in the world and in Hungary // *Quat. Int.* 2011. V. 4. P. 98–108. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.09.011>
66. *Velichko A., Timireva S.* Morphoscopy and morphometry of quartz grains from loess and buried soil layers // *GeoJournal.* 1995. V. 36. P. 143–149.
67. *Walkley A.J., Black I.A.* Estimation of soil organic carbon by the chromic acid titration method // *Soil Sci.* 1934. V. 37. P. 29–38.
68. *Weerd A. van de* Early Ruscinian rodents and lagomorphs (Mammalia) from lignites near Ptolemais (Macedonia, Greece) // *Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen.* 1979. V. 82. P. 127–170.
69. *Yin K., Hong H., Algeon T.J., Churchman G.J., Li Z., Zhu Z., Fang Q., Zhao L., Wang C., Ji K., Lei W., Duan Z.* Fe-oxide mineralogy of the Jiujiang red earth sediments and implications for Quaternary climate change, southern China // *Scientific Rep.* 2018. V. 8. P. 3610. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-20119-4>
70. *Zamanian K., Pustovoytov K., Kuzyakov Y.* Pedogenic carbonates: forms and formation processes // *Earth Sci. Rev.* 2016. V. 157. P. 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.03.003>

Soil Formation of Early Pliocene Paleosols According to Data of the Alma–Peschanoye Loess – Paleosol Section (Western Part of the Crimean Peninsula)

M. V. Khmeleva^{1, 2, *}, P. G. Panin¹, P. D. Frolov³, A. S. Tesakov³, and A. V. Bukhonov⁴

¹*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

²*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

³*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow Russia*

⁴*Erisman Federal Scientific Centre of Hygiene, Federal Service for Surveillance on Consumer Rights Protection and Human Wellbeing, Mytishchi, 141014 Russia*

*e-mail: khmeleva@igras.ru

The article considers the loess-paleosol sequence of the Alma-Peschanoye section, located in the west of the Crimean Peninsula. A detailed analysis of morphological, physicochemical, and a number of other features made it possible to identify 8 paleosols that developed under different conditions. The estimated age of the loess-paleosol sequence was established on the basis of paleofaunal analysis based on the discovery of a tooth from the mouse *Micromys cf. bendae*. According to the data obtained, at the initial stage, the formation of paleosols proceeded rhythmically under dry, moderately warm conditions. The paleosols developed according to the steppe type of soil formation (WRB – Kastanozems). Later, the climate changes towards an increase in temperature and humidity, and two red-brown polygenetic paleosols are formed. Their soil formation took place in stages in conditions from arid to hot humid subtropical climate; at the optimal stages of soil development, the soils were formed according to the type of fersiallite (Nitisols). At the final stages of development, paleosols were formed under sharp changes in the regimes of moistening – desiccation. The studied red-colored paleosols can presumably belong to the Sevastopol stratigraphic horizon. The studies carried out made it possible to characterize the landscape and climatic conditions and form an idea of the genesis of the soil cover in the early Pliocene.

Keywords: soil morphology, paleosol, climate change, Zanclean, East-European plain

МИНЕРАЛОГИЯ И МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ ФОРМАЦИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ТЕРСКО-КУМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

© 2024 г. А. О. Алексеев^а, * (ORCID: 0000-0001-5158-4454), Т. В. Алексеева^а
(ORCID: 0000-0002-3880-2573)

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московской области, 142290 Россия

*e-mail: alekseev@issp.psn.ru

Поступила в редакцию 16.06.2023 г.

После доработки 08.08.2023 г.

Принята к публикации 17.08.2023 г.

Проведено детальное минералогическое и геохимическое исследование опорного разреза “Отказное”, представляющего лёссово-почвенный комплекс, приуроченный к Терско-Кумской равнине. Разрез сохраняет детальную запись истории развития региона в плейстоцене. Мощность отложений достигает 140 м, а возраст может превышать 800 тыс. лет. Одна из основных задач работы состояла в демонстрации возможностей комплекса методов измерения магнетизма окружающей среды в сочетании с мессбауэровской спектроскопией, минералогическими и геохимическими методами для проведения палеогеографических реконструкций природной среды и условий осадконакопления. Обнаруженные изменения магнитных свойств для опорного разреза “Отказное” свидетельствуют о высокой чувствительности минералов железа к изменяющимся климатическим условиям при почвообразовании и условиям осадконакопления. Почвенные горизонты характеризуются повышенным содержанием ферримангнетиков. Отмечается существенное увеличение ферримангнетического вклада в палеопочвенных горизонтах (ПП), где он достигает 80% от полной магнитной восприимчивости по сравнению с лёссовыми горизонтами. На основе распределения групп глинистых минералов по глубине изученного разреза выделяется до шести уровней развития палеопочв. Степень выраженности изменений минерального состава в них различна. Важный момент – присутствие хлоритов в палеопочвенных горизонтах, что, вероятно, может объясняться эродированностью наиболее выветрелой кровли ПП. Заметный прирост содержания смектитовой фазы в ПП горизонтах свидетельствует о достаточной длительности почвообразования. Полученные результаты по изменению магнитной восприимчивости и глинистой минералогии ярко фиксируют ПП, также уверенно выделяются микулинское межледниковье (MIS5) и межстадиал днепровского ледникового горизонта (MIS6) к которому относится слабовыраженная брянская палеопочва. Полученные результаты изменения вещественного состава лёссово-почвенного комплекса подтверждает стратиграфические построения. На основании количественных показателей (совокупности магнитных, минералогических, и геохимических параметров) для почвенно-лёссовых комплексов территории Терско-Кумской равнины реконструирована динамика климатических условий, и подтвержден тренд постепенной аридизации климата в течение плейстоцена. Эпохи межледниковий, когда формировались почвенные комплексы, характеризовались повышенной по сравнению с этапами оледенений гумидностью климата с максимумом индекса аридности $IDM = 35$ (годовые осадки до 700 мм) для инжавинского педокомплекса (ПК4).

Ключевые слова: магнитная минералогия почв, глинистые минералы, оксиды железа, мессбауэровская спектроскопия, палеорекострукции

DOI: 10.31857/S0032180X24010053, EDN: ZLRFNW

ВВЕДЕНИЕ

Изучение лёссово-почвенных последовательностей многих лёссовых провинций Евразии дает богатый материал для палеогеографических реконструкций. Лёссово-почвенные последовательности фиксируют палеоклиматические и палеоэкологические изменения в четвертичном периоде. Лёссовые породы являются одним из наиболее широко распространенных типов континентальных четвертичных образований. По мнению ряда авторов [9, 17], одним из ведущих методов исследования лёссово-почвенных формаций является палеопедологический. Несмотря на большие достижения палеопедологии в палеогеографии плейстоцена, ее использование в качестве автономного хроностратиграфического метода может привести к серьезным ошибкам не только в хроностратиграфических, но и в палеогеографических построениях [6, 9–13, 15, 17]. Необходим системный подход, заключающийся в использовании обширного комплекса методов, включающих в себя кроме описания строения толщ и отдельных горизонтов, их минералогический, химический, гранулометрический и др. анализы. Состояние минеральных компонентов разновозрастных отложений относится к числу важнейших диагностических параметров динамики условий лёссо- и почвообразования. На протяжении геологической истории ландшафтов, колебания климата влекут за собой изменения в соотношении скоростей выветривания, что в свою очередь отражается в направленности литогенеза и почвообразовательного процесса. Исследование магнитных свойств, минералогического и химического составов лёссово-почвенных комплексов является одним из ключей к решению таких важных проблем геологии четвертичного периода, как генезис лёссовых пород, их стратиграфия, а также имеет принципиальное значение для климатостратиграфических построений и корреляций геологических событий в разных ландшафтно-климатических зонах [15].

Магнитные свойства почв являются важным архивом климатических условий и одним из показателей, широко используемых в палеоэкологических исследованиях для реконструкции уровня атмосферных осадков в различные исторические и геологические эпохи [26, 27, 29, 31–34, 36, 37, 39, 40, 48]. Формирующаяся в почве более высокая магнитная восприимчивость по сравнению с исходным материалом объясняется новообразованием магнитных железосодержащих минералов, которые считаются специфическим результатом почвообразовательного процесса. Наблюдаемое “магнитное усиление” связано с зависимым от климата образованием и накоплением в почвах в первую очередь магнетита и маггемита. Однако следует учитывать и другие оксиды и оксигидроксиды железа, которые более важны с точки

зрения общего объема минералов железа в почвах. Магнитные свойства осадочных пород, указывающие на состав, концентрацию и размеры зерен магнитных минералов – это параметры, которые используются не только для представления о палеоклиматических изменениях, выявленных по лёссово-почвенным последовательностям, но позволяют провести более точные стратиграфические построения. Несмотря на широкое использование в палеопочвенных исследованиях параметра магнитной восприимчивости, следует отметить, что измерения магнитной восприимчивости обычно являются лишь первым шагом в определении магнитных свойств любого образца. Для того, чтобы выяснить природу магнитных минералов, концентрацию и размеры зерен в образце требуется ряд дополнительных магнитных экспериментов, в идеале дополненных независимым минералогическим анализом репрезентативных образцов [2, 5, 41–44].

Лёссы Предкавказья – наиболее распространенный и полный континентальный палеогеографический архив плейстоцена на юге европейской части России. Лёссовые отложения покрывают почти сплошным чехлом пространство от Азовского моря до Прикаспийской низменности [6, 7, 9, 22]. В настоящем исследовании были изучены разновозрастные плейстоценовые лёссово-почвенные комплексы, приуроченные в Терско-Кумской равнине (опорный разрез “Отказное”). Разрез представляет собой детальную запись истории развития региона в плейстоцене. Мощность отложений достигает до 100–140 м, возраст может превышать 800 тыс. лет [6, 8, 18, 22]

Одна из основных задач работы состояла в демонстрации возможностей магнитных, минералогических и геохимических исследований для проведения палеогеографических реконструкций природной среды, анализа вещественного состава отложений и условий осадконакопления в плейстоцене.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район опорного разреза “Отказное” относится к Терско-Кумской равнине, занимающей промежуточное положение между двумя крупными геолого-структурными областями Предкавказья – Ставропольским поднятием на западе и Каспийской впадиной на востоке. Морфологически она представляет собой относительно возвышенную равнину, полого наклоненную на восток. Абсолютные отметки территории изменяются от 156 до 246 м. Разрез расположен в долине р. Кумы и на ее водоразделах с реками Мокрый Карамык и Горькая Балка. На правобережье выделено два лёссовых комплекса общей мощностью около 140 м, которые с размывом перекрывают морские акчагыльские отложения. Нижний комплекс представлен пачкой

аллювиально-пойменных отложений и лёссово-почвенной серией, включающей три горизонта буровато-коричневых палеопочв, разделенных деградированными, в настоящее время обводненными, суглинками.

В 1986 г. в районе с. Отказное в Ставропольском крае (координаты 44°17'54" N, 43°52'02" E) были проведены масштабные исследовательские и буровые работы коллективом специалистов из ПНИИИС Госстроя РСФСР ("Производственный и научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям в строительстве") (Я.Е. Шаевич), МГУ им. М.В. Ломоносова (А.В. Минервин, Н.С. Болиховская), ИГАН СССР (А.А. Величко, В.П. Ударцев, Т.Д. Морозова), Северо-Кавказского отделения ПНИИИС (Б.Ф. Галай). Образцы кернов, полученные при бурении скважин опорного разреза в 1989 г., для исследования и анализа в настоящей работе были отобраны с шагом 0.25 м в кернохранилище СКО ПНИИИС при содействии Б.Ф. Галай.

Наибольший практический интерес представляет верхний комплекс, мощностью около 90 м, который включает 9 циклитов, содержащих до 26 лёссовых и почвенных горизонтов. Палеомагнитные исследования лёссово-почвенные отложения в регионе начались в 1980-х гг. и были включены в региональную педостратиграфическую схему [7, 8, 28]. Положение границы Матуяма/Брюнхес в разрезе "Отказное" было определено на глубине 75 м (~780 тыс.л.н.). Эпизод Джерамило (~900 тыс.л.н.) в хронике Матуяма был определен в интервале 103–113 м. Граница эпох Матуяма–Брюнес (0.78 млн лет) приурочена к самому нижнему горизонту лёсса и проходит на глубине около 80 м от дневной поверхности [22].

В изученных разрезах Терско-Кумской равнины представлены пять региональных комплексов ископаемых почв (снизу вверх): воронский (ПК5, ПК6), инжавинский (ПК4) MIS10, каменский (ПК3) MIS9, роменский (ПК2) MIS7 и мезинский (ПК1) MIS5 и 5 горизонтов лёссов: коростылевский, борисоглебский, орчикский, днепровский и валдайский [16, 45].

Палинологическое изучение лёссовой толщи в районе с. Отказное обнаружило следующее. Формирование горизонтов типичных лёссов происходило в открытых перигляциальных степных и полупустынных ландшафтах, а также в зоне развития как перигляциальных редкостойных березовых и сосново-березовых лесов, так и межледниковых парковых дубовых и грабинниковых лесов на протяжении ледниковых эпох, и похолоданий межледниковых эпох. Ископаемые почвы сформировались вовремя межледниковий, межстадиалов стадий оледенений [6, 28]. Привязка данных, полученных в настоящей работе, выполнена

к стратиграфическим уровням, используемым Болиховской [28] (рис. 1).

Разрез нижнего плейстоцена представлен серией маломощных палеопочв, сложенных темно-бурыми тяжелыми суглинками или глинами с большим количеством зерен карбонатных пород пылеватого размера, мощностью от 0.5–1.5 м и тремя педокомплексами (балашовский, ржаксенский и воронский), сложенными суглинками средними и тяжелыми, мощностью 3.6–3.8 м. Лёссовые горизонты мощностью 2–10 м представлены суглинками средними и легкими, светло-коричневыми, палевыми [22].

Средним плейстоценом датируется мощная часть разреза, в которой выделяются три педокомплекса и три лёссовых горизонта. Инжавинский педокомплекс состоит из двух палеопочв светло-коричневого и коричневого цвета с большим содержанием карбонатов в иллювиальной части (2.0–3.9 м). Каменский педокомплекс состоит из трех палеопочв, представленных средними и тяжелыми суглинками характерного буровато-коричневого цвета. Общая мощность педокомплекса 4–5 м. Роменский педокомплекс мощностью 3.2–4.4 м представлен тремя светло-коричневыми почвами полного профиля с большим содержанием карбонатов. Лёссовые горизонты (борисоглебский, орчикский, днепровский) представлены палевыми легкими суглинками и тяжелыми супесями мощностью до 5–6 м каждый [22].

К верхнему плейстоцену в районе относятся отложения мезинского педокомплекса, брянской палеопочвы и валдайского горизонта лёссов. Мезинский педокомплекс очень хорошо выдержан по площади. Представлен легкими и средними буровато-коричневыми суглинками мощностью от 1.9 до 3.2 м. Брянская почва слабовыраженная залегает на глубине 13.8–14.5 м и представлена легким коричнево-палевым суглинком [18, 22].

В работе использовали комплекс инструментальных методов для получения петрофизических и минералогических характеристик почв. Магнитные свойства почв изучали с использованием следующего оборудования: магнитная восприимчивость (χ) – Карраметр КТ-5 (полевые исследования), Каррабридж KLY-2 (лабораторные исследования); частотно-зависимая магнитная восприимчивость (χ_{fd}) – MS-2 Bartington; кривые намагниченности насыщения (IRM) в полях напряженности до 1 Тл – Molspin магнетометр и Molspin пультсовый намагничиватель; безгистерезисное намагничивание (ARM) – комплекс оборудования Molspin demagnetaser и Molspin magnetometr; полные кривые намагничивания (петли гистерезиса) – вибрационный магнитометр VSM Molspin.

Получаемые магнитные параметры и их информативность [2, 43]:

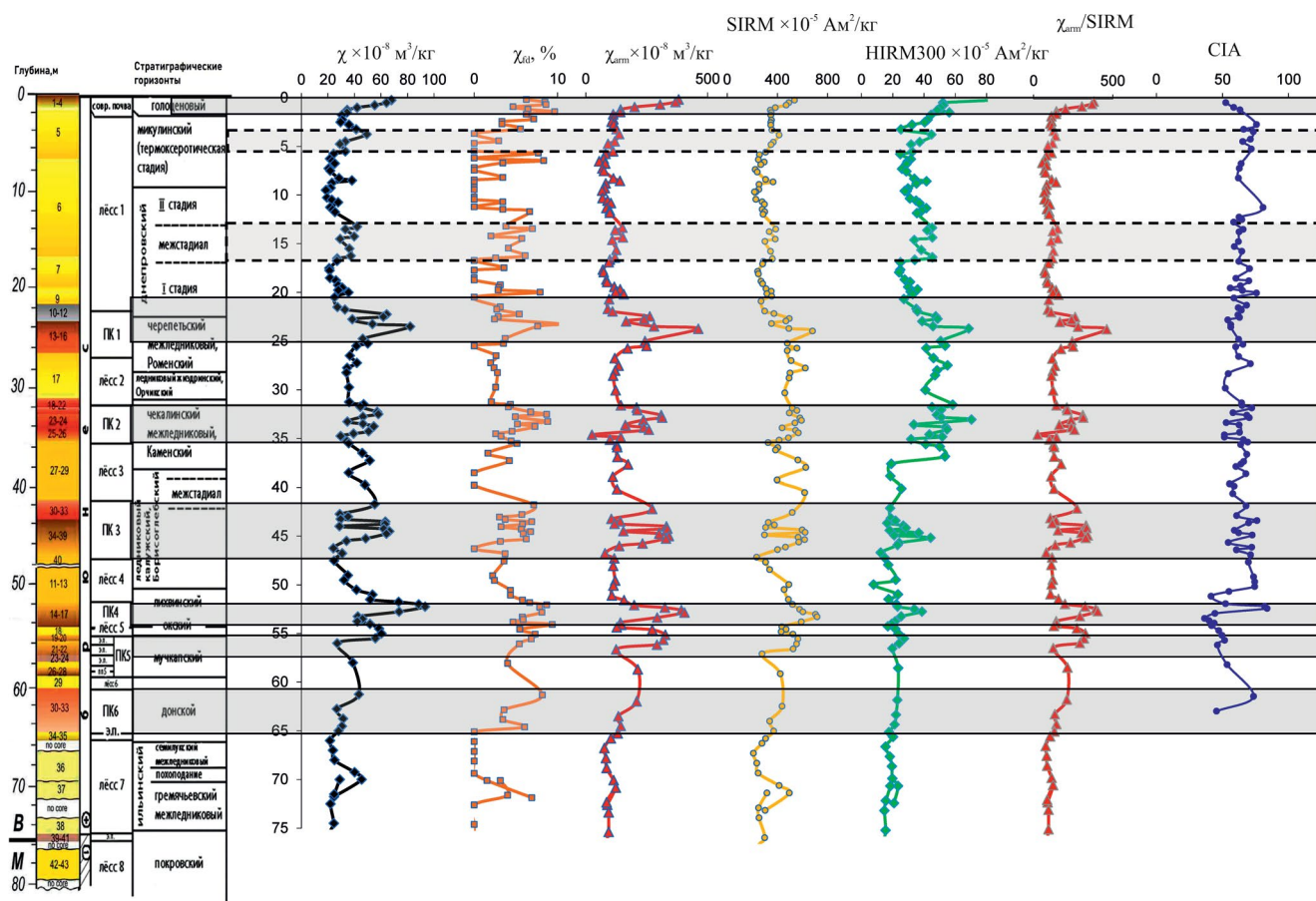


Рис. 1. Строение и климато-стратиграфическая схема по [28] отложений разреза “Отказное” (ПК – почвенный комплекс). Распределения магнитных параметров (χ , χ_{fd} , χ_{ARM} , SIRM, HIRM300, $\chi_{ARM}/SIRM$) и индекса химического выветривания CIA.

χ ($\times 10^{-8}$ м³/кг) – магнитная восприимчивость (χ или χ_{lf}) – общая концентрация ферромагнетиков или общая концентрация парамагнитных минералов и антиферромагнетиков при малых количествах ферромагнетиков;

$\chi_{fd}\%$ – частотно-зависимая магнитная восприимчивость. Вычисляется по разнице измерений при разных частотах (для MS2460 χ_{lf} и 4600 Гц χ_{hf} соответственно). $(\chi_{fd})\% = (\chi_{lf} - \chi_{hf})/\chi_{lf} \times 100$ отражает наличие ферромагнетиков в суперпарамагнитном состоянии. Особенно чувствителен к размеру частиц в интервале 0.015–0.025 мкм;

χ_{ARM} ($\times 10^{-8}$ м³/кг) – безгистерезисное намагничивание ARM. Максимальное переменное поле, используемое в приборе Molspin demagnetiser для намагничивания – 100 мТл с шагом уменьшения магнитного поля за каждый цикл 0.016 мТл, при наложенном на образец постоянном поле подмагничивания (0.08 мТл). Высоко селективно к размеру частиц (0.02–0.4 мкм) ферромагнетиков (магнетит, маггемит). Отражает количество дисперсного магнетита (однодоменных частиц). Параметр

чувствителен как к концентрации, так и к размеру ферромагнитных зерен, самый высокий для зерен, близких к границе супердисперсных частиц SP/SD, и самый низкий для крупнозернистых многодоменных (MD) магнитных зерен (например, >5 мкм в магнетите).

SIRM – 10^{-5} Ам²/кг – намагниченность насыщения в поле до 1 Тл. Уровень остаточной намагниченности, который может быть вызван применением “насыщающего” магнитного поля 1 Тл, достаточного для насыщения магнетита, но не гематита или гетита. SIRM является индикатором концентрации магнитных минералов в образце, но также реагирует (хотя и менее чувствительно, чем ARM) на размер магнитных зерен.

IRM100; IRM300 – намагниченность насыщения в полях до 100 и 300 мТл соответственно.

$\chi_{ARM}/SIRM$ (м/А) – отношение отражает изменение в размере частиц магнетиков и позволяет определить относительный размер частиц ферромагнетиков.

IRM₁₀₀/SIRM – отражает содержание ферри-магнетиков (магнетита маггемита;

HIRM300 (SIRM–IRM₃₀₀) – отражает содержание высоко коэрцитивных минералов (гематита + гетит);

HIRM100mTлаf – параметр (остаточная намагниченность), позволяющий оценить содержание гематита (гетита). Определяется после процедуры, состоящей в намагничивание полем 1 Тл с последующим размагничиванием почвенных образцов на установке Molspin demagnetiser (100 мТл, с шагом уменьшения магнитного поля за каждый цикл 0.016 мТл, при наложенном на образец постоянном поле подмагничивания –0.08 мТл) [42].

Минеральный состав илистой фракции (<2 мкм) образцов лёссов и погребенных почв изучали методом рентгеновской дифрактометрии на дифрактометре ДРОН-3 (CuK_α-излучение, Ni-фильтр, шаг сканирования 0.1° 2θ, время сканирования 10 с). Использовали ориентированные препараты. Для диагностики минералов получали следующий комплекс дифрактограмм: Mg-форма воздушно-сухие; Mg-форма, насыщенные этиленгликолем; Mg-форма, прокаленные до 350 и 550°C; K-форма воздушно-сухие; K-форма, насыщенные этиленгликолем; Li (Грин-Кели)-тест. Для приготовления монокатионных форм илистых фракций использовали 1 М растворы хлоридов соответствующих катионов. Перед насыщением катионами образцы были обработаны 10%-ным раствором H₂O₂ на кипящей водяной бане. Полуколичественную оценку содержания основных групп глинистых минералов в составе илистой фракции осуществляли по методу Бискайя [19]. Анализ состояния соединений железа и их распределения в почвах, илистой фракции проводили на основании данных мёссбауэровской спектроскопии. Мёссбауэровские спектры ⁵⁷Fe записывали на спектрометре MS-1104Em в диапазоне скоростей –10...+10 мм/с с разрешением в 1024 канала при комнатной температуре и 80 К. Изомерный сдвиг определяли относительно α-Fe. При обработке спектров использовали стандартное программное обеспечение спектрометра Univem MS. Для обработки спектров применяли модели, выбранные с учетом результатов рентгеновской дифрактометрии, химического анализа (XRF). Параметры для минеральных компонентов подбирали в соответствии с литературными данными [5, 46].

Химический состав образцов изучали методом рентгенфлуоресцентного анализа (Spectroscan Макс-GV) по методике измерений массовой доли металлов и оксидов металлов в порошковых пробах. Среднюю пробу измельчали до пудры и помещали в специальную кювету. Стандартная навеска была не менее 200 мг. Количественные калибровки производили с помощью комплекта государственных стандартных образцов состава почв.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Детальная геохимическая характеристика разреза “Отказное” была представлена ранее [16]. В качестве показателя степени выветривания для лёссовых отложений Терско-Кумской впадины Северного Кавказа рассмотрим изменение индекса химического выветривания CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO* + Na₂O + K₂O)] × 100%, (CaO* – содержание кальция в силикатах) [47]. Невыветрелые породы характеризуются значениями CIA порядка 50 ед., сильновыветрелые – до 100 ед. Показатель CIA для полевых шпатов составляет ~50; для вторичных глинистых минералов и хлорита порядка 100; для иллита и смектита 80–85 ед. Среднее значение показателя CIA для лёссовых пород, формирующих опорный разрез “Отказное”, составляет порядка 64 ед., что соответствует относительно выветрелым, сформированным в умеренных климатических обстановках отложениям. Используя в качестве критерия для разграничения отложений, формировавшихся в обстановках холодного и теплого (аридного и гумидного) климата, величину коэффициента CIA = 70 ед. [47] можно видеть, что в лёссово-почвенной толще опорного разреза представлено не менее трех групп отложений. В нижней части разреза, к которой относится почвенный комплекс ПК6, фиксируется значение коэффициента CIA порядка 73. Следующим слоем, для которого отмечается максимальное значение показателя CIA, соответствует почвенному комплексу ПК4 (лихвинское межледниковье). Значение CIA ≈ 84 указывает на гумидный тип климата, при котором формировались данные отложения. Значения CIA > 70 отмечаются также в отложениях почвенного комплекса 3 (ПК3), который образовался в период калужского похолодания. Выше по разрезу располагаются отложения черепетьевского (роменского) межледниковья с почвенным комплексом ПК1, для которых отмечаются значения коэффициента CIA ≈ 75. Выше по разрезу располагаются отложения, сформированные в эпоху днепровского оледенения. Для первой фазы днепровской стадии днепровского оледенения отмечается значение коэффициента CIA ≈ 70. Однако каких-либо значительных изменений значений коэффициентов выветривания не наблюдается. В целом по разрезу значениям в интервале 55 < CIA < 70 принадлежат лёссовые породы и почвенные комплексы подавляющего числа литостратиграфических единиц опорного разреза “Отказное”. Скорее всего, все эти образования являются отложениями умеренных климатических обстановок.

По магнитным параметрам, представленным на рис. 1, отмечается четкое различие палеопочвенных горизонтов и лёссов. По приросту величины магнитной восприимчивости изученные палеопочвы хорошо выделяются, что связано, в первую очередь, с биоклиматическим фактором формирования

оксидов железа. Максимальные значения магнитной восприимчивости (χ) до 95×10^{-8} м³/кг характерны для ПК4 горизонтов, в то время как для отложений лёсса они составляют в среднем $20-25 \times 10^{-8}$ м³/кг. В нижней части разреза, к которой относится почвенный комплекс ПК6, фиксируется значение (χ) до 50×10^{-8} м³/кг. Значения χ около 65×10^{-8} м³/кг отмечаются для отложений каменского педокомплекса ПК3, который образовался в период калужского похолодания. Выше по разрезу располагаются отложения черепетьевского (роменского) межледниковья с мезенским почвенным комплексом ПК1 с (χ) до 82×10^{-8} м³/кг. Также на профильной кривой магнитной восприимчивости уверенно выделяются микулинское межледниковье (MIS5) и межстадиал днепровского ледникового горизонта (MIS6). К последнему относится слабо выраженная брянская палеопочва, которая была выделена на глубине 13–8–14.5 м сотрудниками Института географии РАН при описании кернов [22]. Вариабельность магнитной восприимчивости отражает в первую очередь различие в содержании новообразованных магнитных железосодержащих минералов, являющихся результатом почвообразовательного процесса. Наблюдаемый прирост магнитной восприимчивости связан с зависимым от климата образованием и накоплением в почвенных горизонтах в первую очередь магнетита и маггемита. Этот факт подтверждается анализом данных, полученных с помощью комплекса методов магнитной минералогии (SIRM, χ ARM, χ ARM/SIRM; IRM₁₀₀/SIRM). Параметры магнитных характеристик позволяют отметить, что в палеопочвенных горизонтах возрастает содержание ферримангнетиков, вероятно, магнетита. В то же время содержание гематита (гетита), которое может быть оценено по приросту HIRM300, не фиксирует существенных приростов в почвенных горизонтах. В верхней части разреза до глубины ~40 м сложенной рыхлыми отложениями, в которых общая пористость составляет 40–45%, отмечается существенное увеличение просадочности лёссовых пород [22]. В этой части разреза также фиксируются повышенные значения для HIRM300, отражающего содержание высококоэрцитивных минералов (гематита + гетит) ~ 50 ($10^{-5} - 10^{-5}$ Ам²/кг), в нижней части разреза до глубины 70 м значения уменьшаются до ~ 20 ($10^{-5} - 10^{-5}$ Ам²/кг).

Высокие значения χ_{fd} (до 10%) и увеличение χ ARM в палеопочвенных горизонтах свидетельствуют о наличии ферримангнетиков с размерами частиц в интервале от суперпарамагнитных (SP) до стабильных однодоменных (SD) (0.03–0.1 мкм). Значения отношения χ ARM/SIRM отражают не только размер частиц, но и характер их взаимодействия. Для изверженных и метаморфических пород, содержащих гетит, грейгит, а также большие многодоменные магнитные сферулы, значения

этого отношения лежат в интервале 0–0.5 1/мА, для магнетитов, имеющих почвенную природу 0.5–1.5 1/мА, для магнетитов магнитотактических бактерий, формирующих цепочки бактериальных магнетитов 1.5–2 1/мА [40]. Значения этого отношения для палеопочвенных горизонтов лежат в интервале, характерном для почвенных магнетитов.

Компьютерный анализ полных кривых намагничивания (петли гистерезиса), выполненный как для валовых образцов, так и илистых фракций подтверждает, что ферримангнитная составляющая магнитной восприимчивости составляет до 80% от полной магнитной восприимчивости (рис. 2а). Отмечается закономерное увеличение содержания ферримангнитной составляющей в почвенных горизонтах по сравнению с лёссами, где ее доля составляет ~60%. (рис. 3). Максимальные приросты ферримангнитной составляющей в магнитной восприимчивости отмечаются в илистой фракции по сравнению с почвой в целом, что подтверждает почвенную природу формирующегося магнетита.

Мессбауэровские спектры почв в целом и илистой фракции, полученные при комнатной температуре, представляют собой суперпозицию дублетов Fe³⁺ и Fe²⁺ (рис. 2б). На отдельных спектрах образцов илистой фракции отмечаются слабый секстет ($H_{эф}$ ~50.5 Тл), свидетельствующий о присутствии магнитоупорядоченной фазы.

Существенная часть Fe³⁺ в илистой фракции почв содержится в составе высокодисперсных гидрооксидов в суперпарамагнитном состоянии и слабо окристаллизованных формах (до 25–30%). Этот факт подтверждается спектрами, полученными при температуре жидкого азота (80 К). Так, в илистой фракции для ПК1 наблюдается широкий секстет (более 25% от площади спектра), который может быть представлен в виде суперпозиции секстетов от линий гематита, гетита, а также дублетов Fe³⁺ и Fe²⁺. Результаты, полученные по распределению содержания гетита и гематита в илистых фракциях отдельных образцов, относящихся к педокомплексам и лёссам, представлены на рис. 3. По результатам, полученным для илистой фракции, не отмечается существенного различия в содержании гетит и гематита в палеопочвенных и лёссовых горизонтах, а также в соотношения этих двух минералов железа. Следует отметить, что в отдельных публикациях для климатических реконструкций предлагается использовать соотношение содержания гетита к гематиту в почвах [25], позволяющего существенно расширить диапазон величин реконструируемых атмосферных осадков (100–3000 мм/год). Однако для исследования магнитной минералогии в настоящей работе использовали криогенные магнетометры, так как другими минералогическими методами точное определение соотношения гетит/гематит в почвах весьма трудно. Мессбауэровская спектроскопия при низких

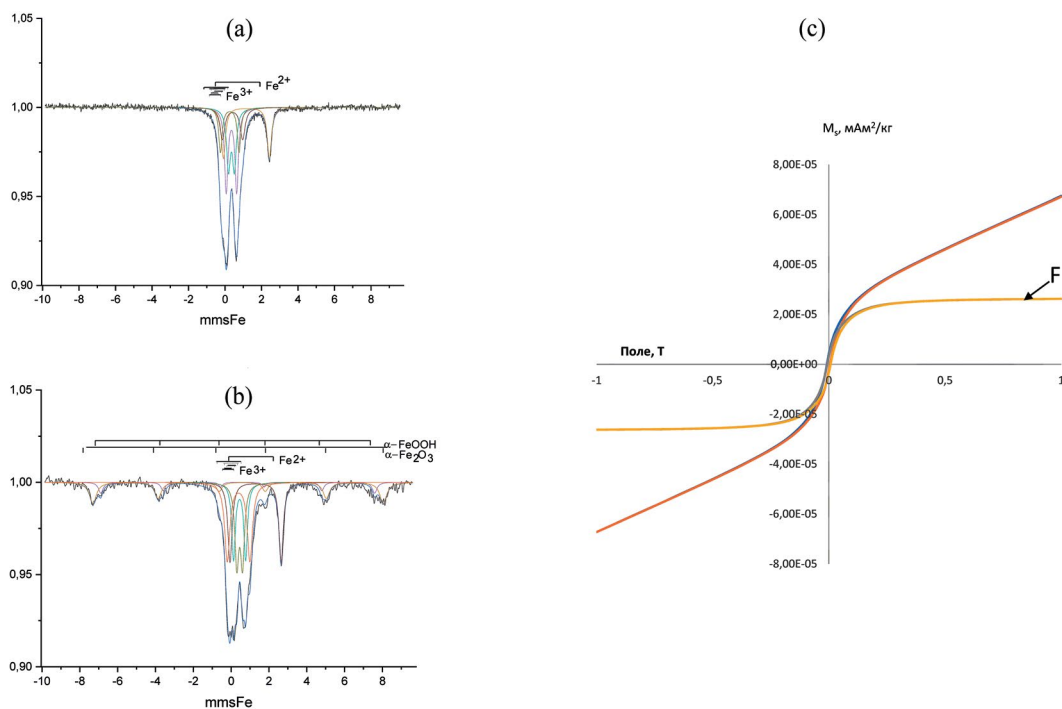


Рис. 2. Пример мессбауэровского спектра, полученного при комнатной температуре (а) и 80 К (б). Пример анализа кривых намагничивания (петля гистерезиса) для валового палеопочвенного образца с расчетной частью ферромагнитной составляющей (F) (с).

температурах (~80 К) также является высокочувствительным методом для определения гетита и гематита в почвах, что продемонстрировано в настоящем исследовании илистых фракций (<2 мкм), но для палеоклиматических реконструкций, вероятно, нужно проводить аналогичные определения на валовых образцах почв.

Выше показано, что отношение $Fe^{2+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ можно рассматривать в качестве показателя степени выветривания почвообразующего материала в ходе почвообразования. Анализ валентного состояния железа в структуре силикатов изученных современных почв степной зоны и изменение их магнитных свойств свидетельствуют о трансформационных переходах железа в ходе почвообразования *in situ* [1, 2]. Полученное распределение содержания $Fe^{2+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ в илистой фракции с глубиной демонстрирует максимальное уменьшение этого отношения в почвенных горизонтах и его увеличение в горизонтах лёссов.

Качественный минеральный состав илистой фракции изученных двух групп образцов (лёссы и палеопочвы) в целом идентичен. В образцах преобладает диоктаэдрическая слюда мусковитового ряда. Все образцы содержат смектитовую фазу в составе неупорядоченно-смешанослойного минерала слюда-смектит. Смектитовая фаза представлена в основном высокозарядной разностью

бейделлитового типа с незначительной примесью низкозарядной разности. Диагностика бейделлита базируется на следующих рентгенографических характеристиках минерала. Первый базальный пик Mg-формы всех изученных образцов имеет завышенные значения межплоскостного расстояния 15.0–16.5 Å, что объясняется супердисперсностью частиц этой фазы. Насыщение образцов этиленгликолем приводит к набуханию решетки и увеличению межплоскостного расстояния до 18–19 Å. Прокаливание до 350°C и далее 550°C приводит к сжатию решетки до 10 Å. В качестве примера на рис. 4 приводятся данные рентгеновской дифрактометрии для образца лёсса и перекрывающей его ПК4.

Насыщение образцов K^+ приводит к необратимому сжатию решетки до 14.25 Å (нет реакции на последующее насыщение образца этиленгликолем). Li-тест (прокаливание при 250°C в течение 12 ч с последующим насыщением этиленгликолем приводит к смещению пика до 18–19 Å, что аналогично поведению образца в Mg-форме (данные не приводятся)).

Все образцы содержат хлоритовую фазу и каолинит. Помимо слоистых силикатов все образцы содержат тонкодисперсный кварц и K-полевошпат (в следовых количествах).

Полуколичественная оценка содержания фаз показала, что две выделенные группы образцов

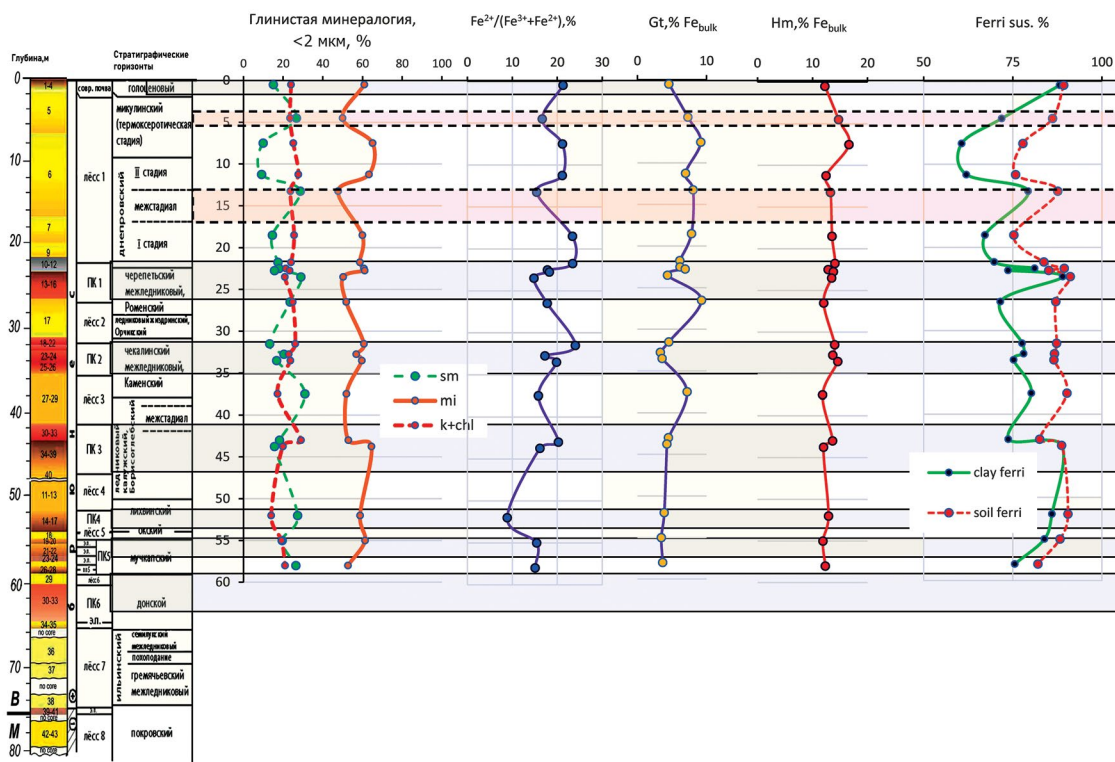


Рис. 3. Профильные распределения изученных параметров для илистой фракции. Обозначения: Sm – смектит, Mi – слюда, K+Chl – каолинит + хлорит; данные мессбауэровской спектроскопии $Fe^{2+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$, содержание гетита (Gt), гематита (Hm), расчетные значения доли ферримагнитного вклада ($Fe_{ii} \text{ sus.}$) в сигнал магнитной восприимчивости для илистой фракции (clay ferri) и валовых образцов (soil ferri).

(лѐссы и палеопочвы) различаются по содержанию фаз. В образцах из ПП слоев отмечается более высокое содержание смектитовой фазы: средние значения в лѐссовых горизонтах составляют $17 \pm 4\%$, а в ПП – $27 \pm 5\%$. При этом содержание гидрослюд и хлоритов, а также полевых шпатов в ПП горизонтах снижается.

Распределение групп глинистых минералов по глубине изученной скважины дано на рис. 2. На основании полученных данных в пределах изученной скважины можно выделить 6 уровней развития палеопочв. Степень выраженности описанных изменений минерального состава в них различна. Она может объясняться (1) эродированностью наиболее преобразованной части профиля, (2) климатом, что должно согласовываться с карбонатным профилем и (3) длительностью перерыва.

Важный момент – это присутствие хлоритов в ПП горизонтах. Хлориты – наименее устойчивая минеральная фаза при почвообразовании. Показано, что в условиях степного почвообразования они, как правило, не сохраняются [4, 20, 21]. Наличие хлоритов в ПП горизонтах может объясняться эродированностью наиболее выветрелой кровли

ПП. Исследования проводили с нарушенными образцами кернов, в связи с чем детальным подтверждений предполагаемых процессов выраженных в морфологии почв дать невозможно. Сохранность этих неустойчивых минералов не может объясняться краткосрочностью перерыва в лѐссонакоплении. Заметный прирост содержания смектитовой фазы в ПП горизонтах свидетельствует о достаточной длительности почвообразования.

Содержание почвенного магнетита использовали как “магнитная запись” о предшествующих условиях окружающей среды степей, что позволило получать количественные реконструкции климата, а также количественно оценить сдвиг природных границ на протяжении позднего голоцена на юге Восточно-Европейской равнины, обусловленного климатическими вариациями [23, 24]. Статистический анализ климатических зависимостей изменения магнитной восприимчивости в современных почвах степей юга Восточно-Европейской равнины продемонстрировал, хотя и с определенными ограничениями, возможность определения количества атмосферных осадков, индекса аридности Де Мартона (IDM), коэффициента увлажненности (КУ) в прошлые эпохи. Индекс аридности

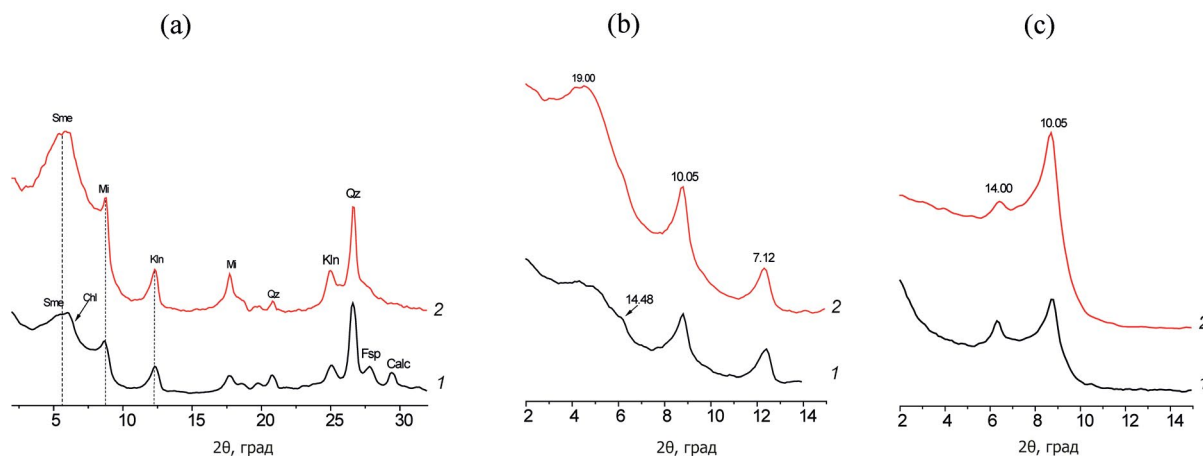


Рис. 4. Рентгенодифрактограммы илистой фракции лёсса (1) и палеопочвы ПК4 (2): (a) Mg-форма, воздушно-сухие; (b) Mg-форма, насыщенные этиленгликолем; (c) Mg-форма, прокаленные при 550°C. Межплоскостные расстояния даны в Å. Сокращения: Sme – смектит, Mi – слюда, Kln – каолинит, Chl – хлорит, Qz – кварц, Fsp – полевошпат, Calc – кальцит.

определяется как отношение количества осадков к средней температуре: $IDM = P/(T + 10)$, где P – среднегодовые осадки, мм, T – среднегодовая температура, °C. Следует подчеркнуть, что гидротермический показатель IDM – наиболее подходящий с точки зрения возможных палеоклиматических реконструкций, позволяющий количественно оценить изменения климата. По индексу аридности засушливые регионы мира подразделяются на три зоны: аридную, семиаридную и сухую субгумидную. IDM в аридной зоне изменяется в пределах 0–10. Для этой зоны характерны почвы бурые пустынные, солянково-попынная растительность, годовое количество осадков 100–200 мм. При величине IDM в пределах 10–20, среднее годовое количество осадков составляет 200–400 мм, климат семиаридный, почвы светло-каштановые, зональная растительность злаково-попынная. Для сухих степей величина IDM составляет 20–25, количество осадков 400–600 мм, почвы каштановые и южные черноземы, зональная растительность бедно разнотравная ксерофильно-злаковая. Значениям DM в интервале 28–35 отвечает гумидный климат характерный для условий лесостепной зоны.

Для климатических реконструкций плейстоценовых отложений разреза “Отказное” использовали подход и климатические зависимости магнитных свойств, полученные для современных почв степной зоны Восточно-Европейской равнины и палеопочв голоцена [2, 23, 24, 25]. Магнитные параметры используются для палеоклиматических реконструкций условий плейстоцена и в других регионах распространения лёссов [26, 27, 29, 31–34, 36–38, 43, 48]. Результаты реконструкции изменения индекса аридности для территории Терско-Кумской равнины представлены на рис. 5.

Результаты магнитной минералогии совпадают с данными распределения в разрезе индекса химического выветривания CIA и минералогическим составом илистой фракции. Отмечается тенденция к аридизации климата, начиная с нижнего плейстоцена к голоцену, Эпохи межледниковой, когда формировались почвенные комплексы, характеризовались повышенной по сравнению с этапами оледенений гумидностью климата. Максимальные значения индекса аридности $IDM = 35$ характерны для инжавинского педокомплекса (ПК4) MIS10. Климатические условия для каменского (ПК3) и мезинского (ПК1) педокомплексов близки современному.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаруженные изменения магнитных свойств для опорного разреза “Отказное”, свидетельствуют о высокой чувствительности минералогии оксидов железа к изменяющимся климатическим условиям при почвообразовании и условиям осадконакопления. Почвенные горизонты характеризуются повышенным содержанием ферримангнетиков, в первую очередь магнетита. Отмечается существенное увеличение ферримангнитного вклада в палеопочвенных горизонтах, где он достигает 80% от полной магнитной восприимчивости по сравнению с лёссовыми горизонтами, где его доля составляет 50–60%.

По распределению групп глинистых минералов по глубине изученного разреза выделяется до шести уровней развития палеопочв. Степень выраженности изменений минерального состава в них различна. Важный момент – присутствие хлоритов в палеопочвенных горизонтах, что, вероятно,

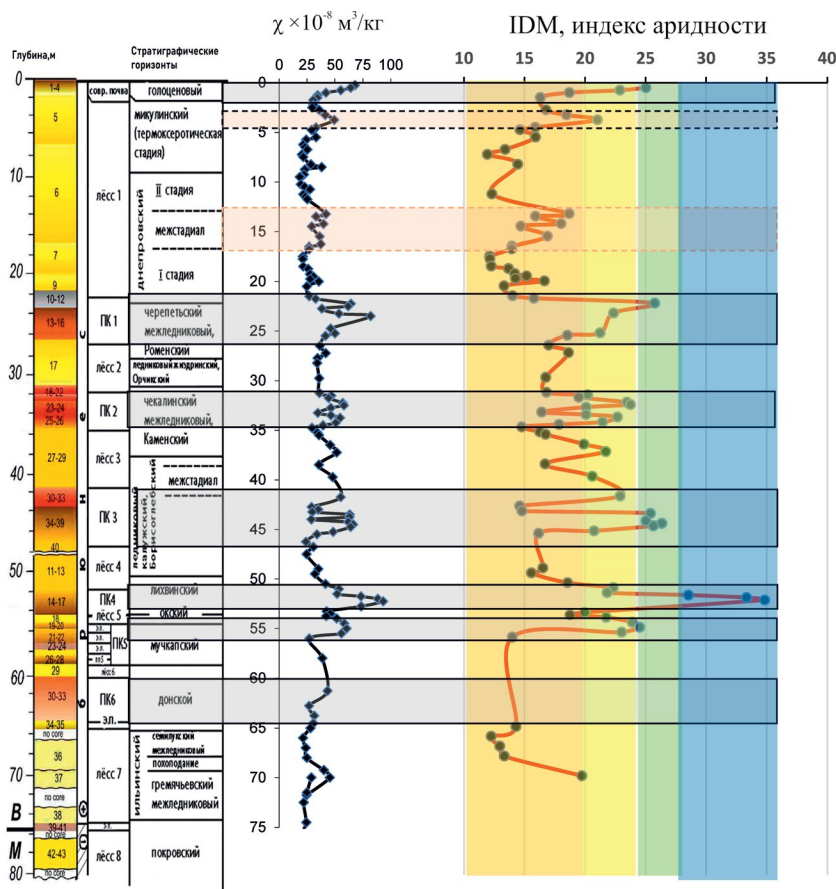


Рис. 5. Палеоклиматические реконструкции индекса аридности для плейстоценовых отложений разреза Отказное на базе магнитных параметров.

может объясняться эродированностью наиболее выветрелой кровли ПП. Исследования проводили с нарушенными образцами кернов, в связи с чем детальных подтверждений предполагаемых процессов, выраженных в морфологии почв, дать невозможно.

Заметный прирост содержания смектитовой фазы в ПП горизонтах свидетельствует о достаточной длительности этапов почвообразования. Полученные результаты отчетливо фиксируют палеопочвенные горизонты и уверенно выделяются микулинское межледниковье (MIS5) и межстадиал днепровского ледникового горизонта (MIS6). К последнему относится слабовыраженная брянская палеопочва, которая была выделена при описании кернов на глубине 13–8–14.5 м сотрудниками Института географии РАН.

На основании полученной совокупности магнитных, минералогических и геохимических параметров для почвенно-лессовых комплексов территории Терско-Кумской равнины количественно реконструирована динамика климатических условий в плейстоцене и подтвержден тренд

постепенной аридизации климата в течение плейстоцена. Эпохи межледниковья, когда формировались почвенные комплексы, характеризовались повышенной по сравнению с этапами оледенений гумидностью климата с максимумом индекса аридности $IDM = 35$ (годовые осадки до 700 мм) для инжавинского педокомплекса (ПК4).

БЛАГОДАРНОСТЬ

Выражаем огромную благодарность В.В. Малышеву за помощь в подготовке проб для анализа и съемке мессбауэровских спектров.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

В работе использованы данные, полученные при выполнении государственного задания FMRM-2021-0004.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Махер Б.А.* Магнитные свойства и минералогия соединений железа степных почв // Почвоведение. 2003. № 1. С. 62–74.
2. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В.* Оксидогенез железа в почвах степной зоны. М.: ГЕОС, 2012. 204 с.
3. *Алексеев А.О., Калинин П.И., Алексеева Т.В.* Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге восточно-европейской равнины в четвертичное время // Почвоведение. 2019. № 4. С. 389–399.
4. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Демкин В.А., Алексеева В.А., Соколовская З., Хайнос М., Калинин П.И.* Физико-химические и минералогические признаки солонцового процесса в почвах нижнего Поволжья в позднем голоцене // Почвоведение. 2010. № 10. С. 1171–1189.
5. *Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О., Иванов А.В., Морозов В.В.* Магнетизм почв. Ярославль—М.: Изд-во ЯГТУ, 1995. 219 с.
6. *Балаев Л.Г., Царев П.В.* Лёссовые породы Центрального и Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1964. 248 с.
7. *Болиховская Н.С.* Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.
8. *Болиховская Н.С., Маркова А.К., Фаустов С.С.* Изменения ландшафтно-климатических условий в Терско-Кумской низменности в плейстоцене // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2015. № 1. С. 55–70.
9. *Величко А.А., Морозова Т.Д.* Основные горизонты лёссов и ископаемых почв Русской равнины // Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972. С. 5–25.
10. *Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцев В.П.* Методы абсолютной и относительной геохронологии в лёссово-почвенной стратиграфии и ее корреляция с ритмикой донных осадков океана // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 23–31.
11. *Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Светлицкая Т.В., Цацкин А.И., Чичагова О.А.* Геохронология лёссово-почвенной формации юго-запада Русской равнины по новым данным // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 28–33.
12. *Величко А.А.* Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. — М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
13. *Величко А.А., Янг Т., Алексеев А.О., Борисова О.К., Калинин П.И., Конищев В.Н., Кононов Ю.М., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Панин П.Г., Рогов В.В., Сарана В.А., Тимирева С.Н., Чубаров И.Г.* Сравнительный анализ изменений условий осадконакопления за последний межледниково-едниковый макроцикл в лёссовых областях юга Восточно-Европейской равнины (Приазовье) и центрального Китая (Лёссовое плато) // Геоморфология. 2017. № 1. С. 3–18. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2017-1-3-18>
14. *Галай Б.Ф.* Генетический и палеогеографический анализ просадочных толщ Северного Кавказа // Инж. Геология. 1989. № 3. С. 33–45.
15. *Додонов А.Е.* Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. 250 с.
16. *Калинин П.И., Алексеев А.О.* Геохимическая характеристика лёссово-почвенных комплексов Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности. // Почвоведение. 2011. № 12. С. 1436–1453.
17. *Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 284 с.
18. *Опорные инженерно-геологические разрезы лёссовых пород Северной Евразии / Под ред. Трофимова В.Т. М., 2008. 608 с.*
19. *Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И.* Глинистые минералы в почвах. Тула: Гриф и К., 2005. 336 с.
20. *Татьянченко Т.В., Алексеева Т.В.* Вещественный состав разновозрастных палеопочв курганной группы “Авилов” как отражение динамики климата на территории Русской равнины во второй половине голоцена // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2012. № 1, С. 38–50.
21. *Татьянченко Т.В., Алексеева Т.В., Калинин П.И.* Минералогический и химический составы разновозрастных подкурганых палеопочв южных Ергеней и их палеоклиматическая интерпретация // Почвоведение, 2013, № 4, С. 379–392.
22. *Трофимов В.Т., Балыкова С.Д., Болиховская Н.С. и др.* Лёссовый покров Земли и его свойства. М.: Изд-во МГУ, 2001. 464 с.
23. *Alekseev A.O., Mitenko G.V., Shary P.A.* Quantitative estimates of paleoenvironmental changes in the late Holocene in the south of the east European Plain as recorded in the magnetic properties of soils // Eurasian Soil Science 2020. V. 53. P. 1677–1686.
24. *Alekseev A.O., Shary P.A., Malyshev V.V.* Magnetic susceptibility of soils as an ambiguous climate proxy for paleoclimate reconstructions // Quat. Int 2023. V. 661. P. 10–21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.04.002>
25. *Alekseeva T., Alekseev A., Maher B.A., Demkin V.* Late Holocene climate reconstructions for the Russian steppe, based on mineralogical and magnetic properties of buried palaeosols // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 249. P. 103–127.

26. *Balsam W., Ji J., Chen J.* Climatic interpretation of the Luochuan and Lingtai loess sections, China, based on changing iron oxide mineralogy and magnetic susceptibility // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 223. P. 335–348.
27. *Balsam W.L., Ellwood B.B., Ji J., Williams E.R., Long X., El Hassani A.* Magnetic susceptibility as a proxy for rainfall: worldwide data from tropical and temperate climate // *Quat. Sci. Rev.* 2011. V. 30. P. 2732–2744. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.06.002>
28. *Bolikhovskaya N.S., Faustov S.S., Markova A.K.* Pleistocene climatic stratigraphy and environments of the Terek-Kuma Lowland (NW Caspian sea region) inferred from palynological, paleomagnetic and rodent records of the long Otkaznoye sediment sequence // *Quat. Int.* 2016. V. 409. P. 16–32. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.067>
29. *Dearing J.A., Livingstone I.P., Bateman M.D., White K.* Paleoclimate records from OIS 8.0–5.4 recorded in loess-paleosol sequences on the Matmata Plateau, southern Tunisia, based on mineral magnetism and new luminescence dating // *Quat. Int.* 2001. V. 76/77. P. 43–56.
30. *De Martonne E.* Aréisme et indice d'aridité // *Compt. Rend. Acad. Sci.* 1926. V. 182. P. 1395–1398.
31. *Gao P., Nie J., Breecker D.O. et al.* Similar magnetic enhancement mechanisms between Chinese loess and alluvial sediments from the Teruel Basin, NE Spain, and paleoclimate implications // *Geophys. Res. Lett.* 2022. V. 49. P. e2021GL096977.
32. *Gao X., Hao Q., Qiao Y. et al.* Precipitation thresholds for iron oxides dissolution and the enhanced Eurasian aridity across the Mid-Pleistocene Transition: Evidence from loess deposits in subtropical China[J] // *Global and Planetary Change.* 2021. V. 204. 103580.
33. *Geiss C.E., Zanner C.W.* Sediment magnetic signature of climate in modern loessic soils from the Great Plains // *Quat. Int.* 2007. V. 162–163. P. 97–110.
34. *Heller F., Liu T.S.* Paleoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China // *Geophys. Res. Lett.* 1986. V. 13. P. 1169–1172.
35. *Hyland E., Sheldon N.D., Van der Voo R., Badgley C., Abrajevitch A.* A new paleoprecipitation proxy based on soil magnetic properties: implications for expanding paleoclimate reconstructions // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2015. <http://dx.doi.org/10.1130/B31207.1>
36. *Jordanova D., Jordanova N.* Updating the significance and paleoclimate implications of magnetic susceptibility of Holocene loessic soils // *Geoderma.* 2021. V. 391. P. 114982. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.114982>.
37. *Liu Q.S., Jackson M.J., Banerjee S.K., Maher B.A., Deng C.L., Pan Y.X. et al.* Mechanism of the magnetic susceptibility enhancements of the Chinese loess // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109 (B12). <https://doi.org/10.1029/2004JB003249>
38. *Long X., Ji J., Barron V., Torrent J.* Climatic thresholds for pedogenic iron oxides under aerobic conditions: processes and their significance in paleoclimate reconstruction // *Quat. Sci. Rev.* 2016. V. 150. P. 264–277. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.031>.
39. *Maher B.A., Thompson R.* Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols // *Quaternary Research.* 1995. V. 44. P. 383–391.
40. *Maher B.A.* Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 1998. V. 137. P. 25–54.
41. *Maher B.A., Alekseev A., Alekseeva T.* Variation of soil magnetism across the Russian steppe: its significance for use of soil magnetism as a palaeorainfall proxy // *Quaternary Sci. Rev.* 2002. V. 21. P. 1571–1576.
42. *Maher B.A., Alekseev A., Alekseeva T.* Magnetic mineralogy of soils across the Russian Steppe: climatic dependence of pedogenic magnetite formation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2003. V. 201. P. 321–341.
43. *Maher B.A.* The magnetic properties of Quaternary aeolian dusts and sediments, and their palaeoclimatic significance // *Aeolian Research.* 2011. V. 3. P. 87–144.
44. *Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L.* Magnetic mineral assemblages in soils and paleosols as the basis for paleoprecipitation proxies: a review of magnetic methods and challenges // *Earth Science Rev.* 2016. V. 155. P. 28–48.
45. *Mazneva E., Konstantinov E., Zakharov A., Sychev N., Tkach N., Kurbanov R., Sedaeva K., Murray A.* Middle and Late Pleistocene loess of the Western Ciscaucasia: Stratigraphy, lithology and composition // *Quat. Int.* 2021. V. 590. P. 146–163. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.039>
46. *Murad E., Cashion J.* Mössbauer Spectroscopy of Environmental Materials and their Industrial Utilization. Kluwer, 2004. 418 p.
47. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 299. P. 1523–1534.
48. *Song Y., Hao Q., Ge J., Zhao D., Zhang Y., Li Q., Zuo X., Lü Y., Wang P.* Quantitative relationships between magnetic enhancement of modern soils and climatic variables over the Chinese Loess Plateau // *Quat. Int.* 2014. V. 334–335. P. 119–131.

Mineralogy and Magnetic Properties of the Loess-Soil Formation Due to Changes in Landscape and Climatic Conditions in the Terek-Kuma Lowland in the Pleistocene

A. O. Alekseev^{1, *}, and T. V. Alekseeva¹

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

**e-mail: alekseev@issp.psn.ru*

A detailed mineralogical and geochemical study of the reference section “Otkaznoye”, representing a loess-soil complex confined to the Tersko-Kuma Plain, was carried out. The section provides a detailed record of the history of the development of the region in the Pleistocene. The thickness of the *deposits* reaches up to –140 m, and the age can exceed 800 thousand years. One of the main tasks of the work was to demonstrate the capabilities of a set of methods of environmental magnetism in combination with Mössbauer spectroscopy, mineralogical and geochemical methods for carrying out paleogeographic reconstructions of the natural environment and sedimentation conditions in the Pleistocene. Changes in the main magnetic properties for the Otkaznoe section were found, indicating with a high sensitivity of iron mineralogy in connection to climatic conditions during soil formation and sedimentation. The soil horizons are characterized by an increased content of ferrimagnets. There is a significant increase in the ferrimagnetic contribution in paleosol horizons (PS), where it reaches 80% of the total magnetic susceptibility compared to loess horizons, where its share is 5060%. The distribution of clay minerals over the depth of the studied section makes it possible to distinguish up to six levels of development of paleosols. The degree of manifestation of changes in the mineral composition in them is different. An important point is the presence of chlorites in the paleosol horizons, which can probably be explained by the erosion of the most weathered top of the PS. A noticeable increase in the content of the smectite phase in the PS horizons indicates a sufficient duration of soil formation. The results obtained on the change in magnetic and clay mineralogy quite clearly fix the paleosol horizons, but two interstadials are also distinguished – the Mikulin (MIS5) and the Dnieper (MIS6) (probably weakly pronounced Bryansk paleosol), which confirms the stratigraphic constructions. Based on the obtained set of magnetic and mineralogical, and geochemical parameters for the soil-loess complexes of the territory of the Terek-Kuma Plain, the dynamics of climatic conditions in the Pleistocene is quantitatively reconstructed and the trend of gradual climate aridization during the Pleistocene is confirmed. The epochs of interglacials, when soil complexes were formed, were characterized by an increased, compared to the stages of glaciations, climate humidity with a maximum aridity index IDM -35 (annual precipitation up to 700 mm) characteristic of the Inzhava pedocomplex (PS4).

Keywords: magnetic mineralogy, clay minerals, iron oxides, mössbauer spectroscopy, paleoreconstructions

ФИТОЛИТНЫЕ И ПАЛЕОЛАНДШАФТНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ИЗМЕНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ НА ЮГЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

© 2024 г. П. И. Калинин^{a,*} (ORCID: 0000-0002-7252-2997), О. Г. Занина^a, П. Г. Панин^b, И. Ю. Кудреватых^a

^aИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия

^bИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

*e-mail: kalinin331@rambler.ru

Поступила в редакцию 16.06.2023 г

После доработки 24.08.2023 г.

Принята к публикации 25.08.2023 г.

Проведена реконструкция палеоклиматических закономерностей формирования лёссово-почвенной серии разреза Чумбур-Коса, Приазовье (МИС-17...МИС-1) и оценена возможность использования фитолитного анализа для диагностики растительного покрова в межледниковые и ледниковые периоды плейстоцена. С помощью показателя магнитной восприимчивости рассчитано среднее годовое количество атмосферных осадков. Установлено, что в плейстоцене происходила направленная смена климата в сторону аридизации, при которой количество осадков снижалось в межледниковые периоды с 600 до 550 мм/год, в ледниковые не превышало 200–250 мм/год. Аридизация климата приводила к ксерофитизации растительных сообществ, снижению биопродуктивности и ландшафтного разнообразия. В теплые интервалы плейстоцена преобладали лугово-разнотравные ассоциации, которые при наступлении ледникового этапа сменялись на остепненные. Природно-климатические зоны находились в пределах современных границ, демонстрируя относительную устойчивость степных ландшафтов к глобальным климатическим колебаниям.

Ключевые слова: лёсс, палеопочвы, геохимические коэффициенты, биопродуктивность, Приазовье

DOI: 10.31857/S0032180X24010068, EDN: ZLJWBM

ВВЕДЕНИЕ

Анализ естественной эволюции климата и ландшафтов необходим для моделирования глобальных климатических изменений и их последствий для экологии и хозяйственной деятельности человека. Современный этап развития биосферы характеризуется резким уменьшением биологического и ландшафтного разнообразия, снижением равновесия и устойчивости природных комплексов на фоне изменения климата [5]. Этот короткий тренд совпадает по своей направленности с длительной эволюцией межледниковых ландшафтов Восточно-Европейской равнины в плейстоцене, которая характеризовалась постепенной аридизацией климата и изменением структуры растительности [9]. Поэтому определение закономерностей влияния динамики климата на растительность в плейстоцене является ключом для понимания возможных изменений современных ландшафтов в будущем.

Особенно важным это является для степной зоны Восточно-Европейской равнины, ландшафты которой, в силу небольшой скорости накопления биомассы, по уровню самоорганизации и устойчивости уступают многим другим природным зонам [5].

Палеопочвы относятся к одним из наиболее полных и надежных носителей информации о палеоклимате, потенциал которых продолжает расти вместе с развитием новых технологий и усовершенствованием методов исследования. Диагностика типов почвообразования наилучшим образом отражает региональную динамику экосистем, позволяя уточнить и дополнить количественные реконструкции климатических параметров [25, 45].

Приазовье является важным в палеогеографическом отношении регионом Восточно-Европейской равнины, где лёссово-почвенные серии достигают мощности до нескольких десятков метров, а историю изменения ландшафтов можно проследить вплоть до раннего плейстоцена [10].

Лёссово-почвенные серии Приазовья хорошо изучены с точки зрения палеогеографии [48, 50], почвообразования [24, 42, 43], стратиграфии [10, 11, 31, 32], литологических особенностей [19, 20, 37]. Но по-прежнему остается много дискуссионных вопросов, касающихся палеоклиматических реконструкций, закономерностей эволюции палеопочв, происхождения и механизмов формирования лёссов.

Для лёссовой формации Приазовья редки палеоботанические исследования. В первую очередь, это связано с низкой насыщенностью пылью и ее плохой сохранностью в специфических щелочных условиях степного почвообразования [7]. Единичные палинологические исследования проводились в северной части Таганрогского залива и Таманском полуострове, выявив степную стадию развития региона в позднем плейстоцене [10, 27]. Попытки фитолиитного анализа палеопочв осуществлялись в Сибири, Средней Азии и центре Восточно-Европейской равнины [14, 22], но качественный и количественный состав фитолиитов в лёссово-почвенных сериях Приазовья не изучался.

Из-за бедности лёссов палинологическими остатками, анализ фитолиитов может быть полезным для определения эволюции растительного покрова в плейстоцене и решении вопроса о механизмах накопления и удержания эоловой пыли. С его помощью можно установить, что происходит с эоловой пылью после осаждения и оценить роль растительного покрова и, в целом, почвообразования в этом процессе [33, 34, 40, 47]. Такие исследования важны в контексте глобальной дискуссии о процессе лёссификации и тех диагенетических изменениях, которые превращают эоловую пыль в лёсс [6].

Благодаря обилию фитолиитов в почвах и возможности с их помощью дифференцировать злаковые растения, они имеют большой потенциал для реконструкции палеорастительности и палеоклимата. Но возможности фитолиитного анализа в лёссово-почвенных сериях не до конца понятны, так как сохранность фитолиитов при диагенезе, смене химизма среды и длительности захоронения до сих пор подробно не изучены [16, 30]. С одной стороны, фитолииты устойчивы и могут сохраняться длительное время, с другой, известны случаи их переноса с пыльными бурями [36] и разрушения при нахождении в сезонноталом слое [17].

Цель работы – определение палеоклиматических закономерностей формирования лёссово-почвенной серии разреза Чумбур-Коса и оценка возможности использования фитолиитного анализа для реконструкции растительности в ледниковые и межледниковые периоды плейстоцена. Для оценки динамики климата изучены геохимические

особенности и магнитные свойства лёссов, межледниковых и интерстадиальных палеопочв. По усовершенствованной методике проведено выделение микрофоссилий и выполнен фитолиитный анализ. Настоящая работа является первым шагом на пути к пониманию экологической значимости фитолиитов для изучения лёссовых отложений Восточно-Европейской равнины и реконструкции плейстоценовых палеоландшафтов.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты. Лёссово-почвенный разрез Чумбур-Коса, мощностью 16 м, расположен в южной части Таганрогского залива вблизи одноименного хутора Чумбур-Коса (46°58' N, 39°01' E) (рис. 1). Район исследования по климатической классификации Кеппена относится к региону Dfa (континентальный климат с жарким летом) [29]. В период с 1992 по 2000 гг. средний годовой уровень атмосферных осадков (MAP) составил 560–580 мм/год, а средняя годовая температура (MAT) – 9.2°C за последние годы выросла до 11.2°C [4]. Широтно-зональный тип местного ландшафта – сухостепной, подтип настоящие степи, сформированные на равнине лёссового (смешанного) происхождения [21]. Растительность территории представлена разнотравно-злаковыми ассоциациями [8]. Характерной особенностью изученной территории является ее удаленность (>700 км) от других типов природных зон (смешанных лесов и пустынь).

Лёссово-почвенная серия разреза Чумбур-Коса, ранее была изучена группой исследователей под руководством проф. А.А. Величко. Непосредственно им было сделано описание разреза и выделены палеопочвенные уровни. Интерпретация генезиса и диагностика палеопочв, морфологические и микроморфологические особенности их строения отражены в работе [42]. В настоящей работе приведены результаты только фитолиитного анализа и палеоклиматических реконструкций на основе показателя магнитной восприимчивости и геохимических коэффициентов.

Краткая характеристика лёссово-почвенной серии разреза Чумбур-Коса. Современная почва (Hol) в разрезе представлена черноземом обыкновенным (Chernozem Pachic) [42], ниже вскрыты ржакинская межледниковая палеопочва (RZH) и четыре педокомплекса (ПК): воронский (VR), инжавинский (INZH), каменский (КАМ) и мезинский (МЗ). Педокомплексы отделяются четырьмя горизонтами лёссов: окским (Ok), борисоглебским (Bor), днепровским (Dn) и валдайским (Val). Стратиграфическое расчленение разреза Чумбур-Коса приведено в соответствии с хроностратиграфической схемой Восточно-Европейской равнины [11, 12, 51]. В верхней части разреза ранее полученные с помощью оптически стимулируемого люминесцентного

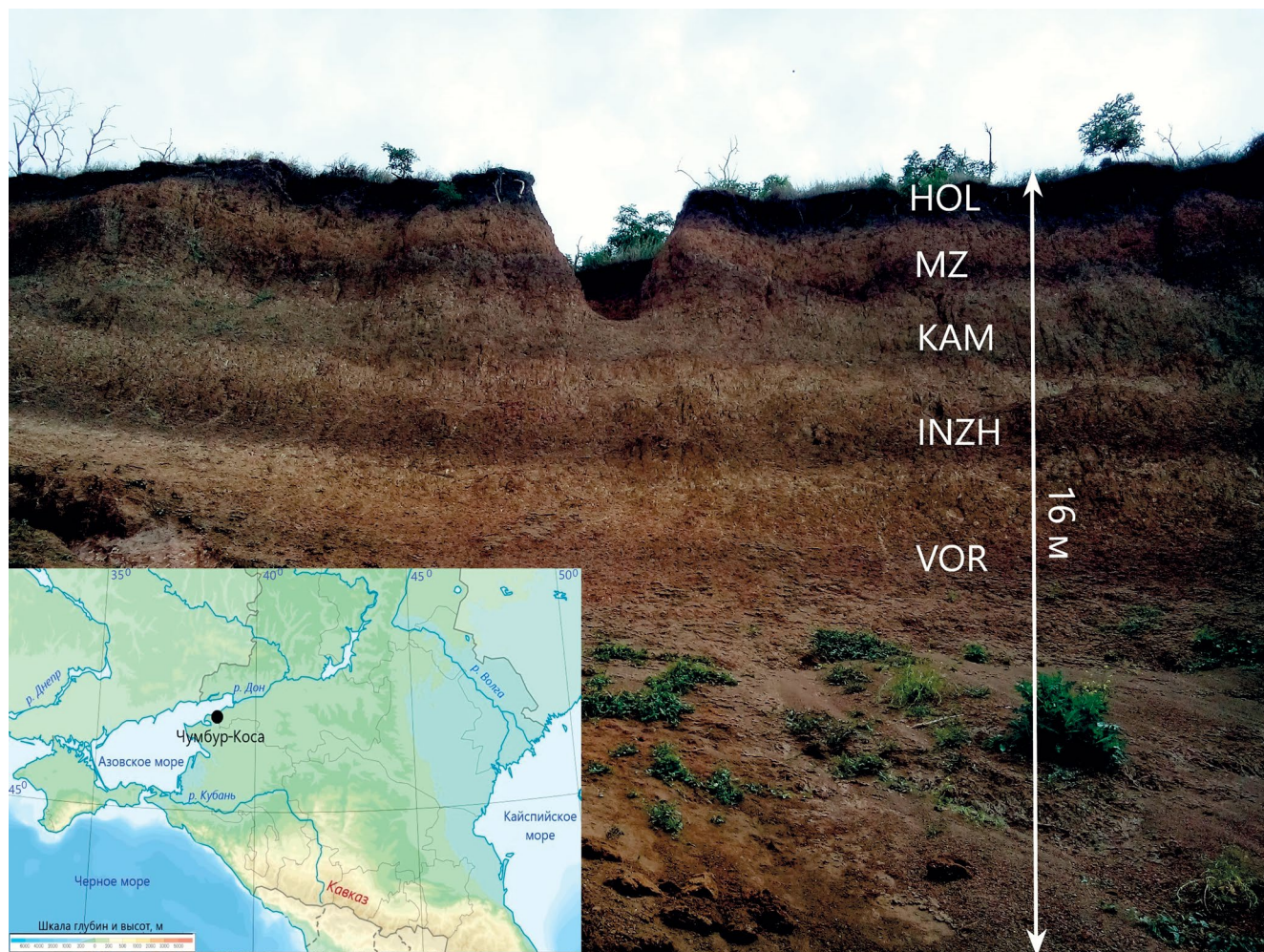


Рис. 1. Строение лёссово-почвенной серии Чумбур-Коса и ее географическое положение.

датирования даты [31, 32], позволили уточнить возраст палеопочв мезинского ПК.

Ржакинская межледниковая палеопочва эродирована, ее профиль представлен горизонтом АВ мощностью 1.65 м [42]. По данным морфологического и микроморфологического анализов, палеопочва развивалась под лугово-разнотравной растительностью с преобладанием гумусово-аккумулятивных процессов и оглеения [42]. Современными аналогами ржакинской палеопочвы могут служить лугово-каштановые почвы (Gleyic Kastanozems).

В воронский ПК входит ранневоронская межледниковая и поздневоронская интерстадиальная палеопочвы. Первая состоит из серии горизонтов Ак–АВк–Вк–Вск, с преобладанием в профиле ярко-красных тонов. В микростроении этой палеопочвы присутствуют Fe–Mn новообразования и карбонатные конкреции. Ее можно сопоставить с почвами средиземноморского субтропического региона (Chromic Calcic Cambisol). Поздневоронская интерстадиальная палеопочва представлена

гумусовым горизонтом коричневого цвета. Ее современными аналогами также могут быть почвы, распространенные в районе Средиземного моря (Chromic Cambisol) [11, 42, 49].

Мощность инжавинского ПК составляет 2.6 м. Он представлен раннеинжавинской межледниковой и позднеинжавинской интерстадиальной палеопочвами. Профиль межледниковой палеопочвы состоит из горизонтов Ак–АВк серо-коричневого цвета со слабым желтоватым оттенком, содержащим большое количество карбонатов. Ее современными аналогами могут являться лугово-черноземные почвы (Calcic Chernozems). Для интерстадиальной палеопочвы характерно наличие гумусового темно-коричневого горизонта, с Fe–Mn примазками. Ее можно соотнести с современной лугово-черноземной (Chernozems Siltic) почвой.

Каменный ПК состоит из раннекаменной межледниковой палеопочвы, имеющей строение профиля АВк–Вк–Вк. Для ее микростроения

характерно большое количество Fe–Mn новообразований. Она схожа с современной лугово-каштановой (Someric Kastanozems) почвой. Позднекаменная интерстадиальная палеопочва, состоящая из гумусированных горизонтов Ak–ABk, можно соотнести с лугово-черноземной слаборазвитой почвой (Regosolos).

Мезинский ПК состоит из салынской межледниковой и крутицкой интерстадиальной палеопочв. Профиль первой имеет строение ABu–Bku1–Bku2–Bk и схож с черноземом обыкновенным (Calcic Chernozems Sodic). Интерстадиальная палеопочва представлена одним горизонтом Aqu и соотносится с черноземом южным (Chernozems Sodic). В ней преобладают коричневые с сероватым оттенком цвета. Комплекс насыщен тонкими пылеватыми карбонатами и гипсом.

Методы. Из разреза сплошным методом каждые 5 см отобрали 322 образца. Их высушивали на воздухе, доставляли в лабораторию, просеивали (ячейки 1 мм). В подготовленных образцах с помощью рентгенфлуоресцентного анализа на рентгеновском аппарате Спектроскан Макс-GV по методике измерения массовой доли металлов и оксидов металлов в порошковых пробах (методика № 309/242 (01.00250–2008) 2012) измеряли элементный состав. Показатель удельной магнитной восприимчивости (МВ) исследовали в лабораторных условиях на приборе Каррабридж KLY-2 по стандартной методике [39].

Для фитолитного анализа отбирали усредненную пробу, весом до 100 г (из-за предполагаемой бедности лёссового материала фитофоссилиями взяли увеличенную навеску и модифицировали стандартную методику обработки образцов). Далее образец заливали на 12 ч 10% HCl и затем кипятили около 10 мин. Раствор освобождали от кислоты до нейтральной реакции и промывкой дистиллированной водой на сите 0.25 мм, удаляли крупную фракцию (в тот числе песок). Затем образец флотировали. Полученный осадок разделяли центрифугированием в тяжелых жидкостях с градиентом увеличения плотности 1.8–2.0–2.2 г/см³. Отделяли легкую, биогенную фракцию образца, промывали и затем высушивали. Основной анализ полученных материалов проводили в препаратах с глицерином с помощью оптического микроскопа Carl Zeiss Axiolab A1 при увеличении в 100 и 400 раз с применением фазового контраста. Морфологию отдельных микробиоморф, их элементного состава и фотофиксация уточняли с помощью сканирующего электронного микроскопа Vega 3 Tescan в режиме высокого и переменного вакуума с использованием анализаторов BSE и SE и системы энергодисперсионного микроанализа AztecLive Lite Xplore 30. Подсчет фитолитов в оптическом микроскопе из-за малой насыщенности производили в три вертикальных ряда пяти препаратов размером 24 × 24 мм. Микробиоморфы

разделили на ряд групп по морфотипам – формам, различающимся проекциями в различных плоскостях, характером поверхности и некоторым другим признакам. При описании форм фитолитов название по Международному коду номенклатуры фитолитов ICPN 2.0 [41] даны в скобках. Определение форм рода Phragmites проводили согласно авторской коллекции современных видов.

Геохимические коэффициенты Fe_2O_3/TiO_2 , P_2O_5/TiO_2 , $(CaO + MgO)/Al_2O_3$ рассчитывали как молярные отношения оксидов [3]. Для лёссов Приазовья характерно высокое содержание CaO, который находится здесь преимущественно в виде карбонатов (кальцит, доломит), [18, 23]. Поэтому для оценки степени выщелачивания карбонатов применили показатель $(CaO + MgO)/Al_2O_3$ [45]. Геохимические коэффициенты Fe_2O_3/TiO_2 и P_2O_5/TiO_2 были предложены в связи с тем, что палеопочвы обогащены биофильными соединениями (Fe_2O_3 и P_2O_5), являющимися маркерами биологической активности и биопродуктивности [19, 26]. Корневые системы степной растительности создают кислую среду, активизируя процессы гидролиза силикатных минералов в ризосфере. Под воздействием атмосферных осадков Fe_2O_3 может переходить в раствор и активно вовлекаться в биогеохимический круговорот, накапливаясь в гумусовых горизонтах степных почв [35]. Но распределение Fe_2O_3 в лёссово-почвенных сериях осложняется тем, что палеопочвы, как правило, имеют более глинистый состав [43, 48], а железо часто находится в оксидах, гидроксидах, слюдах и глинистых минералах, таких как смектиты, хлориты и иллит, что приводит к росту содержания Fe_2O_3 с увеличением количества илистой фракции [52]. Чтобы по возможности исключить влияние гранулометрического состава на содержание фосфора и железа, для анализа биологической активности железо и фосфор нормировали по титану. TiO_2 находится в устойчивых к выветриванию ильмените и рутиле. В лёссах он также коррелирует с содержанием илистой фракции [28], но в меньшей степени подвижен при текстурной дифференциации и оглинивании в процессе почвообразования. Поэтому расчет относительно TiO_2 позволяет, с одной стороны, сделать нормировку по устойчивому элементу, а с другой, по возможности учесть влияние гранулометрического состава на геохимические коэффициенты.

Удельная магнитная восприимчивость является чувствительным параметром, хорошо отражающим палеоклиматические условия почвообразования в семиаридных регионах [1, 2]. В многочисленных исследованиях показано, что прирост МВ в почве относительно лёсса, являющегося почвообразующей породой, позволяет проводить реконструкцию среднего годового количества осадков [38, 39]. В данном исследовании расчет выполнен по формуле:

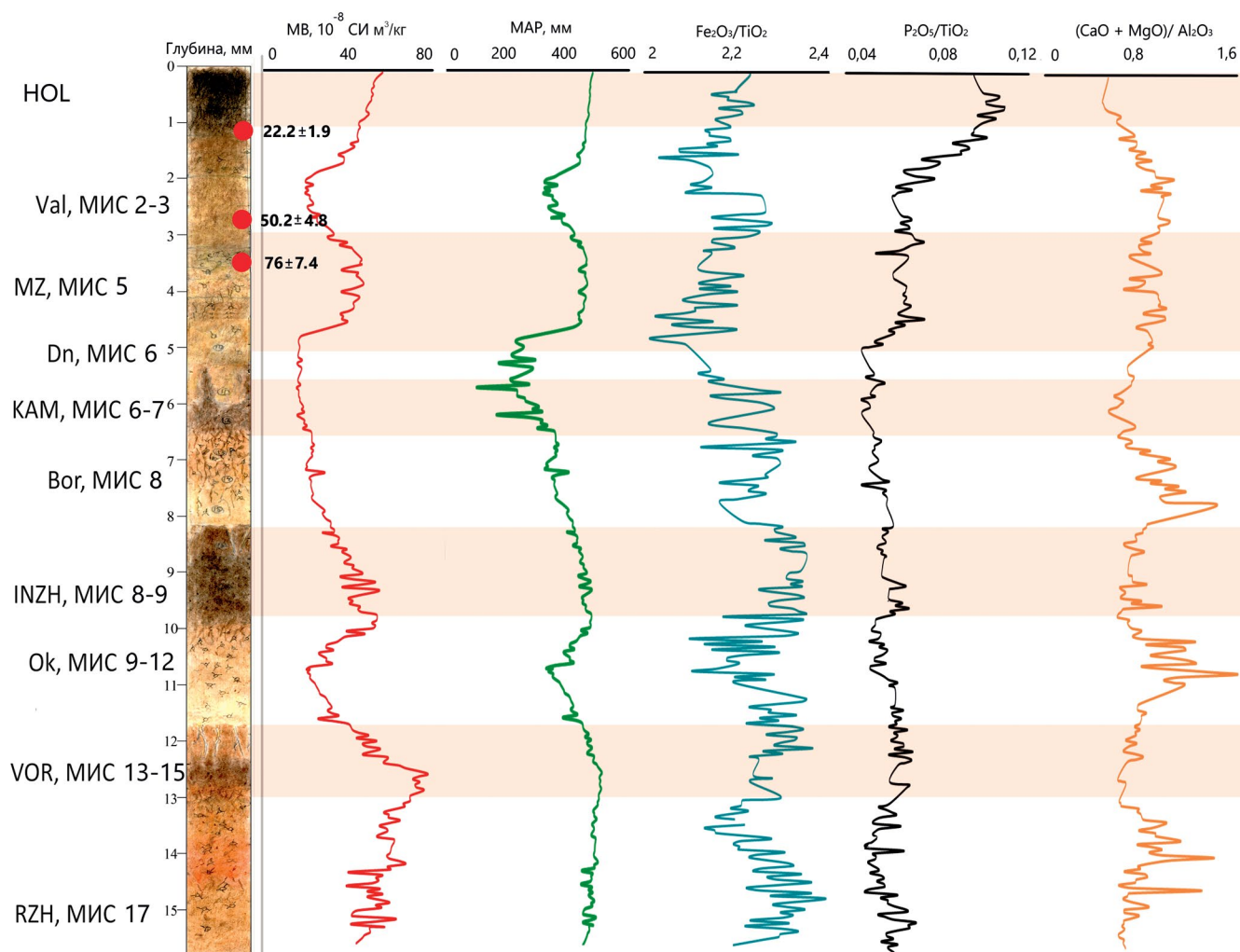


Рис. 2. Реконструкция среднего годового количества атмосферных осадков на основе показателя магнитной восприимчивости (МВ), а также геохимические коэффициенты, используемые для оценки биологической активности, биопродуктивности, карбонатности и выветривания в лёссово-почвенной серии Чумбур-Коса. Красными точками показаны данные оптически стимулируемого люминесцентного датирования (ОСЛ), полученные для этих горизонтов в работах [31, 32]. Колонка нарисована Величко [12].

$$MAP = 222 + 199 \lg(\chi_B - \chi_C),$$

где $(\chi_B - \chi_C)$ – прирост МВ в результате почвообразования относительно почвообразующей породы.

Формула основана на зависимости показателя МВ в современных почвах Китайского лёссового плато от среднего годового количества атмосферных осадков в регионе [39].

Реконструированное количество осадков для современной почвы составило 560 мм/год, что в целом, сопоставимо с данными по метеорологическим станциям для района исследования (560–580 мм/год). Такая близкая сходимость результатов позволяет применить данную формулу для оценочного расчета количества осадков в плейстоцене.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Магнитная восприимчивость и реконструкция осадков. В разрезе Чумбур-Коса среднее значение показателя МВ в лёссах составляет $26 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, в палеолеопочвах оно возрастает до $73 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ (рис. 2). Такая закономерность указывает на педогенное распределение МВ, при котором почвенные процессы способствуют формированию ферриманитных минералов. Относительно высокие показатели МВ в лёссах свидетельствуют об их значительной степени проработки почвообразованием.

В нижних горизонтах ржакинской и раннекаменской палеопочв диагностированы процессы оглеения, которые могли создавать восстановительную среду и снижать МВ. Признаки глеевого процесса здесь выражаются, прежде всего,

в увеличении количества Fe–Mn образований без характерных сизых пятен оглеения [42]. Локальное оглеение отдельных горизонтов не влияет на основной пик МВ, однако этот факт стоит учитывать при палеоклиматических реконструкциях, в особенности для ржакинской палеопочвы, в которой значения МАР могут быть занижены.

Среднее значение МВ для воронского ПК составляет 89×10^{-8} м³/кг, для инжавинского – 66×10^{-8} м³/кг, в мезинском – 56×10^{-8} м³/кг, в гумусовом горизонте современной почвы МВ – 65×10^{-8} м³/кг. В целом МВ в палеопочвах разреза снижается от более древних к более молодым. Но современная почва характеризуется более высокими по сравнению с мезинским ПК значениями. Обращает на себя внимание отсутствие прироста МВ в каменском ПК, где значение МВ составляет всего 23×10^{-8} м³/кг. Для верхней части ПК характерны вертикально ориентированные трещины, заполненные материалом из вышележащего слоя, отражающие влияние криогенных процессов [42]. Из-за интенсивной эрозии вначале днепровского оледенения, наиболее обогащенный ферримагнитными минералами гумусовый горизонт раннекаменской палеопочвы был разрушен, что обусловило низкие значения МВ.

Среднее годовое количество осадков в межледниковые периоды составляло, в среднем 550–600 мм/год. В течение плейстоцена оно постепенно снижалось: в интервале МИС-13/15, когда формировался воронский ПК, МАР составляло 600 мм/год; в МИС-8/9 (инжавинский ПК) снизилось до 550 мм/год и достигло минимума в МИС-5 (мезинский ПК), когда количество атмосферных осадков не превышало 550 мм/год. Полученные данные показывают, что в МИС-5 были несколько более аридные условия по сравнению с современными, но эта разница была незначительной. Таким образом, в межледниковые периоды в течение плейстоцена нарастала аридизация, что соответствует ранее полученным данным по Приазовью [12, 19], но изменения не были масштабными и тип почвообразования соответствовал степному на всем протяжении рассматриваемого интервала [43].

В ледниковые периоды выпадало значительно меньше атмосферных осадков, согласно реконструкциям, в среднем 300–350 мм/год. Расчет показывает, что наиболее аридные условия были в МИС-6 (днепровское оледенение), где МАР снижалось до 250 мм/год. Вероятно, это было достаточно холодное время, о чем свидетельствуют криогенные признаки и эрозия верхних горизонтов каменской палеопочвы [42]. Но низкие значения МВ также могут быть связаны с тем, что днепровский лёсс в наименьшей степени изменен последующим педогенезом. Расчет количества осадков для этого этапа можно рассматривать как наиболее

приближенный к реальным значениям в ледниковые периоды, когда МАР, вероятно, могло снижаться до 200–250 мм/год, а синлитогенное почвообразование характеризовалось процессами, протекающими в современных бурых полупустынных почвах юга Восточно-Европейской равнины [34].

Геохимические показатели. Максимальные значения коэффициента Fe_2O_3/TiO_2 фиксируются в палеопочвах, указывая на активизацию биогеохимических процессов в межледниковые периоды. Значения демонстрируют поэтапное снижение от более древних палеопочв к современной, в целом коррелируя с показателями МВ и МАР. Но в отличие от МВ, минимальные значения Fe_2O_3/TiO_2 характерны не для мезинского ПК, а для современной почвы. Отчетливые пики фиксируются не только в межледниковых, но и в интерстадиальных палеопочвах, которые не всегда выделяются с помощью показателя МВ. Более того, распределение Fe_2O_3/TiO_2 очень хорошо маркирует эродированную раннекаменскую палеопочву, в которой сигнал магнитной восприимчивости слаб. Это указывает на высокую чувствительность коэффициента Fe_2O_3/TiO_2 к педогенным процессам даже при разрушении гумусового горизонта.

Коэффициент P_2O_5/TiO_2 также возрастает в палеопочвах по сравнению с лёссовыми горизонтами. Для него характерен тренд на уменьшение от более древних палеопочв к более молодым, но начиная с мезинского ПК значения возрастают, достигая максимума в современной почве. Такой рост, по всей вероятности, связан с присутствием современного органического вещества и внесением фосфатных удобрений в чернозем. Распределение значений P_2O_5/TiO_2 также хорошо коррелирует с показателями МВ и МАР. Но в отличие от показателя Fe_2O_3/TiO_2 , P_2O_5/TiO_2 не маркирует эродированную раннекаменскую палеопочву, что говорит о том, что P_2O_5 распределен в профиле палеопочв более локально по сравнению с Fe_2O_3 и тяготеет к гумусовым горизонтам, хотя может активно выщелачиваться в нижние части профиля при повышении осадков [46].

Значения коэффициента $(CaO + MgO)/Al_2O_3$ максимальны в карбонатных горизонтах более древних воронского, инжавинского и каменского ПК, что говорит о более интенсивном по сравнению с мезинским ПК и современной почвой процессе растворения и выщелачивания карбонатов. Слабое перераспределение карбонатов в мезинском ПК и современной почве косвенно подтверждает вывод о более сухих условиях в позднем плейстоцене и голоцене по сравнению с этапами почвообразования в раннем и среднем плейстоцене.

Уменьшение значений показателей Fe_2O_3/TiO_2 , P_2O_5/TiO_2 и $(CaO + MgO)/Al_2O_3$ в палеопочвах вверх по разрезу указывает на снижение степени

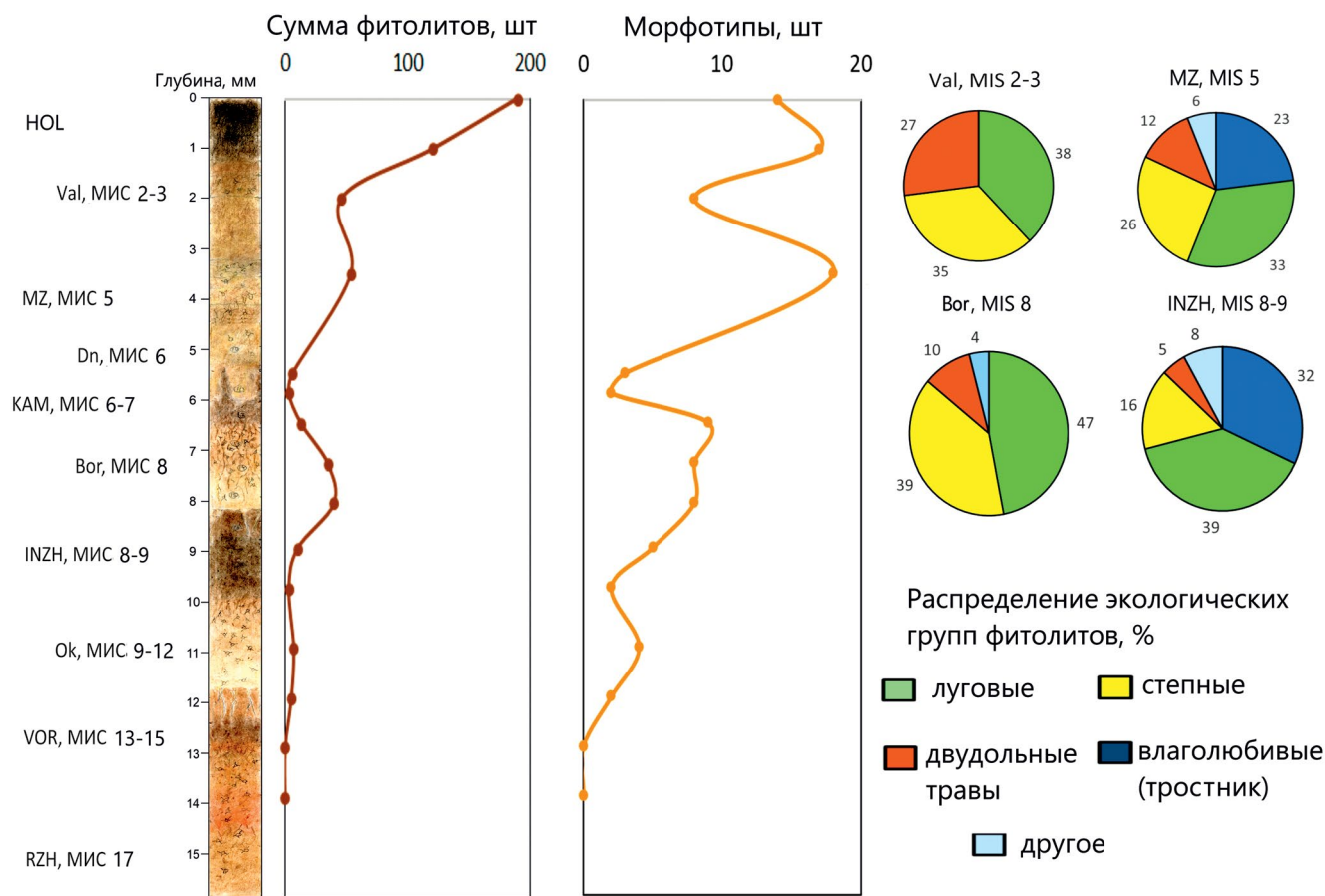


Рис. 3. Сумма фитолитов и количество морфотипов в лёссово-почвенной серии Чумбур-Коса; распределение основных экологических групп фитолитов в наиболее представительных фитолитных спектрах инжавинского, мезинского педокомплексов и борисоглебского, валдайского лёссов.

биологической активности, биопродуктивности и выветривания. Эти данные подтверждают результаты палеоклиматических реконструкций с помощью MB и фиксируют направленную аридизацию климата и ландшафтов в течение плейстоцена.

Фитолитный анализ лёссово-почвенной серии разреза Чумбур-Коса показал, что количество фитолитов в ней относительно невелико (от 3 до 190 экз. в 15 вертикальных рядах препарата). Сумма фитолитов растет в ряду от более древних отложений к более молодым, достигая максимального количества в гумусовом горизонте современной почвы. В ржакинской и ранневоронской палеопочвах обнаружены только остатки растительных тканей (рис. 3). В целом количество фитолитов в палеопочвах выше, чем в лёссах. Исключение составляют поздневоронская и верхняя часть раннекаменской палеопочвы, в которых находки фитолитов единичны. Среди лёссов наиболее насыщенным является валдайский.

Фитолитный спектр палеопочв разнообразен (более 18 форм), но, вероятно, не перекрывает

всего возможного многообразия фитолитов, присутствующего в современных почвах и растениях региона. Лёссовые горизонты гораздо беднее по морфологическому разнообразию фитолитов (4–8 морфотипа). В каменском педокомплексе, несмотря на небольшое число фитолитов в эродированных горизонтах, количество морфотипов все равно больше, чем в лёссе, что указывает на сохранение сигнала межледникового биоразнообразия, несмотря на диагенетические изменения. В целом разнообразие форм фитолитов, так же, как их количество увеличивается от более древних к более молодым отложениям.

В общем составе фитолитного комплекса преобладают морфотипы луговых злаков и двудольных трав, заметны группы веерообразных (bulliform flabellate), килевидных (acute bulbosus) и трапециевидных лопастных (srenate) форм, единично представлена группа усеченно-конических (rondel) и округлых форм (spheroid psilate) (рис. 4). Наиболее разнообразной группой фитолитов являются удлиненные (elongate) морфотипы, среди которых

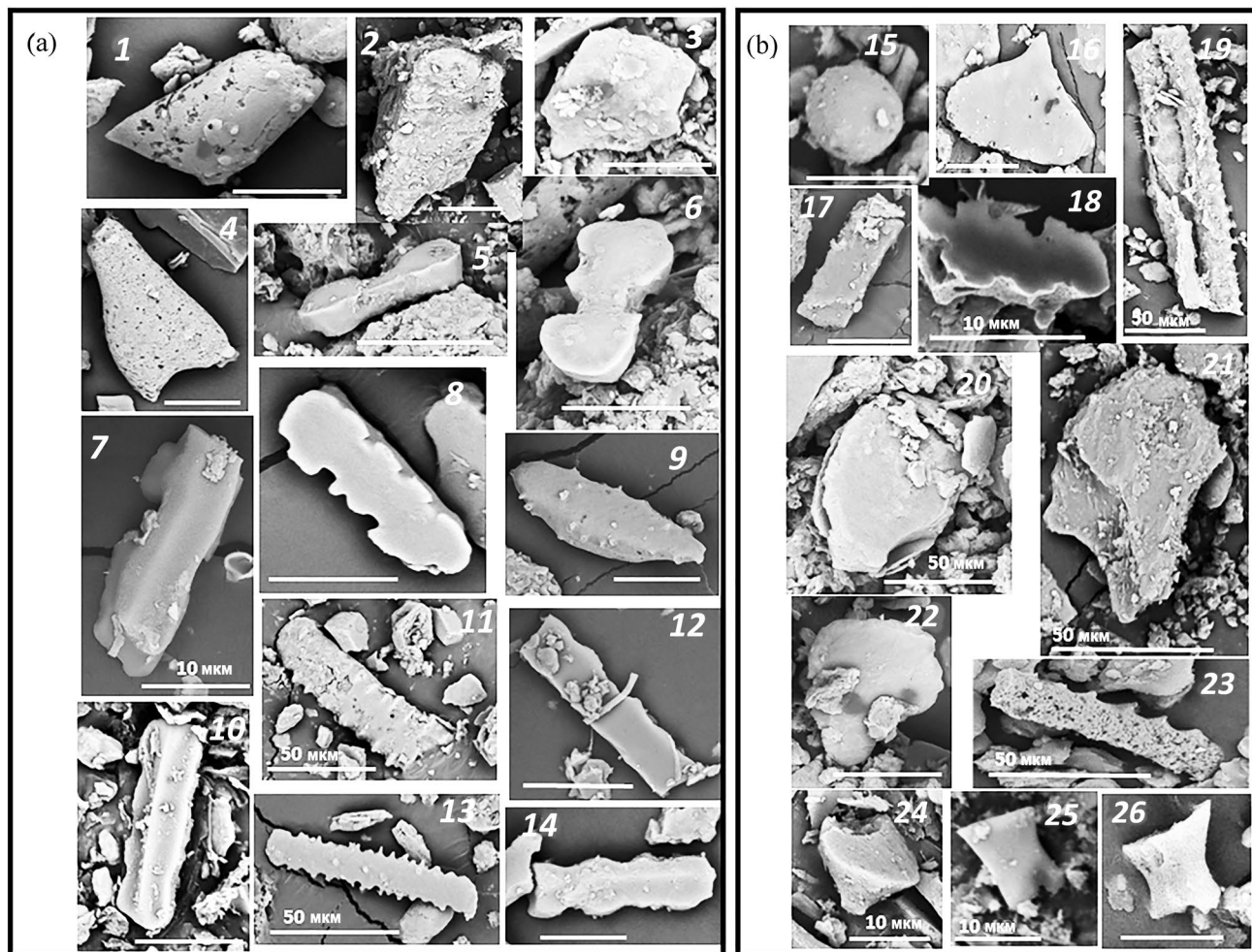


Рис. 4. Формы, выделенные из палеопочв: 1, 4, 9, 16 – килевидные; 2, 3, 20–22 – веерообразные; 5–8, 10, 18 – трапециевидные лопастные; 11–14, 17, 19, 23 – удлиненные; 24–26 – усеченно-конические; 15 – округлая. Масштаб 20 мкм, если не указано другое. а – современная почва (агрожернозем), б – палеопочвы.

выделены виды, отличающиеся размером и характером сечения, рисунка поверхности и краев (гладкие, иглистые, ямчатые, цилиндрические и т.д.). Удлиненные цилиндрические гладкие формы являются наиболее характерными для двудольных трав, но они наименее диагностически значимы, так как могут формироваться в широком спектре растений [13]. Выявленное разнообразие внутри группы лопастных трапециевидных симметричных и ассиметричных форм фитоцитов косвенно подтверждает обилие произраставшей в регионе злаковой растительности. Килевидный морфотип представлен формой с широким основанием и отсутствием ости. Морфологическое разнообразие этой группы небольшое. Отличия заключаются лишь в степени удлинения фитоцита и ширине основания (рис. 4). Группа веерообразных форм довольно заметна и разнообразна в спектрах погребенных почв. Наибольшее количество этих

форм отмечено в мезинском и инжавинском ПК, единично они присутствуют в современной почве и днепровском лёссе. Эта группа форм характерна для тростника *Phragmites* spp. и имеет диагностическое значение для определения повышенного гидроморфизма.

В изученных комплексах микрофоссилий выбраны основные диагностические формы фитоцитов, характеризующие различные биоценозы согласно экологическому подходу [13]. На рис. 3 показано распределение групп фитоцитов в наиболее представительных фитолитных спектрах инжавинского и мезинского ПК, а также борисоглебского и валдайского лёссов.

В палеопочвах по сравнению с лёссами больше доля влаголюбивой части злаков и тростниковых сообществ, но меньше степных групп. Это означает, что летняя теплообеспеченность и увлажнение в межледниковые периоды были достаточным для

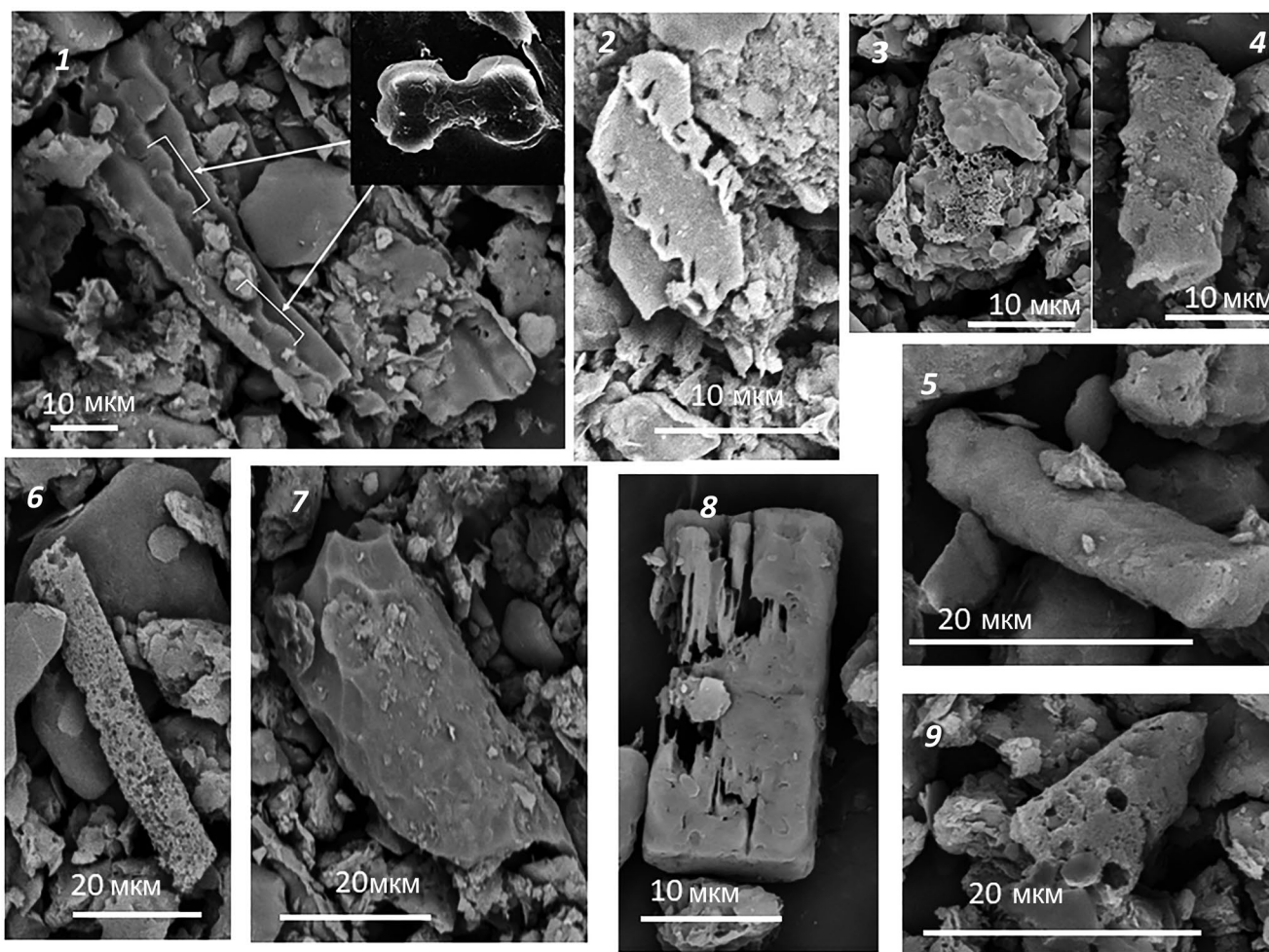


Рис. 5. Фитолиты из валдайского лёсса: 1 – ткань злака с фитолитами, на вставке показан фитолит, который обособится, когда ткань разрушится. 2–9 – формы с нарушениями: 2 – разрушение части формы, 3 – разрушение верхнего слоя с изъязвлением внутренней части, 4–6 – коррозия поверхности, 7 – фестончатое изъязвление, 8–9 – прободение формы.

произрастания лугово-разнотравных группировок. Но в течение плейстоцена доля степных форм в палеопочвах возрастала, что является косвенным доказательством ксерофитизации растительных сообществ. В то же время количество степных форм в ледниковые периоды оставалось на одном уровне.

Наличие остатков тростника в палеопочвах является свидетельством поднятия грунтовых вод в межледниковые периоды. Это солевносоливое прибрежно-водное растительное сообщество могло развиваться не только в дельте Дона, но и при поступлении соленых грунтовых вод, связанных с Азовским морем. Близкое залегание грунтовых вод также выражалось в наличии локального глеевого процесса в нижних горизонтах некоторых палеопочв [42, 43].

Наличие значительного количества фитолитов в лёссовых горизонтах и отсутствие в них

признаков эолового переноса, таких как окатанность и трассированность, предполагает широкое распространение лугово-степного растительного покрова и, следовательно, развитие процессов синлитогенного почвообразования в ледниковые периоды. находка в валдайском лёссе остатков крупного детрита (>200 мкм) указывает на автохтонность остатков тканей растений и исключают их миграцию из вышележащей почвы (рис. 5). Кроме того, клеточное строение детрита соответствует листьям злаков и не позволяет отнести его к корневым остаткам, что подтверждает заключение о том, что рост и разложение растительности происходил одновременно с накоплением эолового материала.

Таким образом, различие количественного и качественного составов фитолитного спектра в педокомплексах и лёссах может диагностировать как смену условий осадконакопления – переход от эпигенного почвообразования (педокомплексы)

к синлитогенному (лѣсс), так и смену растительно-го покрова в сторону увеличения доли степных видов в оледенения и, в целом, в течение плейстоцена.

Резкое уменьшение количества фитолитов вниз по разрезу, вероятно, следует связывать с разрушением фитолитов с возрастом. Это подтверждается увеличением доли кородированных фитолитов с глубиной. Выявленные признаки разрушения фитолитов показывают их сходство с нарушениями криогенного происхождения, а также с признаками химического выветривания. Так, оплавленность форм может являться следствием щелочного выветривания при растворении карбонатов, так как фитолиты не устойчивы к щелочному разрушению [44]. Подобные результаты подчеркивают необходимость рассмотрения, наряду с морфологическим изучением фитолитов, тафономических процессов, которые происходили в осадочную и постседиментационную историю отложений. Этот подход поможет уточнить палеоэкологические и информационные возможности комплексов фитолитов, что позволит более достоверно реконструировать среду прошлого.

Динамика природной среды в плейстоцене. Данные морфологического анализа палеопочв указывают на преимущественно степной тип почвообразования в Приазовье в плейстоцене, характерный для территории современного Черноморско-Каспийского региона [42] (табл. 1). Лишь в раннем плейстоцене (МИС-13–15) почвы развивались по типу средиземноморских, которые распространены сейчас на западе Турции, юге Испании и Хорватии [11, 49]. Однако для этих регионов также типичны засушливое лето и малоснежные зимы. В то же время результаты количественных палеорекострукций демонстрируют, что в течение среднего и позднего плейстоцена происходило снижение МАР с 600 до 550 мм/год. Расчет геохимических коэффициентов и анализ фитолитов подтверждают общую тенденцию нарастания аридизации климата, ксерофитизации растительных сообществ и снижения биологического и ландшафтного разнообразия в течение межледниковых периодов. В результате тип межледниковых почв сменялся в цепочке: почвы средиземноморского типа (Chromic Calcaric Cambisol) – лугово-черноземная (Calcic Chernozems) – лугово-каштановая (Someric Kastanozems) – чернозем обыкновенный (Calcic Chernozems Sodic) – чернозем обыкновенный (Chernozems Pachic) [42]. Эволюция почвообразования была направлена в сторону формирования более сухих подтипов, однако эти изменения были менее значительными, чем могло ожидать исходя из возраста отложений. В то же время в ледниковые периоды доля степных сообществ оставалась на одном уровне, указывая на схожесть ледниковых ландшафтов Приазовья на всем рассматриваемом временном интервале.

Развитие степного почвообразования и незначительное изменение МАР в раннем, среднем и позднем плейстоцене указывает на то, что природно-климатические зоны в Приазовье лишь незначительно смещались относительно современных границ, демонстрируя устойчивость ландшафтов, далеких от приграничных, к глобальным климатическим изменениям. Сопоставление с современной почвенно-климатической зональностью позволяет предположить, что раннеплейстоценовая ранневоронская палеопочва формировалась при переходе от средиземноморского к теплему умеренному климату (Csa/Cfa). Среднеплейстоценовая раннеинжавинская палеопочва развивалась на границе между теплым умеренным и континентальным климатом (Cfa/Dfa). Раннекаменская и салынская палеопочвы формировались на границе континентального и семиаридного климата (Dfa/Bsk).

Данные фитолитного анализа показывают, что режим и баланс грунтовых вод в межледниковые периоды отличались от ледниковых эпох. Эволюция дельты палео-Дона и формирование Таганрогского залива приводили к поднятию их уровня. В результате одновременно с трендом нарастания ксерофитизации растительных сообществ, связанной с аридизацией климата, в межледниковые периоды активизировались локальные процессы гидроморфизма территории, результатом чего стало широкое распространение тростниковых сообществ в районе исследования. Поднятие грунтовых вод не приводило к масштабному процессу оглеения в почвах, однако их уровень был достаточно высок для того, чтобы влаголюбивые ассоциации, подобные тростнику, могли активно развиваться. В целом похожие биогеоценозы распространены сейчас на Азово-Кубанской низменности, где в относительно засушливой среде развиты локальные островки тростников и осок.

Наличие фрагментов высших растений в субэаральных отложениях является ключевым признаком педогенеза [47]. Значительное количество фитолитов и остатков злаков в лѣссах подразумевает, что процессы почвообразования не прерывались даже в холодные ледниковые периоды плейстоцена при снижении среднего годового количества осадков до 200–250 мм/год. Вероятно, лѣссы можно рассматривать как примитивные синлитогенные почвы, формировавшиеся в щелочной ландшафтно-геохимической обстановке перигляциальных степей. Они развивались в холодном аридном климате (BWk) по типу светло-каштановых и бурых полупустынных почв [34]. Степное синлитогенное почвообразование является основным кандидатом на роль лѣссификации, так как может объяснить появление большинства характерных признаков лѣсса: образование биогенных пор, перераспределение карбонатов, цементацию минеральных зерен, формирование щелочных и испарительных геохимических

Таблица 1. Местное стратиграфическое название [11], привязка палеопочв к морским изотопным стадиям (МИС) [12, 31, 32], современные аналоги палеопочв [11, 15, 42], реконструированное по магнитным данным среднее годовое количество атмосферных осадков (МАР) и тип климата по климатической классификации Кеппена [29]

Педоком-плекс	Палеопочва	МИС (межледниковье)	Современные аналоги почв	МАР, мм	Тип климата
—	Современная почва	1	Чернозем обыкновенный (Chernozems Pachic)	560	Dfa
Мезинский (MZ)	Крутицкая интерстадиальная	5с	Чернозем южный (Chernozems Sodic)	540	Dfa/BSk
	Салынская межледниковая	5е (микулинское)	Чернозем обыкновенный (Calcic Chernozems Sodic) или Темно-каштановая солонцеватая и солончакковая (Kastanozems Sodic)		
Каменский (КАМ)	Позднекаменная интерстадиальная	6	Лугово-черноземная слабообразованная (Regosolos)	?	Dfa/BSk
	Раннекаменная межледниковая	7 (каменское)	Лугово-каштановая (Someric Kastanozems)		
Инжавинский (INZH)	Позднеинжавинская интерстадиальная	8	Лугово-черноземная (Chernozems Siltic)	560	Cfa/Dfa
	Раннеинжавинская межледниковая	9 (лихвинское)	Лугово-черноземная (Calcic Chernozems)		
Воронский (VOR)	Позднелесовая интерстадиальная	13/15 (мучкапское)	Почва средиземноморского типа (Chromic Cambisol)	600	Csa/Cfa
	Раннелесовая межледниковая		Почва средиземноморского типа (Chromic Calcic Cambisol)		
—	Ржакинская межледниковая	17 (окатовское)	Лугово-каштановая (Gleyic Kastanozems)	?	?

барьеров. Полученные результаты реконструкции климата, типа растительных сообществ и продолжительности вегетационного периода в ледниковые эпохи в будущем могут помочь в определении механизмов лёссификации и разделении признаков педогенных и диагенетических процессов в лёссе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного анализа лёссово-почвенной серии разреза Чумбур-Коса с применением палеопочвенных, геохимических и палеоботанических методов были реконструированы условия лёссово- и почвообразования в Приазовье в плейстоцене.

С помощью фитолитного анализа удалось установить преобладание лугово-разнотравных ассоциаций в межледниковые и более остепненных в ледниковые периоды. В течение плейстоцена происходила направленная смена климата

в сторону аридизации, при которой в межледниковые периоды снижалось среднее годовое количество атмосферных осадков (с 600 до 550 мм/год), нарастала ксерофитизация растительных сообществ, снижался уровень биопродуктивности и ландшафтного разнообразия. Из-за поднятия грунтовых вод в межледниковые периоды активизировались локальные процессы гидроморфизма, результатом было широкое развитие тростниковых сообществ. В ледниковые периоды среднее годовое количество атмосферных осадков уменьшалось до 200–250 мм/год, а более влаголюбивая часть злаков и тростниковая растительность исчезала.

Несмотря на снижение атмосферной увлажненности и изменения растительных спектров, Приазовье на протяжении всего среднего и позднего плейстоцена оставалось степным регионом. Эволюция почвообразования была направлена в сторону формирования более сухих подтипов, однако

природно-климатические зоны лишь незначительно смещались относительно современных границ, демонстрируя устойчивость степных ландшафтов к глобальным климатическим изменениям.

Для лёссовых отложений региона были впервые охарактеризованы фитолитные спектры, выявлены их особенности и возможности использования для решения вопросов эволюции почв и корректировки истории развития территории в плейстоцене. Фитолитные комплексы палеопочв могут являться надежными индикаторами для палеоландшафтной реконструкции природной среды в течение длительного времени. Снижение количества и разнообразия фитолитов в более древних отложениях следует в большей мере связывать с их разрушением при диагенезе. К диагенетическим процессам более чувствительна количественная характеристика фитолитов, в то время как разнообразие морфотипов в большей степени сохраняет различие между ледниковыми и межледниковыми ландшафтами. Геохимические показатели Fe_2O_3/TiO_2 и P_2O_5/TiO_2 могут быть важными маркерами биологической активности, биопродуктивности и выветривания и хорошо дополняют климатический сигнал, полученный с помощью показателя магнитной восприимчивости и фитолитного анализа.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают признательность коллективу лаборатории эволюционной географии ИГ РАН под руководством А.А. Величко за помощь в проведении полевых работ и лабораторные исследования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант РНФ 23-27-00145).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А.О., Калинин П.И., Алексеева Т.В.* Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге восточно-европейской равнины в четвертичное время // Почвоведение. 2019. № 4. С. 389–399. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19040026>
2. *Алексеев А.О., Митенко Г.В., Шарый П.А.* Количественные оценки палеоэкологических изменений в позднем голоцене на юге восточно-европейской равнины на основе магнитных свойств почв // Почвоведение. 2020. № 12. С. 1425–1435. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20120023>
3. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 488 с.
4. Архив фактической погоды. Гидрометцентр России. <https://meteoinfo.ru/archive-pogoda>.
5. *Базилевич Н.И.* Биологическая продуктивность экосистем Северной Евразии. М.: Наука, 1993. 293 с.
6. *Берг Л.С.* О происхождении лесса // Известия РГО. 1916. Т. 52. № 8. С. 579–646.
7. *Болховская Н.С.* Эволюция лёссово-почвенной формации северной Евразии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 270 с.
8. Векторная карта природных зон РФ, обновление январь 2023 г. https://fedoroff.net/load/maps/karta/karta_prirodnikh_zon_rossii/90-1-0-348
9. *Величко А.А.* Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен–голоцен. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.
10. *Величко А.А., Борисова О.К., Захаров А.Л., Кононов Ю.М., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Морозова Т.Д. и др.* Смена ландшафтных обстановок на юге русской равнины в позднем плейстоцене по результатам исследования лёссово-почвенной серии Приазовья // Известия РАН. Сер. Географическая. 2017. № 1. С. 74–83. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2017-1-74-83>
11. *Величко А.А., Морозова Т.Д.* Основные черты почвообразования в плейстоцене на восточно-европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. М.: ГЕОС, 2015. С. 321–337.
12. *Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М., Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н.* Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // Доклады АН. 2012. Т. 445. № 4. С. 464. <https://doi.org/10.1134/s1028334x12080107>
13. *Гольева А.А.* Фитолиты и их информационная роль в изучении природных и археологических объектов. М., 2001. 140 с.
14. *Додонов А.Е., Симакова А.Н., Гольева А.А.* Климато-стратиграфическое расчленение средне-позднеплейстоценовых лёссов Средней Азии на примере лёссово-почвенного разреза Дарай Калон (Южный Таджикистан) // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М., 1999. С. 80–91.
15. *Егоров В.В.* Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 221 с
16. *Занина О.Г., Лопатина Д.А.* Биоиндикаторы условий формирования верхнеплейстоценовых

- каргинских и сартанских отложений Колымской низменности и особенности их тафономии при многократном воздействии криогенных факторов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30. № 5. С. 111–128.
<https://doi.org/10.31857/S0869592X22050076> Q2
17. *Занина О.Г., Лопатина Д.А.* Изучение криогенной трансформации биогенных новообразований в экосистемах Северо-Востока России // Почва как компонент биосферы: эволюция функционирования и экологические аспекты. Матер. конф. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2020. С. 67–68.
 18. *Калинин П.И., Алексеев А.О., Савко А.Д.* Лёссы, палеопочвы и палеогеография квартера юго-востока Русской равнины. Воронеж: Воронежский гос. ун-т, 2009. 139 с.
 19. *Калинин П.И., Алексеев А.О.* Геохимическая характеристика лёссово-почвенных комплексов Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности // Почвоведение. 2011. № 12. С. 1436.
 20. *Константинов Е.А., Захаров А.Л., Сычёв Н.В., Мазнева Е.А., Курбанов Р.Н., Морозова П.А.* Лёссонакопление на юге европейской России в конце четвертичного периода // Вестник РАН. 2022. Т. 92. № 6. С. 572–582.
<https://doi.org/10.31857/S0869587322060068>
 21. Ландшафтная карта СССР. М-6 1: 2500 000 / Отв. ред. Гудилин И.С. М.: Министерство геологии СССР, 1980. 16 л.
 22. *Макеев А.О.* Поверхностные палеопочвы лесовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет, 2012. 260 с.
 23. *Минашина Н.Г., Шишов Л.Л.* Гипсоносные почвы: распространение, генезис, классификация // Почвоведение. 2002. № 3. С. 273–281.
 24. *Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
 25. *Нестерук Г.В., Хохлова О.С., Ильина Л.П., Сверчкова А.Э., Сушко К.С.* Палеоэкологические условия кубано-приазовской низменности в эпоху бронзы и раннего железного века на основе изучения погребенных почв // Почвоведение. 2021. № 11. С. 1306–1321.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21110095>
 26. *Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта. М.: Астрей 2000, 1999. 798 с.
 27. *Щелинский В.Е., Очередной А.К., Титов В.В.* Ранний и средний палеолит Приазовья: современное состояние исследований. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2022. 304 с.
 28. *Халчева Т.А.* Различия минералогического состава лесовых горизонтов Русской равнины // Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972. С. 49–59.
 29. *Beck H., Zimmermann N.E., McVicar T.R., Vergopolan N., Berg A., Wood E.F.* Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution // Scientific Data. 2018. V. 5. P. 180214.
<https://doi.org/10.1038/sdata.2018.214>
 30. *Cabanes D., Shahack-Gross R.* Understanding fossil phytolith preservation: the role of partial dissolution in paleoecology and archaeology // PLOS ONE. 2015. V.10. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0125532>
 31. *Chen J., Stevens T., Yang T., Qiang M., Matishov G., Konstantinov E., Kurbanov R. et al.* Revisiting late pleistocene loess–paleosol sequences in the azov sea region of russia: chronostratigraphy and paleoenvironmental record // Frontiers Earth Sci. 2022. V. 9. P. 808157.
<https://doi.org/10.3389/feart.2021.808157>
 32. *Chen J., Yang T., Matishov G., Velichko A.A., Zeng B., He Y., Shi P.-H.* Luminescence chronology and age model application for the upper part of the Chumbur-Kosa loess sequence in the Sea of Azov, Russia // J. Mountain Sci. 2018. V. 15. P. 504–518.
<https://doi.org/10.1007/s11629-017-4689-0>
 33. *Danin A., Ganor E.* Trapping of airborne dust by mosses in the Negev Desert, Israel // Earth Surface Processes and Landforms. 1991. V. 16. P. 153–162.
<https://doi.org/10.1002/esp.3290160206>
 34. *Kalinin P.I., Kudrevatykh I. Yu., Malyshev V.V., Pilguy L.S., Buhonov A.V., Mitenko G.V., Alekseev A.O.* Chemical weathering in semi-arid soils of the Russian plain // Catena. 2021. V. 206. P. 105554.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105554>
 35. *Kudrevatykh I.Y., Kalinin P.I., Mitenko G.V., Alekseev A.O.* The role of plant in the formation of the topsoil chemical composition in different climatic conditions of steppe landscape // Plant and Soil. 2021. V. 465. P. 453–472.
<https://doi.org/10.1007/s11104-021-05019-3>
 36. *Latorre F., Honaine M.F., Osterrieth M.L.* First report of phytoliths in the air of Argentina // Aerobiologia. 2012. V. 28. P. 61–69.
<https://doi.org/10.1007/s10453-011-9211-5>
 37. *Liang Y., Yang T., Velichko, A.A., Zeng B., Shi P.-H., Wang L.-D., He Y. et al.* Paleoclimatic record from Chumbur-Kosa section in Sea of Azov region since Marine Isotope Stage 11 // J. Mountain Sci. 2016. V. 13. P. 985–999.
<https://doi.org/10.1007/s11629-015-3738-9>
 38. *Maher B.A., Possolo A.* Statistical models for use of palaeosol magnetic properties as proxies of palaeorainfall // Global and Planetary Change. 2013. V. 111. P. 280–287.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.09.017>
 39. *Maher B.A., Thompson R., Zhou L.P.* Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: A new mineral magnetic approach // Earth Planetary Sci. Lett. 1994. V. 125. P. 461–471.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90232-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90232-1)

40. *Makeev A.O.* Pedogenic alteration of aeolian sediments in the upper loess mantles of the Russian plain // *Quater. Int.* 2009. V. 209. P. 79–94. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.03.007>
41. *Neumann K., Strömberg C.A.E., Ball T., Albert R.M., Vrydaghs L., Cummings L.S.* International Code for Phytolith Nomenclature (ICPN) 2.0 // *Annals of Botany.* 2019. V. 124. P. 189–199. <https://doi.org/10.1093/aob/mcz064>
42. *Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D., Kononov Y.M., Velichko A.A.* Morphology and micromorphology of the loess-paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS 1–MIS 17) // *Catena.* 2018. V. 168. P. 79–101. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.01.032>
43. *Panin P., Kalinin P., Filippova K., Sychev N., Bukhonov A.* Paleo-pedological record in loess deposits in the south of the East European plain, based on Beglitsa-2017 section study // *Geoderma.* 2023. V. 437. P. 116567. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2023.116567>
44. *Pearsall D.M.* Paleoethnobotany // *International Encyclopedia of the Social & Behavioral Sciences.* Oxford: Elsevier, 2015. V. 17. P. 456–461. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-097086-8.13007-7>
45. *Retallack G.J.* Soils and global change in the carbon cycle over geological time // *Treatise Geochem.* 2003. P. 581–605. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05087-8>
46. *Runge E.C.A., Walker T.W., Howarth D.T.* A study of late Pleistocene loess deposits, South Canterbury, New Zealand: Part I. Forms and amounts of phosphorous compared with other techniques for identifying paleosols // *Quater. Res.* 1974. V. 4. P. 76–84. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(74\)90009-X](https://doi.org/10.1016/0033-5894(74)90009-X)
47. *Sprafke T., Obrecht I.* Loess: Rock, sediment or soil – What is missing for its definition? // *Quater. Int.* 2016. V. 399. P. 198–207. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.03.033>
48. *Timireva S.N., Kononov Yu.M., Sycheva S.A., Taratunina N.A., Kalinin P.I., Filippova K.G., Zakharov A.L., Konstantinov E.A., Murray A.S., Kurbanov R.N.* Revisiting the Taman peninsula loess-paleosol sequence: Middle and Late Pleistocene record of Cape Pekla // *Quater. Int.* 2022. V. 620. P. 36–45. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.06.010>
49. *Van Ranst E.* Soil Atlas of Europe. European Commission. Belgium: Brussels, 2005. 128 p.
50. *Velichko A.A., Catto N.R., Kononov Yu.M., Morozova T.D., Novenko E.Yu., Panin P.G., Ryskov G.Ya. et al.* Progressively cooler, drier interglacials in southern Russia through the quaternary: evidence from the sea of Azov region // *Quater. Int.* 2009. V. 198. P. 204–219. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.06.005>
51. *Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Gribchenko Yu.N., Sudakova N.G., Lavrentiev N.V.* Glaciations of the East European plain: distribution and chronology // *Developments Quater. Sci.* 2006. V. 15. Ch. 26. P. 337–359. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00026-X>
52. *Yang S., Ding F., Ding Z.* Pleistocene chemical weathering history of Asian arid and semi-arid regions recorded in loess deposits of China and Tajikistan // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. V. 70. P. 1695–1709. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.12.012>

Phytolithic and Paleolandscape Evidence of Environmental Change in the South of the East European Plain in the Pleistocene

P. I. Kalinin^{1, *}, O. G. Zanina¹, P. G. Panin², and I. Yu. Kudrevatykh¹

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

²*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: kalinin331@rambler.ru

The work is devoted to the reconstruction of paleoclimatic regularities in the formation of the Chumbur-Kosa (MIS-17...MIS-1) loess-soil series and the assessment of the possibility of using phytolith analysis to diagnose vegetation cover in the interglacial and glacial periods of the Pleistocene. v the index of magnetic susceptibility, the average annual precipitation was calculated. It has been established that in the Pleistocene there was a directed climate change towards aridization, in which the amount of precipitation during the interglacial periods decreased from 600 to 550 mm/year, and during the glacial periods it did not exceed 200–250 mm/year. Aridization of the climate led to xerophytization of plant communities, a decrease in bioproductivity and landscape diversity. In the warm intervals of the Pleistocene, meadow-forb associations prevailed, which were replaced by steppe associations at the onset of the glacial stage. Natural and climatic zones were within the modern borders, demonstrating the relative stability of the steppe landscapes to global climatic fluctuations.

Keywords: loess, palaeosol, geochemical ratio, bioproductivity, Azov region

СМЕНА ОСНОВНЫХ ТРЕНДОВ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫХ ЭТАПОВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА БЕРИНГИИ

© 2024 г. С. В. Губин*

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Московской область, Пущино, 142290 Россия*

**e-mail: gubin.stas@mail.ru*

Поступила в редакцию 08.06.2023 г.

После доработки 04.09.2023 г.

Принята к публикации 04.09.2023 г.

В сформированных в позднем плейстоцене на территории западного сектора Берингии толщах отложений ледового комплекса (едомных) возраста МИС-3 и МИС-2 установлено присутствие четырех погребенных почв. Основной материал отложений представлен криопедолитами – мерзлыми минеральными осадками пылевато-песчаного состава, прошедшими в ходе своего накопления стадию синлитогенного почвообразования, сохраняющими признаки педогенеза, но не образующих почвенных профилей. Синлитогенное почвообразование протекало в условиях суровых зим, при высокой летней теплообеспеченности и достаточном увлажнении самых верхних слоев формировавшихся почв. Оно ограничивалось активной минерализацией наиболее легко разлагаемых органических остатков с образованием значительного количества питательных соединений и захоронением в средних и нижних частях профилей в виде детрита устойчивых к биохимической трансформации остатков растений. В МИС-3 синлитогенное почвообразование периодически прерывалось эпигенным, вызванным климатическими потеплениями, увеличением глубин сезонного протаивания, увлажненности, прекращением или резким ослаблением поступления на поверхность минерального осадка, перестройкой ландшафтной обстановки. Наибольшим разнообразием строения и степенью оформленности профилей характеризуются почвы, формировавшиеся в начале МИС-3. Две последующие почвы, относящиеся к середине этой стадии, носят следы гидроморфного или полугидроморфного почвообразования и близки к почвам современных заболоченных тундр. Почвы заключительного этапа МИС-3 развивались в условиях нарастающей суровости климата и активизирующегося поступления на поверхность минерального осадка. В толщах МИС-2 признаки эпигенного почвообразования отсутствуют.

Ключевые слова: ледовый комплекс, криопедолит, погребенные почвы, многолетняя мерзлота, синлитогенное почвообразование, Cryosol

DOI: 10.31857/S0032180X24010075, **EDN:** ZLIBZD

ВВЕДЕНИЕ

На обширных территориях приморских низменностей севера Якутии, которые относятся к западному сектору Берингии, установлено сложное палеопочвенное строение широко распространенных здесь отложений ледового комплекса (ЛК). Толщи ЛК, часто называемые едомными, достигающие мощности 80 м и содержащие широкие, до 6–8 м, жилы повторно-жильных льдов (ПЖЛ), окрашены в монотонные серые или буроватые тона, состоят из пылеватых или песчано-пылеватых суглинков со слабо выраженной слоистостью. Они включают редкие слои аллохтонных и автохтонных

торфяников, прослой песчаного аллювия, профили погребенных почв (ПП) различного генезиса [3, 7, 13, 15, 16, 24, 30, 36, 39]. Ранее, при проведении исследований ЛК на этих территориях, слои с большим содержанием растительных остатков рассматривались, как маломощные прослой торфа и не относились к ПП [2, 15, 19, 33, 38, 39]. Большое количество радиоуглеродных дат, полученных для отложений ЛК по растительным остаткам, инситу к костному материалу, почвенному органическому веществу показали, что сложным строением, с участием прослоев торфа, профилей ПП, обладают толщи сформированные в период МИС-3, т.е. от 57 до 29 тыс. лет в каргинский

термохрон [6, 17, 20, 25, 33]. Материал мерзлых, монотонно окрашенных отложений авторами рассматривается в качестве криопедолита. Под криопедолитом (КПЛ) понимаются находящиеся в многолетнемерзлом состоянии минеральные осадки, прошедшие в процессе своего накопления стадию криосинлитогенного почвообразования, сохраняющие признаки педогенеза, но не образующие самостоятельных почвенных профилей [7, 8]. Для их материала характерно абсолютное преобладание микрошлировых криотекстур. При проведении исследований материал КПЛ получил обозначение АС.

Базируясь на данных споро-пыльцевого, биолитного анализов, изучения остатков насекомых, мамонтовой фауны, криолитологического строения большинство исследователей считают, что формирование КПЛ происходило при регулярном поступлении минерального осадка в условиях тундростепной растительности, в относительно сухих условиях короткого и достаточно теплого лета, при не глубоком залегании границы многолетней мерзлоты [1, 2, 7, 15, 21, 35, 36]. В большинстве случаев криопедолиты являлись почвообразующей породой для находящихся в составе ЛК профилей ПП. Накопленный в последнее время материал о строении толщ отложений ЛК поднимает ряд вопросов о причинах большого сходства строения и свойств КПЛ эпохи потепления МИС-3 и похолодания МИС-2 (сартанского криохрона), особенностях механизмов их формирования, причинах периодической смены в МИС-3 синлитогенного почвообразования эпигенным, специфики условий формирования содержащихся в толщах ЛК погребенных почв разного возраста.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изучали отложения ЛК и погребенные в них почвы на территории приморских низменностей Севера Якутии от р. Индигирки до р. Колымы и на западе Чукотки в низовьях р. М. Анюй. За более чем сорокалетний период исследований в стенках мерзлых термоэрозионных обнажений на морских побережьях, берегах рек и термокарстовых озер профиля ПП были обнаружены и исследованы более чем в 120 обнажениях. Наиболее детальные морфологические, мезо- и микроморфологические, палеоботанические, криолитологические, химико-аналитические исследования КПЛ и вмещающих ПП, определение их радиоуглеродного возраста проведено в 13 наиболее крупных опорных разрезах, в стенках которых установлено присутствие профилей 3–4 погребенных почв (рис. 1). Протяженность стенок обнажений составляла от десятков метров до 7 км, что позволило в дополнении к основному разрезу проследить в целом ряде расчисток пространственное изменение строения ПП.

Аналитические исследования образцов ПП и КПЛ выполнены в ЦКП ИФХиБПП РАН по общепринятым методикам [2].

Нахождение ЛК в постоянно мерзлом состоянии, сам процесс погребения и перехода наплававшегося на дневной поверхности материала и сформированных здесь почв в толщи многолетнемерзлых отложений, определили появление в них целого ряда специфических черт строения и свойств. Это вызвало разработку новых подходов и методов к исследованию подобных природных объектов с учетом механизмов их формирования [9].

Формирование криопедолита в настоящей статье рассматривается как процесс постоянно растущей вверх синлитогенной почвы, нижние части которой синхронно с накоплением на поверхности осадка и поднятии границы многолетней мерзлоты переходят в многолетнемерзлое состояние и криоконсервируются. Исходя из этого, *строение и свойства материала криопедолита отражают строение и свойства лишь тонкого 1–2 мм микрослоя находящегося над границей мерзлоты на момент перехода его в постоянно мерзлое состояние* [9].

Полученные данные о мощностях слоя сезонного протаивания в МИС-3, составляющего 60–80 см [13], объемах ежегодно поступающего осадка – 1–2 мм [6], позволяют полагать, что с момента поступления осадка на дневную поверхность до перехода его в толщи многолетнемерзлых отложений проходило от 300 до 800 лет. В этот отрезок времени в ходе погребения он подвергался переработкой почвообразованием на разных глубинах в деятельном слое в условиях различной теплообеспеченности, увлажнения, активности биохимических процессов. Так, самые верхние слои находились в оттаявшем состоянии весь теплый период, средние и нижние – лишь его часть, а после оттаивания имели низкие положительные температуры, подавлявшие активность биохимических процессов. При рассмотрении свойств КПЛ необходимо иметь в виду, что перед переходом в мерзлое состояние расположенный на границе с многолетней мерзлотой тончайший слой выполнял функции как мерзлотного водоупора, так и зоны миграции подвижных почвенных соединений к находящемуся здесь фронту промерзания. Все это осложняет восприятие КПЛ, как материала, полностью отражающего свойства и строение верхних и даже средних частей профилей формировавшихся синлитогенных почв.

Другим важным моментом являлось наличие на поверхности во время формирования синлитогенных почв полигонального мерзлотного рельефа с системой активно развивавшихся жил ПЖЛ. В зависимости от климатической и мерзлотной обстановок того или иного временного периода, вертикальный и горизонтальный их рост обладал

ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ МОРЕ



Рис. 1. Нахождение опорных позднеплейстоценовых разрезов. 1 – Дуванный яр, 2 – устье р. Омолон, 3 – Зеленый Мыс, 4 – виска Лакеевская, 5 – Станчиковский яр, 6 – р. Евсейка, 7 – мыс М. Чукочий, 8 – р. Б. Чукочья, 9 – озеро Б. Олер, 10 – виска Петку-Сян, 11 – р. Б. Куропаточья, 12 – р. Алазея, 13 – р. Б. Хомус-Юрях.

различными скоростями. При этом вблизи верхней границы мерзлоты жилы еще не имели большую горизонтальную мощность. В период роста, над головами жил происходило формирование валикового или трещиновато-валикового рельефа, и складывались условия отличные от условий на днищах полигонов. При постоянном вертикальном росте жил накапливающийся и перерабатываемый почвообразованием над их головами материал регулярно перемещался в мерзлотные полигоны или выносился за их пределы, что также оказывало влияние на свойства формирующихся здесь почв. В силу этого, представления о развивающихся над поверхностью жил почвах могут иметь лишь

гипотетический характер, базирующийся, в основном, на сохраняющемся в КПЛ разнообразном палеоэкологическом материале. После перехода материала синлитогенных почв в многолетнемерзлое состояние в условиях продолжающегося роста и постепенного увеличения горизонтальных мощностей ПЖЛ, материал КПЛ в составе минеральных блоков сдавливался и деформировался, вблизи стенок жил задирался вверх.

При изучении криопедолитов, условий их формирования важное значение приобретают содержащиеся в них палеоэкологические объекты – пыльца, споры, фитолиты, энтомофауна, обшир-

ный комплекс уникальных растительных объектов (плоды, семена, растительная подстилка) из ископаемых нор грызунов, прекрасно сохранившихся благодаря быстрому погребению и переходу в многолетнемерзлое состояние [13, 22, 24, 36, 41].

Формирование ПП связано с отдельными периодами потеплений в МИС-3. Одним из важнейших диагностических признаков при выделении ПП, наряду с дифференциацией их профилей на генетические горизонты, является резкое отличие криолитологического строения самих ПП, подстилающих их слоев протаивания от почвообразующей породы – криопедолита с его микрошлировыми ледяными текстурами.

Для ПП характерна высокая льдистость профилей с содержанием льда до 30–40% их объема и до 60% – в нижних горизонтах и подстилающих слоях бывших зон сезонного протаивания с абсолютным доминированием крупношлировых, сетчатых и поясковых криотекстур. Общая мощность наблюдаемых в мерзлых стенках обнажений профилей ПП и подстилающих их слоев протаивания из-за высокого содержания льда может достигать 3–3.5 м. При этом его содержание и сформированные криотекстуры мало зависят от строения и положения исходных почвенных горизонтов и являются наложенным, криодиагенетическим признаком, приобретенным уже после завершения формирования почв в период их промерзания. Гипертрофированные из-за присутствия крупных шлиров и прослоев льда размеры профилей, горизонтов, затухающие ледом границы их перехода, наложение криотекстур на исходную структурную организацию материала горизонтов затрудняют выделение в мерзлых стенках обнажений профилей ПП.

При выделении и изучении строения ПП в толщах ЛК важно учитывать роль континуальности почвенного покрова в стенках обнажения, прерываемую массивными ледяными жилами. В обнажениях морфологического строения ПП и подстилающего их слоя протаивания может устойчиво проследиться на протяжении сотен метров в материале десятков сменяющих друг друга минеральных блоков, что позволяет оценить пространственную вариабельность строения и свойств ПП.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследования криопедолитов МИС-3 и МИС-2 на территории приморских низменностей северной Якутии выявили значительное сходство их строения и основных свойств. Большинство толщ КПЛ обладают пылеватым составом с преобладанием фракции крупной и средней пыли. Встречаются КПЛ с небольшим участием песка, практически все содержат мало ила (8–12%). Показатели повышенного содержания песчаной фракции часто являются региональным признаком и могут

относиться к осадкам, накопившимся во время обеих рассматриваемых стадий. Слои, различающиеся окраской, могут слабо отличаться по гранулометрическому составу.

Важным показателем строения КПЛ является характеристика их слоистости и окраска слоев. Слои криопедолитов МИС-3 чаще всего обладают мощностью от 0.6 до 3–4 м, отличаются по тону окраски, имеют ровные границы, четкие переходы от слоя к слою при зоне перехода 1–2 см. В толщах МИС-2 мощности слоев возрастают и могут достигать 4–6 м. Они слабо различаются по окраске, граница перехода ровная, зона перехода не превышает 1–2 см. Строение зон контакта слоев указывает на отсутствие на поверхности в период формирования синлитогенных почв нанорельефа, а в их материале – признаков криотурбаций, что может рассматриваться в качестве показателя сухости условий.

В слоях МИС-3 доминируют окраски 10YR 6/1, 7.5YR/6, для МИС-2 характерны более холодные тона – 2.5Y/6. Не выявлено четкой связи интенсивности окраски слоев с содержанием в них $C_{орг}$. В основной массе криопедолитов МИС-2 оно колеблется от 0.8 до 1.6%, в МИС-3 – от 1.2 до 1.8%. Переход между слоями может сопровождаться изменением содержания $C_{орг}$. В пределах отдельных минеральных блоков МИС-3 эти значения в отдельных слоях так же могут существенно изменяться (рис. 2).

Мощности слоев можно рассматривать в качестве показателя продолжительности периодов накопления материала в определенных стабильных условиях, существовавших в пределах мерзлотных полигонов. Исходя из этого, в МИС-3 эти условия были подвержены более частым изменениям и принимая скорости поступления минерального осадка на поверхность в количестве 1–2 мм в год, для МИС-3 эти периоды длились от 0.3 до 2 тыс. лет. В МИС-2 они характеризовались большей продолжительностью – более 3 тыс. лет, что свидетельствует о высокой временной стабильности природных условий этого периода.

Микроморфологическими исследованиями установлено, что содержание органического вещества в материале слоев КПЛ в первую очередь определяется содержанием растительного детрита размера средней и мелкой пыли, а окраска – качественным составом детрита и степенью его трансформации. Окрашенные в более светлые тона криопедолиты МИС-2 содержат преимущественно детрит травянистой растительности, мхов (рис. 3а–3с). В слоях МИС-3 доминируют остатки корневых систем кустарничков, мхов, трав (рис. 3в). Выделения темных гумусовых соединений в виде мельчайших сгустков на поверхности отдельных минеральных зерен встречаются крайне редко, на поверхности пылеватых частиц доминируют тонкие светлые пленки органо-минеральных соединений (рис. 3е). Известно,

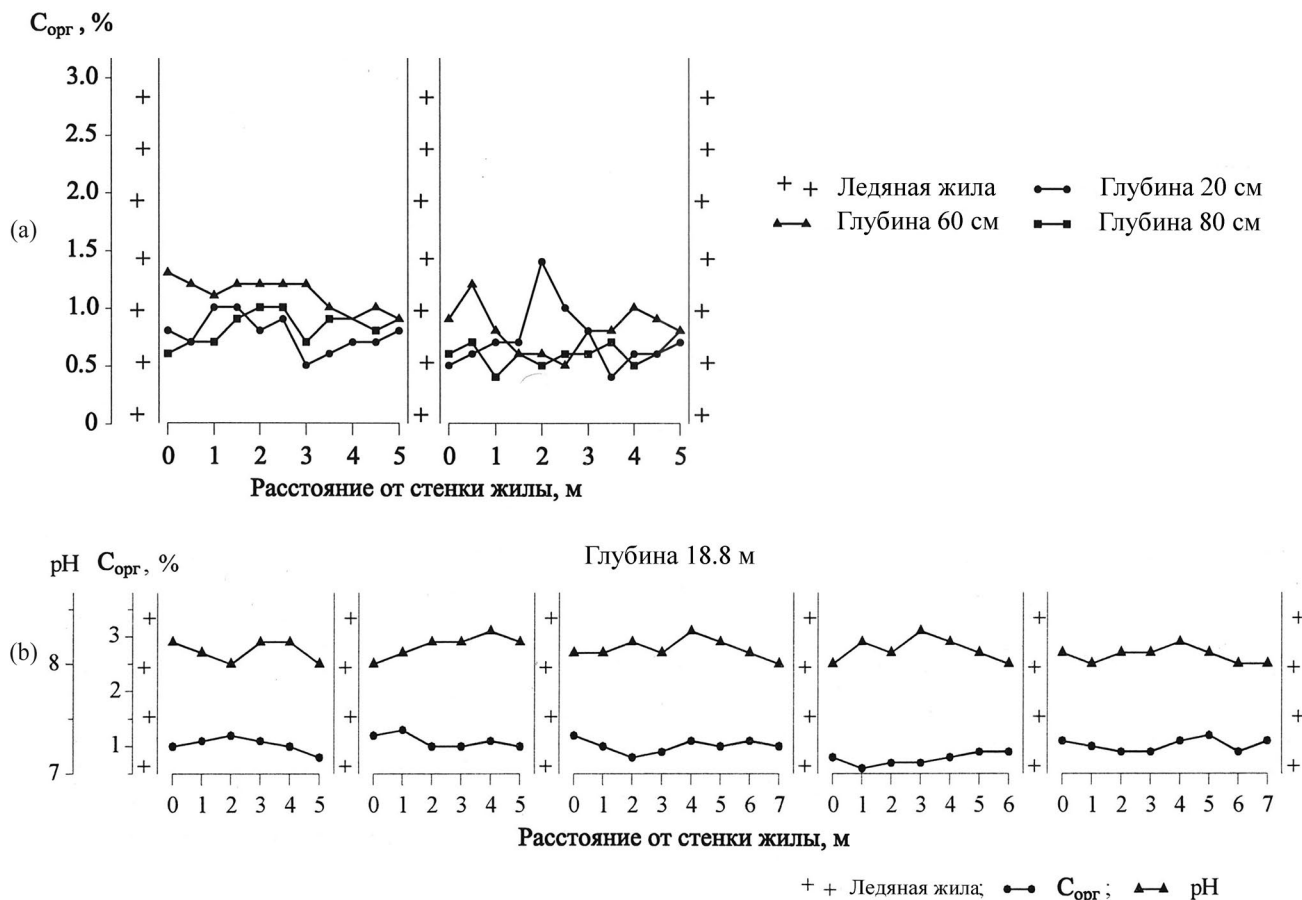


Рис. 2. Распределение C_{org} и значений pH H_2O криопедолитов МИС-3 в пределах минеральных блоков; криопедолита МИС-3 на разных глубинах в минеральном блоке (а), отдельного слоя криопедолита МИС-2 в серии минеральных блоков (б).

что в травянистых биогеоценозах доля подземной массы в 4–9 раз превышает долю надземной [30, 33]. Основная масса корней в почвах с близким расположением к поверхности мерзлоты находится на глубине 5–7 см и лишь единичные корни достигают глубины 15–20 см [27]. Усиление темных тонов окраски КПЛ часто бывает вызвано повышенным участием в составе детрита остатков осок.

Анализ состава растительных остатков и семян, сохранившихся в ископаемых норах длиннохвостого суслика (*Spermophilus (Citellus) undulatus* Pall.) и мелких грызунов в толщах КПЛ подтверждает связь содержащегося детрита с существовавшей в эти периоды растительностью. В отложениях МИС-2 обнаружены только мелкие норы, принадлежащие мышинным. В их камерах найдены исключительно остатки злаков, травянистой растительности, что хорошо увязывается с составом детрита КПЛ светло-серых тонов.

Обширные кормовые запасы и состав органической подстилки из нор сусликов, обнаруженных

в слоях криопедолитов МИС-3, отражают широкий видовой состав растительности этого периода. В десятках нор встречены семена и плоды более 70 видов растений хорошей сохранности, вплоть до способных к прорастанию. Их численность в отдельных норах достигает 600–800 тыс. экз. Установление принадлежности растений по ним до вида позволило значительно конкретизировать существовавшие экологические условия мест обитаний грызунов [22, 24].

В спорово-пыльцевых спектрах КПЛ рассматриваемых стадий многими исследователями отмечаются значительные объемы пыльцы древесных видов, особенно в МИС-3 [15, 18, 19, 21]. Палеоботанический анализ материала ископаемых нор, включающий анализы семян и растительных подстилок, установил лишь единичные случаи присутствия в них древесных [22, 23, 24]. По составу кормовых запасов из ископаемых нор установлено, что в окрестностях нор был развит комплексный растительный покров, состоящий из сообществ

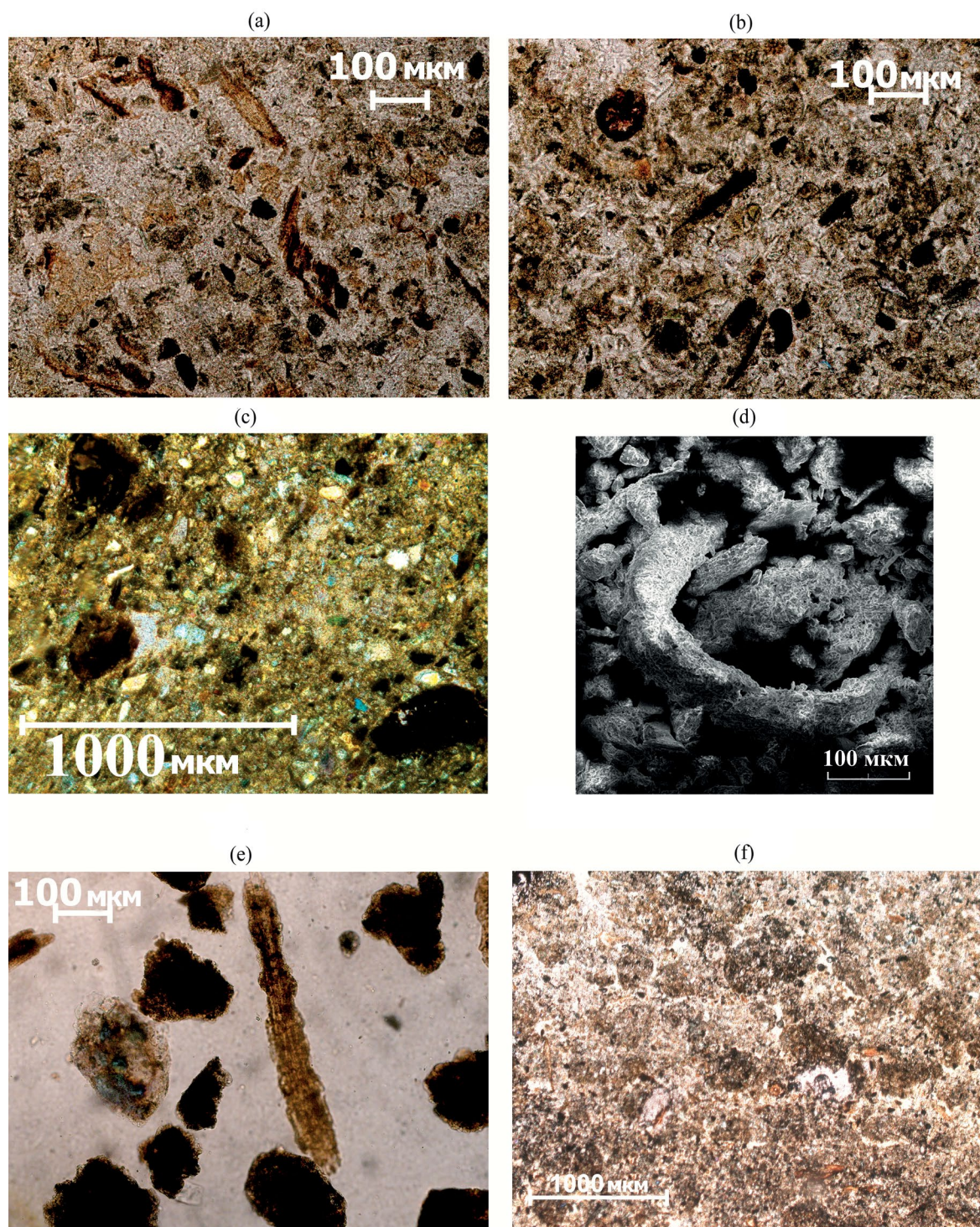


Рис. 3. Микростроение материала погребенных почв и криопедолита. Строение материала криопедолита МИС-2 (а); строение материала криопедолита МИС-3 с корневым детритом (б); выделения темных форм гумуса на пылеватых частичках криопедолита МИС-3 (с); электронная фотография частичек детрита криопедолита МИС-2 (д); частички детрита злаков, выделенные из материала криопедолита МИС-2 (е); признаки микроагрегации материала верхнего горизонта IV погребенной почвы (ф).

влажных и суховатых тундр с включением местообитаний, занятых пионерной и степной растительностью [24, 42]. Отсюда можно предположить, что неоднородность растительности здесь определялась элементами существовавшего мерзлотного полигонального рельефа — валиками над головами ПЖЛ, их склонами, днищами полигонов, а также этапами и скоростями его развития, интенсивностью поступления осадка. Именно этим можно объяснить нахождение на ограниченном участке сбора зверьком кормовых запасов, в поперечнике имевших около 200–300 м, широкого набора растительных видов, принадлежащих различным экологическим группам — от пионерных видов нарушенных мест обитаний до степных и гигроморфных экотопов [24].

Учитывая сходство строения материала и свойств слоев КПЛ, содержащих ископаемые норы и лишенных их, представления об условиях и механизмах формирования этих отложений можно распространить на всю толщу МИС-3. Поступающий на поверхность центральных частей полигонов свежий минеральный осадок, как и перемещенный сюда материал с поверхностей над головами растущих ледяных жил, частично перемешивался, обогащался растительным опадом, перерабатывался почвообразованием, что определяло ведущие свойства верхних частей профилей формировавшихся синлитогенных почв.

В пределах, пересекающих серию минеральных блоков, отдельных слоев КПЛ не обнаружено существенных различий в морфологическом строении, окраске, аналитических показателях свойств материала, что указывает на существование устойчивой однородности условий и сходстве характера синлитогенного почвообразования на всей поверхности днищ соседствующих мерзлотных полигонов.

Это подтверждает содержание и распространение в материале КПЛ тончайших окончаний корневых систем травянистых растений. Мельчайшие корешки длиной 0.5–1.5 см хаотично распределены в материале, имеют строго вертикальное положение, их содержание может составлять от 2 до 8 на дм^2 . Они являются окончаниями отдельных корневых систем, проникших за пределы границы корнеобитаемого слоя, в зону, где биохимическая трансформация растительных остатков уже не происходила. Следов продолжения этих корневых систем в расположенном выше материале в специально изготовленных для решения этих задач шлифах, проследить не удалось. Распределение и численность сохранившихся остатков корней в конкретных слоях связана со слоями произрастания растений, расположенных в толще криопедолита выше. Это ограничивает использование рассматриваемого признака для диагностики условий протекавшего синлитогенного почвообразования. Часто различающиеся окраской контактирующие

слои криопедолита имеют сходные показатели численности, размерности и морфологического облика корневых остатков, указывающие на сходство условий в пределах верхней части деятельного слоя формировавшихся синлитогенных почв.

В составе детрита криопедолитов МИС-2 преобладают остатки травянистой растительности, мхов, что хорошо согласуется с данными многочисленных спорово-пыльцевых спектров, на основании которых в настоящее время сложилось практически единое мнение о резком изменении биоклиматической обстановки в этот период в сторону похолодания, иссушения, формирования тундростепных сообществ [1, 21, 31, 32]. По окраске, строению материала, ряду химических свойств, подробно датированных радиоуглеродным методом слоев КПЛ, установление границы перехода криопедолитов МИС-3 к криопедолитам МИС-2 остается проблематичным, что свидетельствует о постепенном нарастании сухости и ужесточении температурного режима условий их формирования. За зону перехода может быть принята толща, вмещающая I ПП. Химические характеристики материала КПЛ приведены в табл. 1, в которой его слою обозначены индексом АС.

Результаты аналитических исследований КПЛ показывают, что при невысоких значениях $S_{\text{орг}}$, отдельные его слою могут различаться более чем в 2 раза. Повышенным содержанием характеризуется материал КПЛ МИС-3. Показатели потерь от прокаливания не всегда коррелируют с содержанием $S_{\text{орг}}$, а в большей степени связаны с качеством детрита. Значения $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ изменяются в пределах от нейтральных до слабощелочных, КПЛ не засолены, близко в них содержания CO_2 карбонатов. В составе поглощенных оснований доминирует Са, в ряде слоев МИС-2 отмечено слабое возрастание содержания обменного Na.

Большинство КПЛ характеризуется очень высокими показателями содержания подвижных форм фосфора и калия, извлекаемых вытяжками Кирсанова и Олсена. В отдельных слоях показатели по фосфору в вытяжках Кирсанова могут достигать 70, а по калию — до 20 мг/100 г, при средних значениях содержания фосфора в большинстве слоев от 30 до 45 мг/100 г. Этот феномен, впервые установленный Жиготским для материала ЛК [12], имеет важное значение, так как соединения фосфора играют важнейшую роль в ходе перезимовки растений. Не удалось установить достоверной связи содержания этих соединений с окраской слоев, содержанием $S_{\text{орг}}$, показателями потерь от прокаливания и другими их характеристиками. Изменение содержания подвижных форм фосфора и калия от слоя к слою близки в КПЛ обоих рассматриваемых стадий.

Погребенные почвы отложений ледового комплекса. В толщах ЛК выделено 4 погребенные почвы

Таблица 1. Химические свойства отдельных слоев криопеллитов

Стадия, обнажение	Глубина, м	C _{орг} , %	Потери при прокаливании, %	pH _{H2O}	Поглощенные основания, ммоль(+)/100 г					CO ₂ карб, %	Подвижные по Кирсанову, мг/100 г		Вытяжка Тамма, %	
					Ca	Mg	Na	K	сумма		P ₂ O ₅	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
МИС-2 Дуваный Яр	3.3	1.20	6.12	8.2	19.6	9.3	1.0	0.3	30.2	0.86	51.8	8.4	0.64	0.42
	5.5	1.08	6.24	8.3	20.7	10.3	1.4	0.2	32.6	0.86	53.6	6.1	0.54	0.36
	9.0	0.61	5.48	7.5	14.7	9.4	0.9	0.4	25.4	0.98	57.1	6.3	0.84	0.28
	14.0	1.34	6.44	8.0	21.1	6.0	0.8	0.4	28.3	0.37	61.7	4.8	1.02	0.51
	18.1	0.6	6.0	8.2	19.6	6.4	0.8	0.3	27.1	0.86	44.1	6.1	1.14	0.61
	26.2	1.2	8.3	8.4	18.4	6.0	0.4	0.3	25.1	0.86	51.0	4.5	1.27	0.45
МИС-2 М. Чуко- чи	9.2	0.63	6.0	7.1	10.2	4.6	1.3	0.3	16.4	0.12	35.4	5.4	0.71	0.34
	3.6	0.83	6.8	6.8	12.2	4.0	0.8	0.2	17.2	0.25	29.1	7.1	0.84	0.31
	8.0	1.14	6.4	7.4	8.8	6.4	0.5	0.4	16.1	0.25	36.7	5.3	1.14	0.58
МИС-3 Дуваный Яр	49.4	1.32	9.4	8.1	26.5	4.0	1.8	0.3	32.6	0.91	32.8	12.1	0.62	0.38
	51.3	1.85	11.5	8.2	17.5	7.5	1.3	0.2	26.5	0.98	26.5	8.9	1.31	0.33
	59.2	1.53	8.2	7.9	14.0	6.0	0.8	0.2	21.0	0.86	29.9	6.8	1.09	0.43
	63.2	1.20	8.4	8.0	12.5	5.0	0.7	0.2	18.4	0.86	34.4	8.6	1.16	0.61
МИС-3 Зеленый Мыс	24.1	0.70	9.3	8.4	23.0	6.3	0.9	0.3	30.5	0.49	18.9	6.2	0.91	0.42
	25.9	1.06	8.4	8.1	12.5	4.2	1.1	0.3	18.1	0.98	19.6	7.8	1.72	0.48
	30.8	1.45	7.1	7.8	14.2	3.9	1.8	0.2	20.1	0.61	28.7	4.2	1.27	0.45
	36.4	0.91	6.4	8.3	17.5	2.7	0.7	0.3	20.9	0.61	33.6	10.1	1.27	0.38

(рис. 4), различающиеся возрастом, генезисом, длительностью протекавшего эпигенного почвообразования [9, 10]. Все исследованные почвы находятся над уровнем вреза современной гидросети, что позволило получить представление об их изменении в стенках обнажений на протяжении десятков и сотен метров, а наблюдения в течение 30 лет за отступающими под действием термоэрозии стенками одних и тех же обнажений – о характере организации почвенного покрова на площадях в сотни квадратных метров. В стенках термокарстовых обнажений профили ПП могут прерываться, замещаясь КПЛ, что связано с усложнением организации рельефа и ландшафтов в периоды эпигенного почвообразования.

IV погребенная почва. Углеродные даты, полученные для этих почв, укладываются в диапазон от 44 (48) до 38 тыс. лет (рис. 5). В стенках обнажений они обнаружены на глубинах от 30 до 60 м от современной дневной поверхности. В разных местах низменностей характеризуются различием строения профилей, их свойств, длительностью формирования, что вызвано существовавшими на рассматриваемой территории ландшафтными условиями, неоднородностью в их пределах условий почвообразования [10].

Среди IV ПП встречены почвы с хорошо развитыми торфяными горизонтами: торфяные и торфяно-глееватые, сформированные на озерных отложениях или аллохтонных торфяных прослоях. Как правило, они приурочены к формирующимся в этот период озерно-аласным котловинам. В материале торфяных горизонтов широко представлены осоки, мхи, остатки кустарников. На севере нынешней тайги в погребенных аллохтонных торфяниках единично были встречены мелкие стволы лиственницы, находящиеся в прижизненном состоянии. Мощности торфяных горизонтов этих ПП не превышают 30–40 см.

Сформированные на материале КПЛ более древнего возраста (МИС-4, зырянский криохрон) в условиях водоразделов ПП обладают хорошо оформленными профилями с глубинами сезонного протаивания до 1.5 м, невысокой современной льдистостью как надмерзлотных горизонтов, так и подстилавшего слоя сезонного протаивания. На севере зоны нынешних лиственничных редколесий, на предгорных равнинных участках встречены ПП с организацией профилей O–AOM–CRM–Cg, признаками микроструктуры в материале горизонта AOM (рис. 3e), слабыми признаками оглеения нижних горизонтов. Мощности профилей достигают 1–1.2 м. Грубогумусовые горизонты, мощностью 15–20 см, насыщены фрагментами хорошо сохранившихся веток кустарников, древесной растительности, единичных шишек лиственницы, полуразложившимся опадом травянистых растений. В уплотненном материале горизонта AOM присутствует

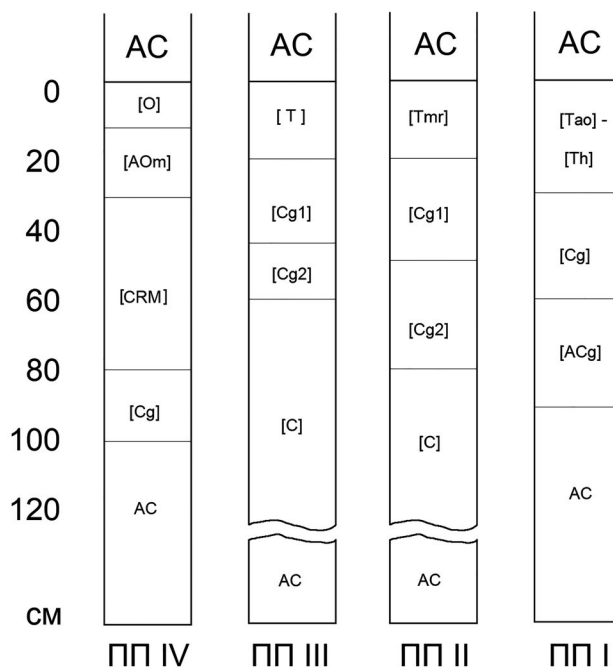


Рис. 4. Схематическое строение профилей погребенных почв.

множество нор мелких грызунов с обилием помета. Неровная верхняя граница почвы с перепадами на отдельных участках высот до 5–7 см позволяет предположить наличие выраженного нанорельефа поверхности и участие в его формировании прикорневых куртин кустарников, ветровальных явлений. В профилях появляются признаки заноса в минеральные горизонты грубых растительных остатков, обособленных в виде небольших вертикальных зон или отдельных морфонов, что может являться следствием фито- и криотурбаций. Формирующиеся почвы могут быть отнесены к лесным вариантам турбированных (криотурбированных) мерзлотных почв, формирувавшихся под лесной растительностью в условиях достаточно высокой теплообеспеченности и невысокой влажности.

Все встреченные IV ПП характеризуются отсутствием или крайне низким содержанием пыли в верхних органогенных горизонтах, что позволяет говорить о прекращении поступления в период их формирования на поверхность минерального осадка. Почвы имеют резкий переход в перекрывающую толщу КПЛ.

В ряде обнажений, в перекрывающем профили IV ПП материале, находящемся на 40–60 см выше ее поверхности, установлено присутствие голов ледяных жил ПЖЛ новой генерации, образующих решетку с поперечными размерами от 2 до 2.5 м, при толщине жил 30–40 см. Клиновидные жилы пронзают IV ПП, уходят глубже на 5–7 м

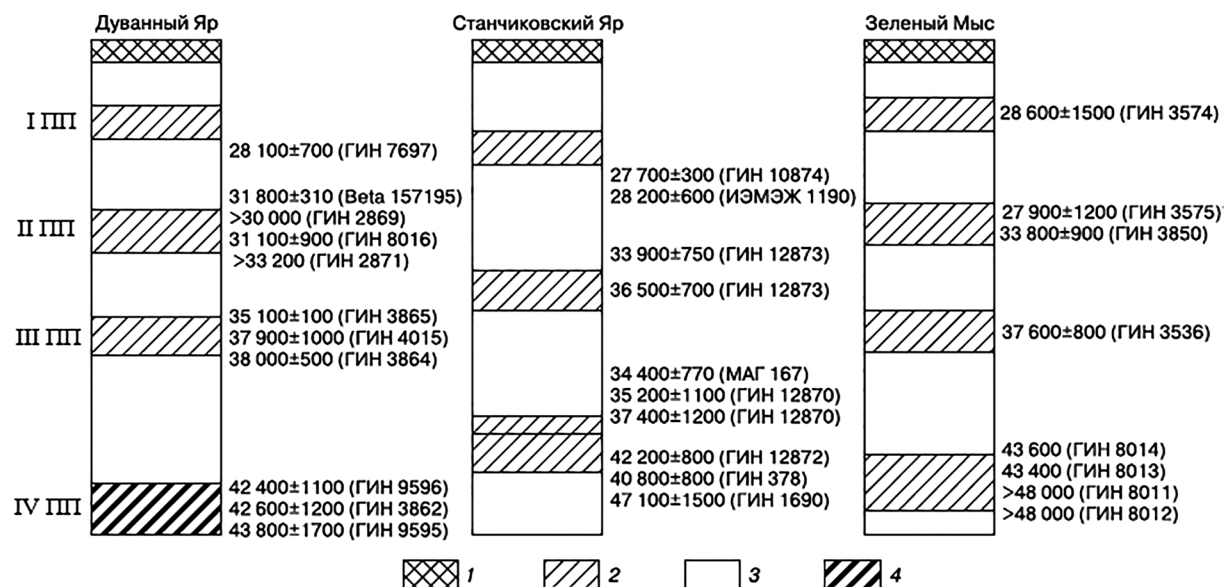


Рис. 5. Схема палеопедологического строения и радиоуглеродные датировки опорных разрезов Колымской низменности: 1 – покровный слой и современная почва; 2 – погребенные почвы; 3 – криопедолит; 4 – погребенный торфяник. Образцы на определение радиоуглеродного возраста отобраны из верхних горизонтов погребенных почв.

в подстилающий криопедолит МИС-4. Появление мелкополигональной решетки внутри формирующейся крупнопolygonальной, может рассматриваться в качестве показателя быстрого изменения климатических условий после формирования почвы в сторону их резкого похолодания и небольшой длительности такого экстремального периода [28].

Ряд встреченных на территории изучаемого района профилей IV ПП имеют сходство с почвами современных тундровых и северо-таежных ландшафтов, прошедших ранние этапы своего формирования в условиях дополнительного дренажа [11]. По-видимому, более короткий и менее теплообеспеченный, по сравнению с голоценом, период формирования IV ПП, ограничил распространение территорий, затронутых ландшафтной перестройкой, сменой в пространстве участков формирующихся почв толщами КПЛ. Сравнение отдельных профилей IV ПП с современными почвами тундровой и севера таежной зон позволяет предположить, что продолжительность их формирования составляла 2–3 тыс. лет.

III и II погребенные почвы. В строении этих почв разных районов рассматриваемой территории прослеживается много сходных черт. Сформированные на материале КПЛ они несут признаки болотного почвообразования, слабого оглеения. Большинство обладает организацией T(Tmg)–Cg–C, имеют темную окраску минеральных горизонтов за счет присутствия грубых полуразложившихся остатков осок, мхов, хорошо выраженное ваннообразное залегание в минеральных блоках. Мощности

торфяных горизонтов не превышают 15–30 см, состоят из осоково-мохового торфа средней степени разложения с небольшим участием пыли. Подстилаются высокольдистыми слоями бывшего протаивания, мощностью от 1.5 до 3.5 м, с толстошлировыми, сетчатыми, поясковыми криотекстурами. Высокая льдистость профилей и подстилавших слоев затрудняют установление нижней границы почв, которая, с допущениями, может быть оценена в 1–1.2 м.

При изучении 200-метровой стенки одного из обнажений были встречены III ПП с в разной степени оформленными верхними органогенными горизонтами – от торфяных, мощностью 10–30 см, состоящих из полуразложившихся остатков осок и мхов с примесью пылеватого материала и погребенными в них осоковыми кочками, до слабо оформленных, насыщенных сильно разложившимися темными гомогенизированными остатками торфа со слабой примесью пыли. Численность относительно хорошей сохранности погребенных осоковых кочек, распределение в пределах полигонов, степень сохранности могут быть связаны с ростом в них осок на начальных стадиях потепления и формирования почв. В дальнейшем, в ходе продолжавшегося потепления и протаивания подстилающей мерзлоты, материал полигонов оседал, поверхности их переувлажнялись, кочки опускались и относительно быстро погребались поступающим сюда осадком. Влажность, низкие положительные летние температуры профилей резко затормаживали разложение растительных остатков, способствовали сохранению кочек, сдерживали оглеение.

Погребенные осоковые кочки чаще встречаются в профилях III ПП.

Отсутствие в ПП отдельных минеральных блока оформленного торфяного горизонта может быть объяснено более высокой их обводненностью, что вело к накоплению гитиевоподобной органической массы с примесью пыли. Другим показателем повышенной гидроморфности подобных полигонов может служить присутствие в их материале редких хитиновых оболочек мельчайших водных организмов, обнаруженных в шлифах. Наличие пыли в материале органогенных горизонтов позволяет предположить, что в периоды формирования рассматриваемых почв имело место лишь резкое ослабление, а не полное прекращение поступления минерального осадка на поверхность, из чего следует, что погребенные почвы II и III ПП не могут рассматриваться как строго эпигенные.

Радиоуглеродный возраст профилей III ПП оценивается в 35 тыс. лет, формирование II ПП шло в промежутке от 33 до 30 тыс. лет [10]. Базируясь на сравнении этих почв с близкими по организации профилей почвами современных террас низкого уровня озерно-аласных котловин тундровой зоны, длительность периодов шедшего почвообразования может быть оценена от сотен до 1–1,5 тыс. лет. Рядом исследователей присутствие торфяных прослоев в отложениях каргинского термохрона, без детализации и установления их принадлежности к ПП, рассматривается в качестве проявления признаков эмбрионального термокарста характерного в целом для этой эпохи [29, 31]. Наличие в толщах криопедолитов ПП позволяет рассматривать МИС-3, как эпоху периодически сменявших друг друга похолоданий и потеплений различной интенсивности и продолжительности с нарастанием суровости климата к ее завершению.

Одним из важных и устойчиво фиксируемых моментов строения профилей рассматриваемых почв является отсутствие их резкого перехода в перекрывающие толщи КПЛ. Переходные слои, мощностью 10–20 см, обладают серыми тонами, содержат до 2% $C_{орг}$ с преобладанием в составе дextrита остатков осок при участии мхов. Наличие подобного слоя свидетельствует о постепенном переходе условий гидроморфного почвообразования к более сухим, характерным для синлитогенного почвообразования.

Участие грубых растительных остатков в материале минеральных частей профилей, подтверждается распределением $C_{орг}$. Основные химические показатели свойств, рассматриваемых ПП, также обладают значительным сходством (табл. 2). Показания pH профилей близки к нейтральным со слабым подкислением торфяных горизонтов, низкое содержание в минеральных горизонтах CO_2 карбонатов, в составе поглощенных оснований

доминируют Ca и Mg. Заметно снижается в почвах, по сравнению со слоями вмещающих КПЛ, содержание подвижных форм P и K, в меньшей степени это снижение затрагивает подстилающую почву высокольдистый материал зоны бывшего протаивания.

I погребенная почва. На рассматриваемой территории встречена лишь в единичных разрезах ЛК. Анализ строения и свойств ее профилей указывает на снижение степени проработанности материала почвообразованием, сохранность в них признаков почвообразующей породы — КПЛ. Присутствие минерального материала в составе органогенных горизонтов указывает на продолжавшееся поступление его на поверхность в ходе формирования этих почв. Мощности профилей не превышают 1 м, в них доминируют тонкошлировые криотекстуры. Встречены почвы, отнесенные к торфянистым, сухоторфянистым, торфяно-перегнойным, реже — торфяно-глееватым. Как правило, почвы с запыленным слаборазложившимся материалом торфяных горизонтов мощностью от 5 до 15 см, состоящим из остатков травянистой растительности, мхов, прослеживаются на ограниченных пространствах в пределах 2–4 минеральных блоков, сменяясь по простирацию слоями серого КПЛ. Большой выраженностью обладают ПП несущие признаки слабого оглеения. В них несколько увеличиваются мощности горизонта T, в его окраске преобладают светло-коричневые тона, возрастает степень разложения органических остатков, что связано с увеличением степени увлажнения мерзлотных полигонов и указывает на существование слабо выраженной неоднородности почвенного покрова. Ровная, нечеткая граница перехода в перекрывающий слой КПЛ указывает на отсутствие на поверхности формировавшейся почвы нанорельефа, усиление интенсивности поступления осадка. Признаки криотурбаций в профилях отсутствуют. Полученные радиоуглеродные даты для материала I ПП и вмещающих их слоев КПЛ для разных районов низменностей укладываются в диапазон от 26 до 28 тыс. лет, что близко к завершению МИС-3.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исходя из того, что КПЛ характеризуют материал самых нижних частей профилей, перешедших в мерзлое состояние формировавшихся синлитогенных почв, можно представить лишь гипотетическую модель строения этих почв и доминирующих в них почвообразовательных процессов. Ведущими являются процессы поступления и накопления минерального материала, растительного опада, процессы трансформации последнего. В МИС-3 в составе опада доминировали наземные части и корневые остатки мелкой

Таблица 2. Химический состав погребенных почв ледового комплекса обнажения Дуванный Яр

Погребенная почва	Глубина нахождения в разрезе, м	Горизонт	С _{орг} , %	рН Н ₂ О	Поглощенные основания ммоль(+)/100 г					СО ₂ карб., %	Подвижные по Кирсанову, мг/100 г		Вытяжка Тамма, %	
					Ca	Mg	Na	K	Сумма		P ₂ O ₅	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
III ПП	42.0–42.5	АС	1.6	7.5	11.7	4.0	0.9	0.4	17.0	0.36	27.4	14.1	1.23	0.45
	42.5–42.7	[Т]	4.4	7.2	12.7	5.4	5.2	0.3	23.6	0.36	12.1	4.6	0.89	0.40
	42.7–42.9	[Сg 1]	1.8	7.0	10.5	4.6	6.7	0.4	22.2	0.27	14.1	5.1	1.00	0.36
	42.9–43.2	[Сg 2]	1.0	7.7	10.2	4.0	3.3	0.8	18.3	0.36	26.4	6.2	1.23	0.40
	43.2–43.8	АС	1.0	7.9	11.2	4.0	1.2	0.6	17.0	0.36	32.1	16.4	1.11	0.54
II ПП	34.3–35.1	АС	1.8	7.3	6.3	4.2	1.4	0.2	12.1	0.27	32.1	8.6	1.45	0.47
	35.1–35.4	[Тmr]	3.3	6.9	14.5	6.4	1.6	0.4	22.9	0.45	12.1	6.4	1.73	0.58
	35.4–35.6	[Сg 1]	1.3	7.5	12.7	5.6	1.3	0.2	19.8	0.18	24.4	5.3	1.79	0.63
	35.6–36.0	[Сg 2]	1.2	6.9	4.5	3.0	1.3	0.3	9.1	0.27	18.4	4.6	1.68	0.53
I ПП	36.0–38.2	АС	0.6	7.3	8.7	3.8	1.0	0.3	13.8	0.27	28.6	6.4	1.06	0.45
	28.8–27.0	АС	1.2	8.1	6.8	5.5	1.9	0.5	14.7	0.18	32.4	6.1	0.80	0.45
	27.0–27.3	[Тh]	4.0	7.9	11.5	6.0	1.8	0.4	19.7	0.27	28.1	6.0	1.12	0.58
	27.3–27.5	[Сg]	1.2	7.5	10.7	5.5	1.6	0.3	18.1	0.36	26.0	7.4	1.23	0.41
	27.5–28.1	[С]	1.0	7.8	12.6	5.6	1.4	0.2	19.8	0.36	31.8	6.4	1.14	0.40
28.1–30.9	АС	0.8	8.2	13.0	6.7	2.0	0.2	21.9	0.45	44.6	8.2	1.00	0.45	

кустарничковой растительности, злаков, разнотравья, мхов, в МИС-2 — надземный и корневой опад злаков и в меньшей степени осок, кустарничков. Низкое содержание в составе детрита остатков надземных органов растений свидетельствует об их быстрой трансформации в самых верхних частях, сформировавшихся синлитогенных почв, с образованием значительных количеств усвояемых форм важнейших питательных элементов: фосфора, калия, минерального азота, необходимых для развития растительности, обеспечивавшей кормовую базу многочисленной травоядной мамонтовой фауны.

Конвергенция свойств синлитогенных почв, рассматриваемых МИС при переходе их в КПЛ, даже при различиях поступавшего растительного опада, может быть объяснена сходством и интенсивностью доминирующих почвообразовательных процессов в диапазоне существовавших на поверхности условий, краткостью фаз активного почвообразования при достаточном теплообеспечении и увлажнении верхних частей профилей. Протекавшее почвообразование слабо затрагивало минеральный материал.

Синлитогенное почвообразование в МИС-3 прерывалось периодами формирования почв с хорошо морфологически оформленными профилями. Формирование наиболее хорошо развитой IV ПП достаточно длительный срок протекало в условиях хорошей летней теплообеспеченности в условиях различных ландшафтов.

III и II ПП обладают высоким сходством строения, степени проработанности профилей почвообразованием, относительной ограниченностью его времени. Практически все встреченные почвы могут быть отнесены к увлажненным или переувлажненным торфянистым, характерным для заболоченных тундр с условиями слабой теплообеспеченности. Присутствие пылеватого материала в органогенных горизонтах, погребенных кочек позволяют предположить, что процесс поступления минерального материала в периоды формирования этих почв полностью не прекращался, а лишь значительно ослабевал. Сравнение строения почв в разных частях низменностей указывает, что в профилях II ПП под влиянием постепенного нарастания суровости климата происходило снижение проявления признаков оглеения.

I ПП характеризует этап почвообразования протекавшего в условиях прогрессирующего похолодания и иссушения климата. Участие в формировании их органогенных горизонтов значительных объемов минерального материала сближает эти почвы с криопедолитами.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алфимов А.В., Берман Д.И., Шер А.В. Тундростепные группировки насекомых и реконструкция климата позднего плейстоцена низовий Колымы // Зоологический журнал. 2003. Т. 82. № 1. С. 281–300.
2. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 487 с.
3. Берман Д.И. Тундростепи плейстоценовой Берингии и современные насекомые // Природа. 2001. № 11. С. 22–32.
4. Болиховская Н.С., Болиховский В.С. Ископаемые почвы в лессовидных отложениях Северо-Востока Евразии // Доклады АН СССР. 1979. Т. 247. № 2. С. 409–412.
5. Богатырев Л.Г., Василевская В.Д. Биогеохимические особенности тундровых экосистем // Почвоведение. 2004. № 12. С. 1462–1472.
6. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. М., 1992. Т. 1. 417 с.
7. Гитерман Р.Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии // Тр. ГИН АН СССР. 1985. Вып. 380. С. 95–146.
8. Губин С.В. Педогенез—составная часть механизма формирования отложений ледового комплекса // Криосфера Земли. 2002. Т. V. № 3. С. 82–91.
9. Губин С.В., Лупачев А.В. Подходы к выделению и изучению погребенных почв в мерзлых толщах отложений ледового комплекса // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 2. С. 79–84.
10. Губин С.В., Занина О.Г. Изменение почвенного покрова в ходе формирования отложений ледового комплекса на Колымской низменности (ч. 1) // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. С. 48–56.
11. Губин С.В., Лупачев А.В. Почвы и отложения озерно-аласных котловин тундр Колымской низменности // Почвоведение. 2020. № 7. С. 775–790. <https://doi.org/10.31857/SOO32180X20070047>
12. Жиготский В.Я. Коренное изменение геохимии ландшафтов на низменностях Северо-Востока СССР на границе плейстоцен-голоцен. Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. Магадан, 1982. С. 101–111.
13. Занина О.Г. Ископаемые норы грызунов из мерзлых позднплейстоценовых отложений Колымской низменности // Зоологический журнал. 2005. Вып. 85. Т. 6. С. 728–736.
14. Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лахтина О.Е. и др. Дуванный Яр — опорный разрез плейстоценовых отложений Колымской низменности // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1978. № 48. С. 49–65.

15. *Каплина Т.Н.* Спорово-пыльцевые спектры осадков ледового комплекса приморских низменностей Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1979. № 2. С. 85–93.
16. *Каплина Т.Н., Шер А.В., Гитерман Р.Е., Зажигин В.С., Киселев С.В., Ложкин А.В., Никитин В.П.* Опорный разрез плейстоценовых отложений на реке Аллаиха // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1980. № 50. С. 73–95.
17. *Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е.* Молотковский Камень – опорный разрез отложений позднего плейстоцена Колымской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 6. С. 79–83.
18. *Каплина Т.Н., Ложкин А.В.* История развития растительности приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1985. С. 207–220.
19. *Карташова Г.Г.* Палеогеографическая обстановка времени формирования едомных отложений на р. Яне // Вестник Моск. ун-та. 1983. Сер. 5, география. № 6. С. 37–42.
20. *Костюкевич В.В., Иванов И.Е., Нестеренко С.А.* Радиоуглеродные данные лаборатории геохимии Института мерзлотоведения СО АН СССР. Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1978. № 48. С. 213–220.
21. *Ложкин А.В.* Растительность Западной Берингии в позднем плейстоцене и голоцене. Берингия в кайнозой. Владивосток, 1976. С. 72–77.
22. *Лопатина Д.А., Занина О.Г.* Палеоботанический анализ материала ископаемых нор сусликов и вмещающих их верхнеплейстоценовых отложений низовой Колымы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 94–107.
23. *Лопатина Д.А., Занина О.Г.* Условия формирования палеопочв времени МИС-3 Колымской низменности по данным палинологического и фитолитного методов. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 134–147.
24. *Максимович С.В., Занина О.Г., Губин С.В.* Характеристика видового состава растительных сообществ отдельных временных периодов позднего плейстоцена по данным палеоботанического анализа содержимого ископаемых нор сусликов // Сб. ст. IV Междунар. мамонтовой конф. Якутск, 2010. С. 172–175.
25. *Наумов Е.М., Турсина Т.В.* К вопросу генезиса ледово-лессовых едом и сингенетичных им палеопочв Северо-Востока Евразии // Эволюция и возраст почв СССР. Пушино, 1984. С. 148–149.
26. *Плахт И.Р.* Условия развития термокарста и этапы формирования аласного рельефа равнин Северо-Востока в позднем плейстоцене и голоцене // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозой. М.: Наука, 1986. С. 112–120.
27. *Поспелова Е.Б.* Структура и пространственное распределение растительной массы в основных растительных сообществах стационара Агапа // Почва и продуктивность растительных сообществ. 1974. Вып. 2. С. 26–38.
28. *Романовский Н.Н.* Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977. 213 с.
29. *Суходровский В.Л.* О генезисе ледового комплекса и аласного рельефа // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 1. С. 56–61.
30. *Титлянова А.А.* Биологический круговорот углерода в травяных биоценозах. Новосибирск, 1977. 220 с.
31. *Томирдиаро С.В.* Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.
32. *Томирдиаро С.В., Черненко Б.И.* Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М.: Наука, 1987. 197 с.
33. *Утехин В.Д., Хоанг Тьонг.* Структура и продуктивность фитомассы луговой степи // Биота основных геосистем центральной лесостепи. М., 1976. С. 7–25.
34. *Шер А.В., Плахт И.Р.* Радиоуглеродное датирование и проблемы стратиграфии плейстоцена низменностей Северо-Востока СССР // Известия АН СССР. Сер. геолог. 1988. № 8. С. 17–31.
35. *Юрцев Б.И.* Степные реликтовые комплексы Северо-Востока Азии. Новосибирск, 1981. 167 с.
36. *Яшина С.Г., Губин С.В., Шабалева Э.В., Егорова Е.Ф., Максимович С.В.* Жизнеспособность семян высших растений позднелепистоценового возраста из вечномерзлых отложений, обнаруживаемая в культуре *in vitro* // Докл. АН. 2002. Т. 383. № 5. С. 714–717.
37. *Hopkins D.V.* The Paleogeography and climatic history of Beringia during Late Pleistocene // Paleoecology of Beringia. 1982. V. 4. P. 3–28.
38. *Matthews J.V.* Arctic steppe: An extinct biome. Abstracts of the 4th Biennial Meeting AMQUA, Oct. 9 and 10. 1976. 73–77.
39. *Murton J.B. et al.* Palaeoenvironmental interpretation of edoma silt (ice complex) deposition as cold-climate loess, Duvanny Yar (Northeast Siberia) // Palaeoenvironmental Interpretation of Yedoma Silt (Ice Complex) Deposition as Cold-Climatic Loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia. Permafrost and Periglacial Processes. 2015. V. 26. P. 208–288. <https://doi.org/10.1002/ppp.1843>
40. *Wetterich S., Tumskoy V., Rudaya N., Andreev A., Opel T., Meyer H., Schirrmeyer L., Huls V.* Ice Complex formation in arctic East Siberia during the MIS3 Interstadial // Quatern. Sci. Rev. 2014. V. 84. P. 39–55. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.11.009>

41. *Yashina S., Gubin S., Maksimovich S., Yashina A., Gakhova E., Gilichinsky D.* Regeneration of whole fertile plants from 30,000-y-old fruit tissue buried in Siberian permafrost // *Proc. Nat. Acad. of Sci.* 2012. V. 109. P. 4008–4013.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1118386109>
42. *Zanina O.G., Gubin S.V., Kuzmina S.A., Maximovich S.V., Lopatina D.A.* Late-Pleistocene (Mis 3–2) palaeoenvironments as recorded by sediments, paleosols, and ground-squirrel nests at Duvanny Yar, Kolyma Lowland // *Quart. Sci. Rev.* 2011. V. 30. P. 2107–2123.

Changing of the Major Pedogenic Trends in Late Pleistocene on the Territory of West Beringia

S. V. Gubin*

Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia

**e-mail: gubin.stas@mail.ru*

Structure and properties of MIS3 and MIS2 cryopedolith material indicate the general similarities in synlithogenic pedogenesis that took place during those stages. On the other hand, some differences are determined by the intensity of pedogenic processes, plant cover, rate of mineral material deposition, climatic conditions. During MIS3 stage, four epigenic (buried) soils had been formed. The lowest one (4th) was formed in the very beginning of MIS3 stage under the relatively favourable climatic conditions and with no mineral material deposition. 2nd and 3rd buried soils had been formed in the middle of MIS3 under the less favourable conditions and with no mineral matter deposition as well. The upper one (1st) buried soil was formed in the transition period between MIS3 and MIS2 under the increasing of the climate conditions severity and the soil has both synlithogenic and epigenic features in its morphology.

Keywords: ice complex, cryopedolith, buried soils, permafrost, synlithogenic pedogenesis, Beringia, Cryosol

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ПАЛЕОПОЧВЫ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ЛЕТОПИСЬ ИСТОРИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КОМПОНЕНТ СОВРЕМЕННОГО ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА

© 2024 г. С. Н. Седов^{a, b, *} (ORCID: 0000-0002-7396-3735), В. С. Шейнкман^b

^aИнститут геологии, Национальный автономный университет Мексики, Университетский городок, Койоакан, Мехико, 04510 Мехико

^bИнститут криосферы Земли, Тюменский научный центр СО РАН, ул. Малыгина, 86, Тюмень, 625026 Россия

*e-mail: serg_sedov@yahoo.com

Поступила в редакцию 25.06.2023 г.

После доработки 21.08.2023 г.

Принята к публикации 22.08.2023 г.

Представлены результаты поиска и исследований позднеплейстоценовых почв на севере Западной Сибири. Теоретическим основанием служила безледниковая модель эволюции плейстоценовых ландшафтов региона, поскольку альтернативная модель с распространением ледниковых покровов не предполагала сохранения палеопочв. Ледниковые отложения на территории региона отсутствовали, но в разрезах высоких речных террас, вскрывающих осадки позднего и среднего плейстоцена, были выявлены палеопочвенные уровни. Они соответствовали хроноинтервалам с ландшафтами, благоприятными для развития педогенеза: 1) казанцевскому термохрону — морской изотопно-кислородной стадии (МИС) 5, 2) каргинскому интерстадиалу МИС-3 и 3) концу сартанского криохрона МИС-2. На основании морфогенетического анализа, включая микроморфологические наблюдения, проведена педогенетическая интерпретация палеопочв. Выявлено, что в полигенетическом профиле палеопочвы МИС-5 стадия таежного почвообразования с иллювиированием глины сменилась более холодной тундровой фазой с надмерзлотным оглеением, палеопочвы МИС-3 характеризуются тундрово-степными разностями, в которых оглеение и криогенные процессы сочетаются с новообразованием карбонатов, а палеопочвенный уровень конца МИС-2 является продуктом тундрово-болотного педогенеза и включает оглеенные педоседименты, заполняющие псевдоморфозы по ледяным жилам. Последнее позволило выделить позднесартанский Тазовско-Надымский почвенно-криогенный горизонт. Проведена корреляция полученных результатов с синхронными стратиграфическими построениями для сопредельных регионов и поставлен вопрос о создании почвенно-мерзлотной палеолетописи севера Западной Сибири.

Ключевые слова: погребенные почвы, четвертичный период, изменения климата, криогенез, педокомплекс, Западно-Сибирская низменность

DOI: 10.31857/S0032180X24010081, **EDN:** ZLHNBT

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время при освещении событий плейстоцена данные о палеопочвах занимают одну из ключевых позиций и являются важным элементом континентальных палеоклиматических летописей, отражая контрастные глобальные циклические изменения климата в квартере. Среди этих летописей важнейшее значение приобрели лёссово-почвенные серии, детально демонстрирующие в своем строении чередование основных элементов плейстоценовых климатических циклов. В европейской части России группой Величко [5, 49] это показано для циклов

оледенение—интерстадиал—межледниковье. Лёссово-почвенные толщи и возможности для их детального соотнесения с другими глобальными геологическими летописями — данными по ледниковым кернам из Антарктиды и Гренландии и кривой морских изотопно-кислородных стадий (МИС) — ключевые элементы в глобальной корреляции палеоэкологических архивов плейстоцена [29, 31, 33]. В то же время опыт сопоставления географически удаленных лёссовых разрезов [30, 35] показал отчетливое сходство их строения. В настоящее время ставится вопрос о введении единого стратиграфического кода для всего Евразийского лёссового пояса.

Существенно меньше палеопочвенной информации по регионам, расположенным к северу от зоны распространения лёссовых толщ. Например, на севере Европы для территорий, находившихся в квартере под воздействием ледниковых покровов, имеются единичные сведения о межледниковых палеопочвах, в том числе захороненных под моренами бывшего скандинавского ледника [37]. Поэтому при поиске следов палеопедогенеза почвоведы считали подобные территории бесперспективными, предполагая, что связанные с деятельностью ледников геологические процессы стирали следы почвообразования предшествующих теплых этапов.

Распространялись подобные представления и на палеогеографические модели, разрабатываемые для севера Западной Сибири. Вначале путем простого переноса на данный регион закономерностей, вскрытых для бывшего оледенения Альп и Скандинавии, без обоснования такого подхода с позиций криологии Земли [25]. Затем перекрытие ледниками севера Западной Сибири в соответствии с ритмикой по альпийско-скандинавским схемам стало применяться уже привычно [1, 14, 18, 36, 46], хотя развитие криогенно-гляциальных систем [26, 27] в Западной Сибири, в Альпах и Скандинавии принципиально отлично [25, 41].

Почвоведы, разрабатывавшие представления о генезисе, географии и эволюции почв таежной и тундровой зоны Западной Сибири ориентировались на модель с ледниковым покровом. В сводках [4, 17, 22] позиционируется, что начало педогенеза в отмеченных зонах связано с завершением дегляциации предполагаемого бывшего ледника, и почвенный покров соответственно имеет голоценовый возраст, а в профилях типичных почв нет их реликтовых признаков и свойств. Даже в тех случаях, когда почвоводам было известно об альтернативных сценариях безледникового развития ландшафтов севера Западной Сибири (например, в работе [4]), выводов о возможности существования в данном регионе плейстоценовых почвенных реликтов не делалось, и вопрос о поиске погребенных плейстоценовых палеопочв на его территории даже не ставился. Этот вопрос стал целью настоящей статьи.

Масштабность исследований погребенных почв на севере Западно-Сибирской равнины контрастно отличается от ее юга, где имеются детальные исследования палеопочв, захороненных в лёссовых толщах [16]. В их строении четко отражена ритмика климатических событий: лёссовые толщи ассоциируются с холодными эпохами, а почвенные — с теплыми. Требовалось найти адекватные индикаторы и для севера Западной Сибири. К концу нулевых годов текущего века вопрос о палеопочвенных летописях к северу от лёссовой зоны получил свое обоснование, поскольку при детальном изучении

закономерностей развития криогенно-гляциальных систем по всем ледниковым центрам Сибири была обоснована концепция безледникового развития севера Западной Сибири [24, 26, 27 41]. Если покровных оледенений в регионе не было, то палеопочвенные объекты квартера могли сохраняться. Тогда почвенные горизонты, как и в южно-сибирских летописях, будут фиксировать теплые эпохи, а индикатором холодных эпох станут мерзлые толщи с наиболее представительными чертами глубокого промерзания горных пород, характерного для региона в квартере при отсутствии ледниковых покровов. Был поставлен вопрос о поиске и расшифровке палеолетописей нового типа — почвенно-мерзлотных летописей севера Западной Сибири, и разработана оптимальная стратегия поиска палеопочв при параллельном существовании моделей безледникового развития и формирования ледниковых покровов в холодные эпохи. С этой целью были учтены работы, посвященные различиям площадей перекрытия рассматриваемой территории предполагаемыми ледниками в разные криохроны. Если до 1990-х гг. эти модели предполагали покрытие ледниковым льдом севера Сибири, включая акваторию Карского моря, начиная с криохрона МИС-2 [2, 10, 32], то затем началось обсуждение концепции ограниченности сибирских оледенений из-за недостаточной влагообеспеченности региона. Закономерности промерзания водоемов хорошо известны [11, 15], и с этих позиций маловероятно и предположение [32, 36, 45] о промерзании Карского моря в криохроны и формировании в его пределах ледникового щита, впоследствии надвигавшегося на континент. В итоге в моделях последних лет [36, 46], оперирующих гипотезой о сплошном покрытии региона ледниками, такие ледники предполагаются лишь для криохронов МИС-6 и древнее, в то время как в МИС-2 рассматриваемая территория уже показана свободной от ледников.

С нашей точки зрения, ситуация должна быть иной: если в МИС-2 ледниковый покров отсутствовал, он должен был отсутствовать и в предыдущие криохроны. Данное утверждение основывается на том, что глубина и объем основных криохронов и термохронов квартера, особенно во время МИС-1...МИС-6, однотипны на шкалах всех основных палеоклиматических летописей [34]. Это обусловлено тем, что характер общей циркуляции атмосферы, определяющий питание и режим ледников, в квартере имел одни и те же черты [24, 41]. В этом случае их размеры контролировались именно однотипной глубиной и длительностью криохронов. Подробно данный вопрос изложен в работах [24–27].

Принимая во внимание, что для позднего плейстоцена среди исследователей достигнут консенсус относительно преимущественно безледникового

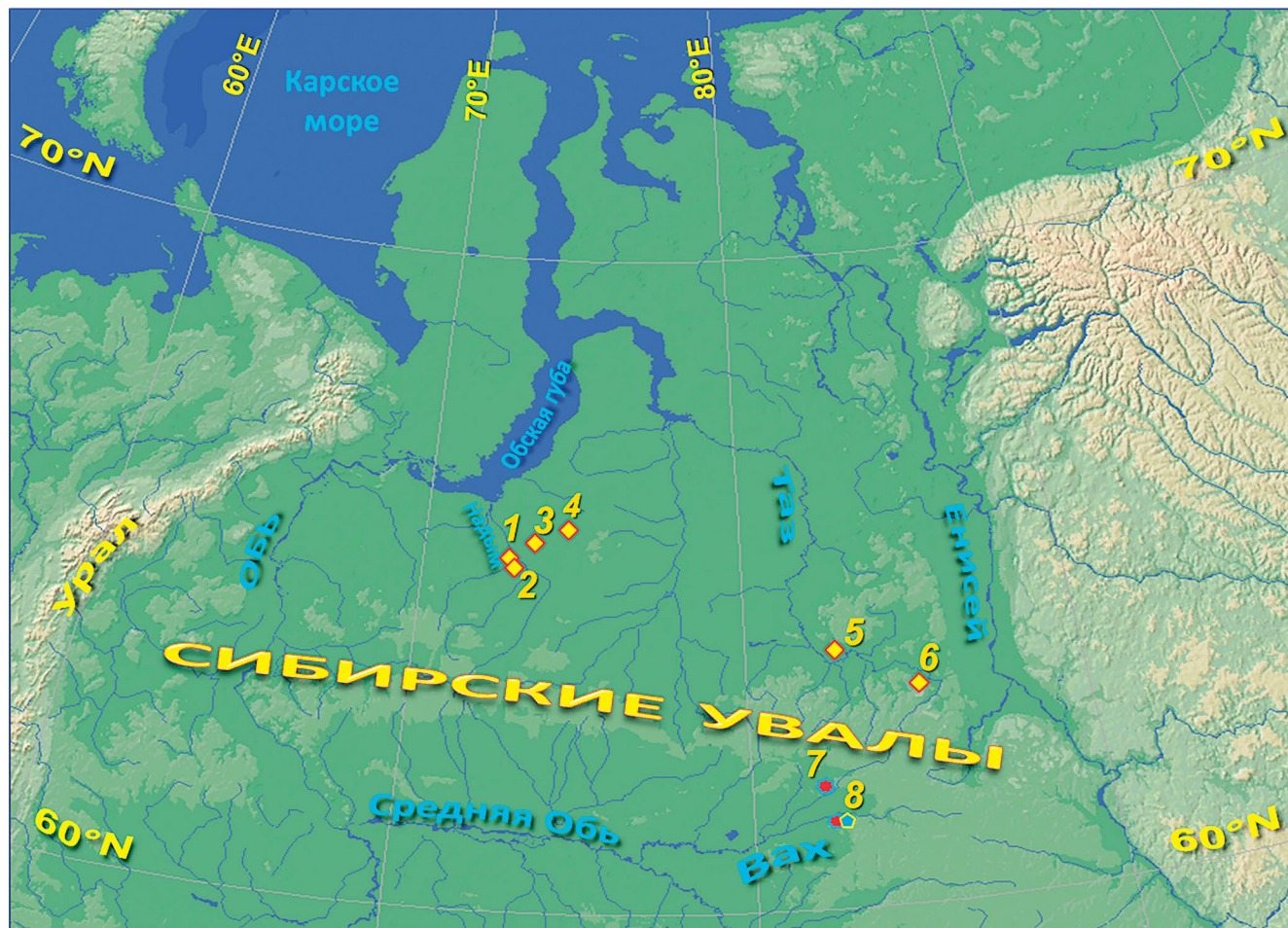


Рис. 1. Расположение исследованных участков (1–8). Участки с находками палеопочв: МИС-2 – желтый ромб, МИС-3 – розовая восьмиконечная звезда, МИС-5 – синий пятиугольник.

развития ландшафтов севера Западной Сибири, было решено сосредоточить усилия на поиске палеопочв именно этого хроноинтервала. На базе Института криосферы Земли СО РАН в 2013 г. начались полевые палеопедологические исследования на территории к северу от широтного отрезка р. Обь – в зоне предполагаемого бывшего ледникового покрова. Затем был открыт спектр не известных ранее позднеплейстоценовых почв. В том числе обнаружены характерные для региона криогидроморфные палеопочвы, тесно связанные с развитием псевдоморфоз по полигонально-жильному льду (ПЖЛ) – наиболее информативному индикатору глубокого промерзания горных пород.

Полученные результаты имеют большой потенциал для решения не только педологических, но и палеогеографических, стратиграфических и геокриологических задач. Важно данное открытие и для корректного анализа современного почвенного покрова, в котором продукты плейстоценового педогенеза, залегая часто неглубоко,

инкорпорируются в поверхностные профили в виде реликтовых элементов и не всегда легко распознаются.

За десятилетие работы нашей научной группы опубликована серия статей, представляющих результаты исследований конкретных разрезов различных палеопочв позднего плейстоцена [28, 38, 39, 40, 42, 43]. В настоящей работе эти результаты впервые обобщены и объединены в единую модель развития палеопедогенеза и его взаимодействия с криогенными процессами на севере Западной Сибири. Данная модель сопоставлена и с педостратиграфическими схемами сопредельных территорий.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район исследований (рис. 1) расположен между полярным кругом и широтным отрезком р. Обь, на правом берегу которой протянулась невысокая возвышенность Сибирские Увалы. Средние абсолютные отметки 100–120 м, наивысшая точка,

285 м, находится в восточной части возвышенности. Район выбран потому, что в моделях с ледниковым покровом вся эта территория, как в позднем квартере [1, 2, 10, 32], так и в среднем [13, 36, 39], покрыта льдом, а гряда Сибирских Увалов была представлена как морена. Соответственно, поиск и выявление палеопочв здесь имеет принципиальное значение.

Климат рассматриваемой территории умеренно-континентальный [3]. С севера на юг его показатели меняются мало, но в направлении с запада на восток климатическая континентальность усиливается. В противоположных по широте частях района средняя температура января и июля отличается примерно на 1°C: –25 и ~16°C в верховьях р. Таз и –24 и ~15°C в низовьях р. Надым. На всей территории радиационный баланс отрицательный круглый год. Атмосферные осадки в основном связаны с переносом с Атлантики, среднегодовое количество (две трети выпадает в теплый сезон) составляет ~450 мм, при малом испарении это определяет избыточное увлажнение территории.

В ландшафтном аспекте район располагается в подзонах средней и северной тайги и в зоне лесотундры. Преобладают болотные почвы, особенно торфяные, распространенные на пониженных участках и на слабодренированных водоразделах. На хорошо дренированных песчаных массивах формируются почвы альфегумусового ряда: подзолы и подбуры, а на суглинистых материнских породах дифференциация профиля отражает, при подчиненном значении оподзоливания и иллювиирования глины, господство элювиально-глеевого процесса – образуются почвы типа светлосемов: стагносоли и стагниковые лювисоли [4, 13, 17, 21]. Смена ландшафтных зон происходит постепенно. Если на востоке Сибирских Увалов фиксируется средняя тайга с кедрово-еловыми темнохвойными лесами и с участием сосны и березы – на иллювиально-железистых и иллювиально-гумусовых подзолах, то в противоположной части района в низовьях р. Надым преобладает северная тайга. Ее значительную часть в пределах низменных ареалов занимают заболоченные и заозеренные пространства с торфяно-болотными переходными и деградированными почвами, но на дренированных пространствах развиты сосновые лишайниковые леса, иногда с примесью березово-елово-лиственничных лесов с разными подзолами [3, 13, 22]

К северу от Сибирских Увалов к этой возвышенности прилегает пологонаклонная в сторону Карского моря аллювиальная равнина, выполненная аллювиальными, в основном песчаными, отложениями. В комплексе осадков, слагающих тела данной равнины и Сибирских Увалов, в отложениях МИС-5...МИС-2 и в заполнении секущих их псевдоморфоз по ПЖЛ выявлено большинство находок палеопочв.

Из-за обширности территории для детального изучения были намечены репрезентативные участки с опорными объектами: расчистками обрывов речных террас, карьеров и стенок шурфов, пройденных для вскрытия представительных образований. Вследствие воздействия тектоники [27] объекты в восточной части Сибирских Увалов расположены выше – на отметках 100–120 м и выше, но по направлению к Обской Губе отметки уменьшаются, в соответствии с уклоном прилегающей к возвышенности равнины, до значений 25–50 м.

Несмотря на расположение в противоположных частях изучаемой территории и разницу в высоте, опорные объекты – это поднятые тектоникой блоки террас, сложенных сопоставимыми отложениями [25, 27]. На объектах и вблизи Обской губы (рис. 1, участки 1–4), и в верховьях р. Таз (рис. 1, участки 5–6) в каргинском, МИС-3, аллювии обнаружены следы воздействия в более позднее, сартанское время, МИС-2, процессов глубокого промерзания горных пород. В этих переработанных криогенезом отложениях выявлена серия криогидроморфных палеопочв, сформированных в конце МИС-2. На объектах в долине р. Вах, дренирующей восточную часть Сибирских Увалов (рис. 1, участки 7–8), где врез водотоков больше, в строении верхней части террас вскрываются каргинские, со сходной историей развития осадки. В них обнаружены палеопочвы каргинского возраста, МИС-3. А на участке 8, где фиксирован наибольший врез рек, обуславливая формирование речных террас высотой 30–35 м, каргинские осадки ниже по разрезу сменяет залегающий под ними более древний аллювий – с выявленными палеопочвами МИС-5, лежащими на аллювии МИС-6.

Расположение всех изученных профилей, в которых были выявлены плейстоценовые палеопочвы, отмечено на рис. 1. В настоящей работе представлены наиболее репрезентативные из них – в восточной части Сибирских Увалов, где реки вскрывают наиболее полный комплекс отложений. Для каждого периода интенсивного почвообразования, установленного в регионе, рассмотрен один ключевой профиль.

Соответствующий МИС-5 казанцевский палеопочвенный уровень пока детально изучен только в разрезе Белая Гора на левом берегу р. Вах (рис. 1, участок 8). По средней Оби известны и другие разрезы с палеопочвами такого возраста, например разрез Кирыас [48], но подробные палеопедологические данные пока не опубликованы. Каргинский уровень, формировавшийся в МИС-3, отражен в разрезе Зеленый Остров на р. Сабун – притоке р. Вах (рис. 1, участок 7), его дополняют сведения по разрезу Белая Гора. Наиболее широко представлены палеопочвы, соответствующие потеплению в конце сартанского времени, МИС-2. Они выявлены в ряде разрезов

в бассейне рек Надым и Таз (рис. 1, участки 1–6). Документируется этот уровень разрезом Пюлькы (рис. 1, участок 6). Он весьма представительен, снабжен палеоботаническими материалами и надежно датирован.

Для каждого разреза приводится общая характеристика строения, краткое морфологическое описание палеопочвенных профилей, микроморфологические исследования и краткое изложение результатов других палеоэкологических наблюдений. Отметим, что при документации былых педогенетических процессов микроморфологический метод оказался наиболее информативным [28, 39]. Таксономическое название палеопочв, а также индексацию генетических горизонтов, составляющих профили, проводили на основе международной классификации почв WRB.

Хронологическая основа полученных данных базируется на ^{14}C -датировках гумуса для уровней МИС-2 и МИС-3 и на U/Th-датировке для уровня МИС-5. Более подробная информация о полученных результатах из каждого разреза содержится в работах [39, 42, 43], а новый блок интерпретированных в данном случае материалов отражает корреляцию представленных разрезов. Полученные данные были сопоставлены с педостратиграфическими схемами сопредельных территорий: Русской равнины [49] и юга Западной Сибири [16] – в целях создания в будущем сводной региональной педостратиграфической схемы с выходом на почвенно-мерзлотную летопись севера Западной Сибири.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Выявление палеопочв и их характеристики. Поиск палеопочв осуществлялся на всех доступных площадях с целью зафиксировать проявления педогенеза как характерной черты типичных хроноинтервалов палеоклиматических схем и создания на этой основе почвенно-мерзлотной летописи севера Западной Сибири. В итоге был обнаружен спектр позднеплейстоценовых палеопочв разного возраста и получены важные результаты.

Казанцевская палеопочва, МИС-5. Палеопочва казанцевского времени, МИС-5, выявлена и изучена в разрезе Белая Гора (61°27' N, 82°28' E) – естественном береговом обнажении на левом берегу р. Вах, правом притоке р. Обь в ее среднем течении (рис. 1, участок 8). Это обрыв высокой речной террасы, высота которой 30–35 м (рис. 2а). Данное обнажение прежде использовалось как опорный разрез позднего кайнозоя Западной Сибири. Ранее в нем изучалась его самая нижняя часть, где у уреза воды выходят континентальные ретичные отложения – они были выделены как коркиковская свита олигоценного возраста [19]. Но на основании этих осадков лежит значительно более молодая

толща, сложенная в основном песчаным аллювием. Она отражает историю развития Сибирских Увалов во второй половине квартала без участия ледников. Именно в этой аллювиальной толще впервые обнаружены палеопочвы, идентифицированные как возникшие в казанцевское и каргинское время в МИС-3 и МИС-5 соответственно в верхней и центральной частях обнажения (рис. 2d, 2e). Изредка песчаный материал перемежался с глинистыми слоями, а в верхней части разреза, несколько ниже слоя с палеопочвой МИС-3, встречались маломощные линзы вкрапленной в песок гальки с валунами средних размеров, которые, будучи вымытыми из тела террасы, скапливались в виде локальных тонких покровов на отменях (рис. 2b, 2c). Это является результатом ледово-речного разноса в прошлом каменного материала с правобережья Енисея [25].

Принадлежность палеопочвы, расположенной в центральной части разреза Белая Гора, к казанцевскому времени МИС-5, подтверждена U/Th-датировкой (модель TSD) $103 \pm 9/7 \text{ ka BP}$ (LUU 1298TSD). Данная палеопочва на участке расчистки залегает в 17 м от поверхности и имеет сложное строение, включающее два субпрофиля.

Нижний субпрофиль (рис. 3а) состоит из маломощного оторфованного органогенного горизонта На с включениями слаборазложившейся древесины, подстилаемого серо-сизым гумусово-глеевым горизонтом АСг. Ниже залегает более светлый суглинистый голубоватый глеевый горизонт с невыраженной структурой. У этого горизонта неровная нижняя граница – с карманами и внедрениями в нижележащую толщу более древнего песчаного аллювия, предположительно сформированного в МИС-6, поскольку отмеченная почва датирована временем МИС-5. Верхний субпрофиль состоит из маломощного (около 15 см) оглеенного горизонта с железистыми пятнами и разводами; он не отделен от кровли нижележащего профиля горизонтом С, образуя единый педокомплекс с нижним субпрофилем [45]. В верхнем субпрофиле обнаружен тонкий серый гумусово-глеевый горизонт, подвергавшийся мерзлотным деформациям. Кроме того, вся совокупность горизонтов педокомплекса сечется средних размеров псевдоморфозой по ПЖЛ, заполненной вышележащим материалом, включая сохранившиеся педоседименты палеопочвы МИС-5, оползавшие по стенкам ПЖЛ при их таянии, примерзавшие к ним и затем захоронившиеся (рис. 2е).

В шлифах из горизонта На данной палеопочвы наблюдалось обилие слаборазложившихся растительных остатков, сохранивших субпараллельную ориентацию (рис. 3b). U/Th-датировка $103 \pm 9/7 \text{ ka BP}$ (LUU 1298TSD) получена именно по торфянистому материалу образца из горизонта На. Отдельные фрагменты растительных тканей включены

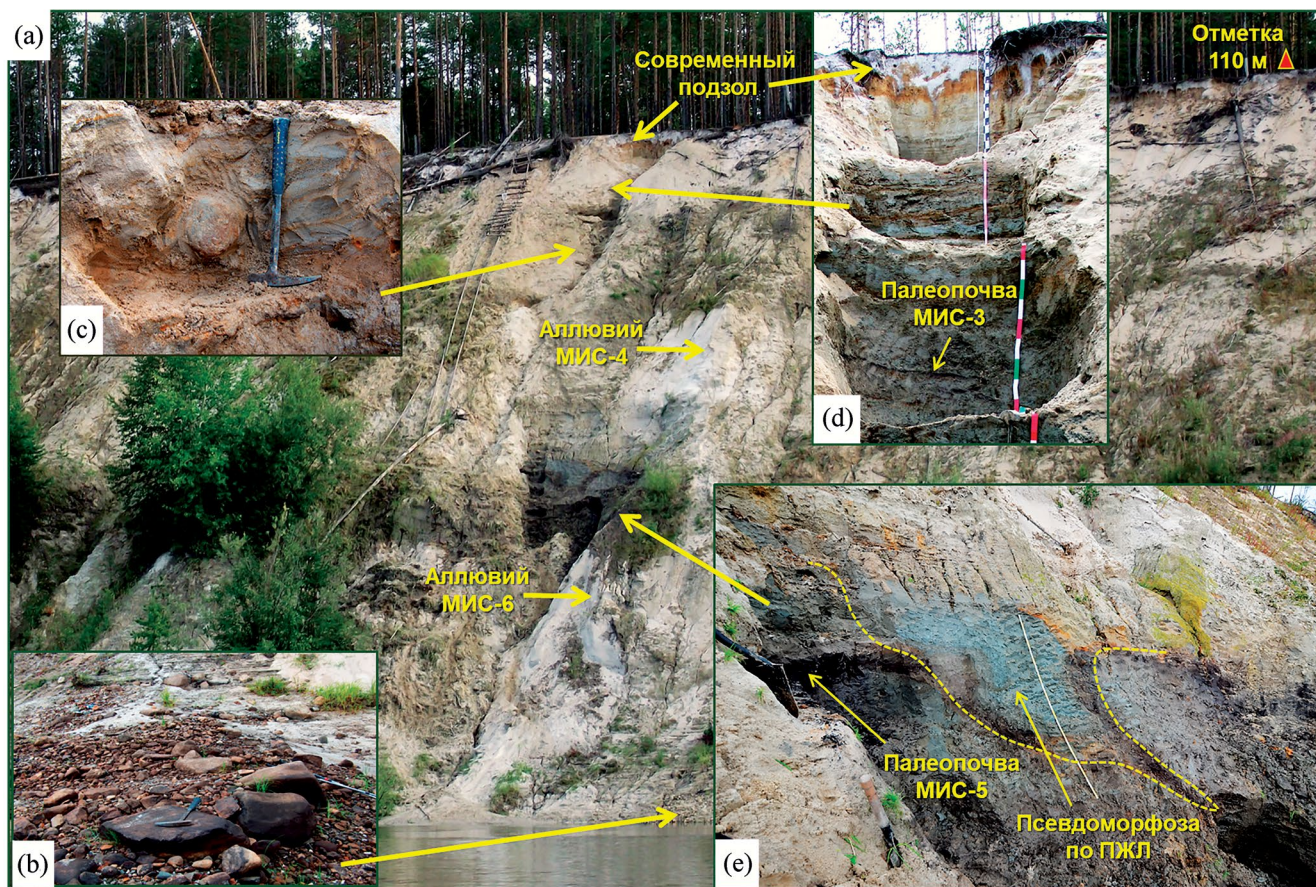


Рис. 2. Разрез Белая Гора. Фото из архива В.С. Шейнкмана: а – общий вид 30–35-метрового обрыва речной террасы, б – валунно-галечный материал, вымытый из тела террасы и скапливающийся на отмелях, с – валуны и галька, вкрапленные в аллювий в теле террасы, d – верхняя часть обрыва террасы с палеопочвой МИС-3, e – центральная часть обрыва террасы с палеопочвой МИС-5.

в минеральную массу горизонта АСг, вероятно, в результате криотурбаций. Неожиданно в этом горизонте были обнаружены глинистые натеки с относительно высоким двупреломлением; они также включены в основную массу горизонта, не связаны с порами и сильно деформированы (рис. 3с).

По различным горизонтам данного педокомплекса получены спорово-пыльцевые спектры, показавшие значительные изменения растительного покрова в период его формирования [43]. Горизонт АСг характеризуется обилием древесной пыльцы (до 60%), в составе которой больше всего ели и березы, присутствует пихта, ель и сосна. В суглинстом аллювии, непосредственно перекрывающем педокомплекс, состав спектра радикально меняется: преобладают травянистые растения: злаки, полыни, маревые. Древесных видов меньше, среди них преобладает карликовая береза.

Каргинские палеопочвы, МИС-3. В верхней части разреза Белая Гора выявлена палеопочва (рис. 2d), образование которой отнесено к каргинскому

времени МИС-3, калиброванный ^{14}C возраст формирования ее гумусового вещества составляет $35\,170 \pm 350$ лет (Beta-410187) [42, 43]. Палеопочва залегает в 4.5 м от поверхности и состоит из оглеенного гумусового и сизого глеевого горизонтов. Будучи маломощной (толщина ее наиболее хорошо выраженного реликта составляет около 30 см, а гумусового горизонта – всего 2–3 см), она хорошо выражена. Ее важная морфологическая особенность в том, что в ней гумусовый горизонт явно деформирован в ходе мерзлотных процессов. Порой он разорван, тогда как глеевый горизонт хорошо оструктурен (с мелкоореховатой структурой, сформированной густой сетью трещин). Эти признаки, на наш взгляд, имеют криогенную природу, будучи связаны с формированием сетчатой криогенной текстуры [39, 40, 43].

Лучше сохранившийся практически полный профиль погребенной почвы, относящейся к каргинскому времени, МИС-3, изучен в разрезе Зеленый Остров (рис. 4а) в обрыве террасы р. Глубокий Сабун ($62^{\circ}29'26.5''$ N, $81^{\circ}51'30.3''$ E) – правого

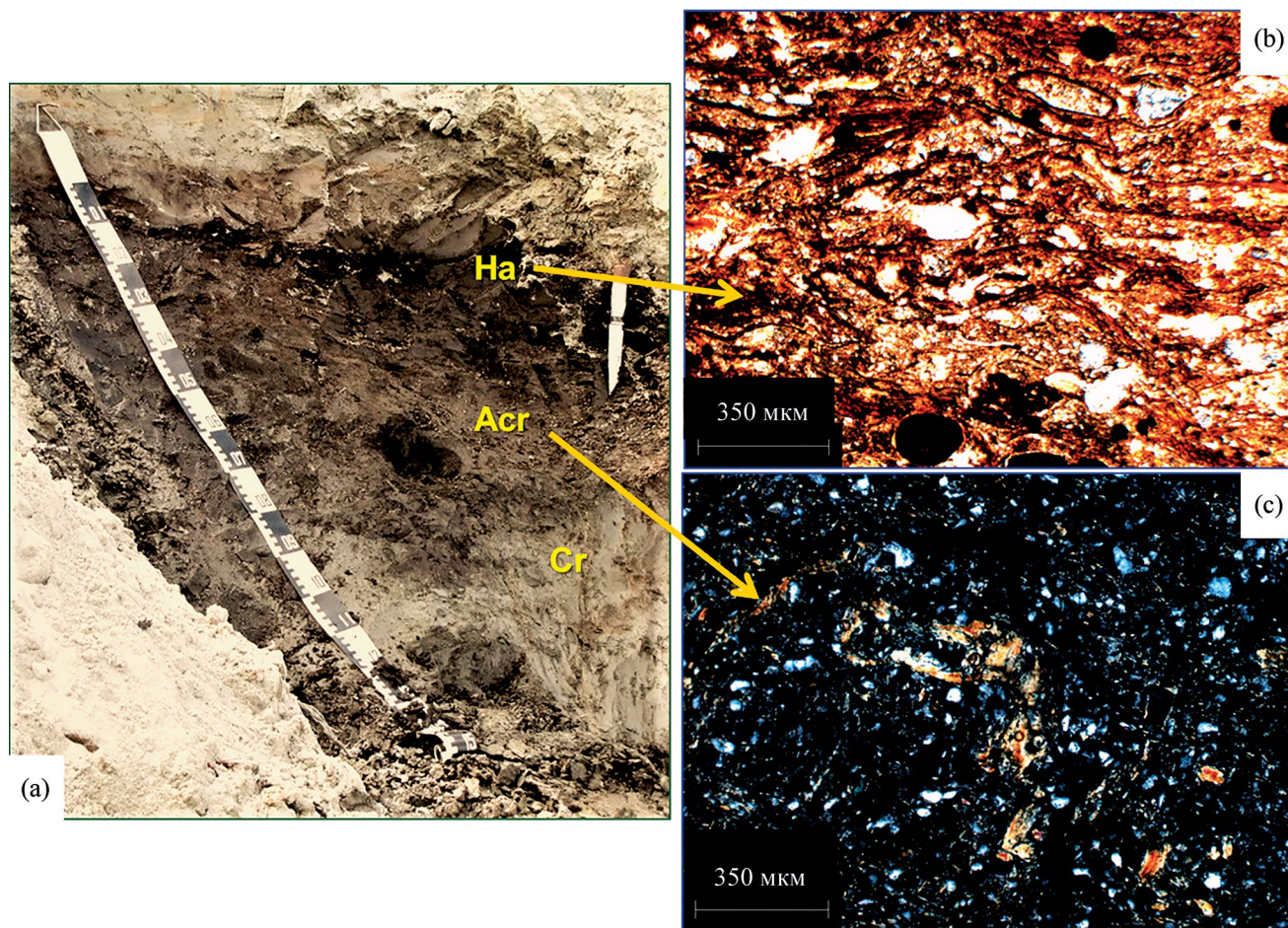


Рис. 3. Палеопочва МИС-5 в разрезе Белая Гора и микроморфология ее генетических горизонтов. Фото из архива С.Н. Седова. а – строение нижнего субпрофиля педокомплекса, б – микростроение оторфованного горизонта Ha: растительных остатки с субпараллельным расположением; без анализатора, с – деформированные глинистые наетки, включенные в основную массу горизонта Aсг; николи +.

притока р. Вах (рис. 1, участок 7). Идентифицирована эта почва как каргинская, МИС-3, на основании результатов ^{14}C -датирования органического вещества получен калиброванный возраст 25 693–27 748 лет назад (SOAN-7550) [42, 43].

Учитывая, что ^{14}C -датировка получена по гумусу верхних почвенных горизонтов, она указывает возраст, близкий ко времени погребения почвы. Это позволяет предполагать: педогенез в данном случае в основном пришелся на вторую половину МИС-3, что хорошо коррелируется с процессами каргинского почвообразования в разрезе Белая Гора. Характерно, что в разрезе Зеленый Остров, как и в разрезе Белая гора, встречается линза гальки с валунами (рис. 4а) из пород с правобережья Енисея. Но в данном случае она лежит не ниже палеопочвы МИС-3, а выше ее, подчеркивая, что ледово-речной разнос обломков происходил на разных этапах развития каргинской толщи.

Отметим, что в верхней части профиля каргинской палеопочвы в разрезе Зеленый Остров располагается (рис. 4а) гумусово-глеевый горизонт Ahg серо-бурой окраски, с обильными включениями растительного детрита, а ниже залегает серовато-желтый пятнистый оглеенный горизонт Bg с ржавыми разводами. Микроморфологические исследования горизонта Ahg показали обилие в нем слабо разложившихся растительных остатков, интегрированных в гумусированную массу и имеющих разнообразное пространственное расположение (рис. 4б). В глеевом горизонте Bg основная минеральная масса имеет компактное сложение, однако распределение частиц разного размера в ней неравномерное: кластеры песчаных зерен чередуются с участками концентрации тонкодисперсного материала, вероятно – за счет криогенной сортировки. Обнаружены многочисленные железистые стяжения округлой и полосчатой конфигурации (рис. 4с) и неожиданная находка (рис. 4д)

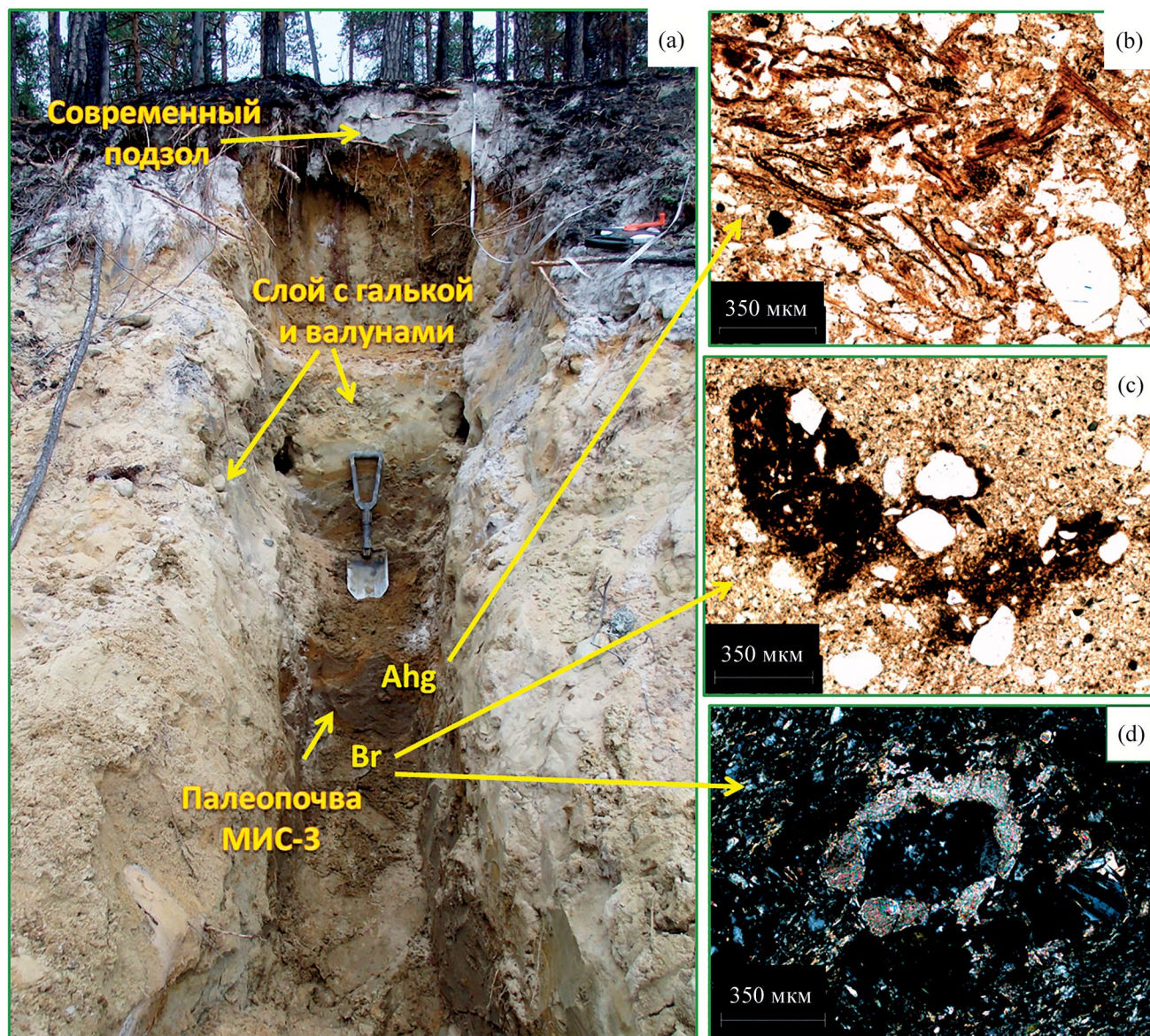


Рис. 4. Разрез Зеленый остров и микроморфология генетических горизонтов палеопочвы МИС-3. Фото из архива В.С. Шейнкмана и С.Н. Седова. а – профиль погребенной почвы, б – микростроение горизонта Ahg: растительные остатки, включенные в гумусированную основную массу; без анализатора, с – железистые стяжения в горизонте Br, d – карбонатное новообразование – спаритовый покров в поре горизонта Br, николи +.

карбонатных новообразований в виде небольших спаритовых стяжений и покровов.

Для данного разреза были выполнены некоторые дополнительные исследования, результаты которых внесли определенный вклад в палеоэкологическую интерпретацию данных [5]. Применение палеогумусового метода [12, 42] показало, что соотношение гуминовых кислот и фульвокислот в верхнем горизонте погребенной палеопочвы близко к 1, что резко отличает его от современного подзола, в котором фульвокислоты значительно преобладают. Среди фракций в палеопочве

заметно доминируют гуминовые и фульвокислоты, связанные с кальцием. Спорово-пыльцевой анализ показал преобладание травянистых растений (более 50%), в основном злаков и полевой, в древнем растительном покрове, также присутствовала пыльца карликовой березы. Анализ остатков древней энтомофауны выявил, что все диагностированные фрагменты принадлежали насекомым, обитавшим в тундрах [42].

Палеопочвы конца сартанского времени, МИС-2. В отличие от более древних палеопочвенных образований, для палеопочв терминальной фазы

холодной сартанской эпохи, соответствующей стадильному криохрону МИС-2, получен самый большой массив данных. Палеопочвы, сформированные в это время, обнаружены в многочисленных разрезах высоких речных террас бассейнов Надыма и Таза, включая их притоки (рис. 1, участки 1–6).

Представляем результаты исследований наиболее изученного, хорошо датированного и снабженного представительными палеоботаническими результатами разреза Пюлькы. Строение, характеристики и ^{14}C -датировки в других разрезах, характеризующих данный палеопочвенный уровень, очень сходны. Расположен разрез Пюлькы ($63^{\circ}12'11'' \text{ N}$, $84^{\circ}19'37'' \text{ E}$) на правом берегу одноименной реки в истоках р. Таз. Это обрыв сложенной песчаным аллювием 6–8-метровой террасы, тело которой сечет серия псевдоморфоз по ПЖЛ средних размеров – следуя в 15–20 м друг от друга, они достигают 3 м в высоту и до 2 м в ширину. Палеопочва представлена реликтами криогидроморфных почв (рис. 5а), лежащих на основании бывшего сезонно-талого слоя, на котором она формировалась как на мерзлом водоупоре. Она ясно отслеживается на глубине около 1 м от поверхности в виде сизого, мощностью в несколько сантиметров, горизонта с многочисленными ржавыми пятнами и разводами. Преобладание сизых тонов в окраске основного тела палеопочвы связано с былым оглеением в условиях избыточного увлажнения на основании уже сформировавшегося сезонно-талого слоя.

Следует принять во внимание то, что криогидроморфные почвы, которые должны закономерно формироваться в условиях криохронов региона [9], будучи редуцированы под воздействием иллювиального горизонта формирующихся выше альфегумусовых подзолов и подбуров, в первоначальном залегании диагностируются с трудом. Но педоседименты этих почв хорошо выражены в заполнении псевдоморфоз по бывшим ПЖЛ. Это является следствием оползания почвенного материала по тающим, но охлажденным стенкам ПЖЛ (отрицательная температура которых после таяния ПЖЛ определенное время сохраняется) и последующего его захоронения.

Материал палеопочв в заполнении псевдоморфоз супесчаного состава с характерной глеевой пигментацией: на голубовато-сизом фоне расположены многочисленные ржавые пятна и разводы, а по краю псевдоморфоз – сплошная, шириной 2–5 см, яркая ржаво-бурая кайма. Преобладание сизых тонов в окраске основного тела псевдоморфоз связано как с восстановительными процессами в исходных почвах, так и с дополнительным оглеением в условиях избыточного увлажнения в депрессиях, образовавшейся на месте вытаявших ПЖЛ. При этом в обрамлении ПЖЛ на мерзлом

контакте осаждались дающие бурую пигментацию соединения гидроксидов железа, мобилизованного в восстановительной среде тела псевдоморфоз. Это подтверждается микроморфологическими наблюдениями: в шлифах каймы псевдоморфозы выявлено, что на микроуровне железистая пропитка неоднородна и зоны сплошной цементации чередуются с участками песчаных частиц с минимумом железистого вещества (рис. 5d). В массе педоседимента рассеяны микрофрагменты сильноразложившихся или углефицированных растительных тканей (рис. 5с). Вместе с дисперсным гумусом они обеспечили требуемое для ^{14}C -датирования количество органического вещества.

В оглеенной минеральной массе заполнения псевдоморфоз по ПЖЛ встречаются небольшие темноокрашенные гумусированные зоны (морфоны); из них взяты образцы для радиоуглеродного датирования. Поскольку эти морфоны относятся к фрагментам органо-минеральных горизонтов почв, существовавших рядом с ПЖЛ на момент их оттаивания, получаемые ^{14}C -датировки, согласно [23], практически дают время окончания формирования палеопочв (т.е. минимальный возраст), близкое к началу вытаявания ПЖЛ и заполнения псевдоморфозы.

По гумусированным морфонам вложенного клина и по хвостовым частям главной жилы (рис. 5а) получены ^{14}C -AMS даты 10–11 тыс.л.н., и несколько больше 13 тыс.л.н. – по морфону в западине у самого края, слева главной жилы. Они показывают приуроченность дат к границе плейстоцен–голоцен, хотя и фиксируют некоторые перерывы в накоплении промерзавших осадков. При этом характерно, что и криогидроморфные палеопочвы, и ПЖЛ – это фактор преобразования вмещающей их, сформированной ранее аллювиальной толщи, которая накапливалась, судя по полученным ^{14}C -датировкам детрита (рис. 5b) в каргинское время, МИС-3. Следовательно, рассматриваемая толща является каргинской, но ее верхние слои переработаны и трансформированы сартанскими и более поздними мерзлотными и почвенными процессами.

Спорово-пыльцевой спектр по материалу гумусированных морфонов показал преобладание тундровых видов со значительным присутствием болотных растений и минимальным количеством древесной пыльцы [40]. Эти результаты полностью согласуются с палеопедологическими данными.

Современная поверхностная почва, лежащая сверху данной толщи, контрастно отличается от криогидроморфных палеопочв: в данном случае она представлена подбуром, составляющим один ряд альфегумусовых почв с подзолами. В ее профиле под лесной подстилкой лежит мощный иллювиально-железистый горизонт без признаков

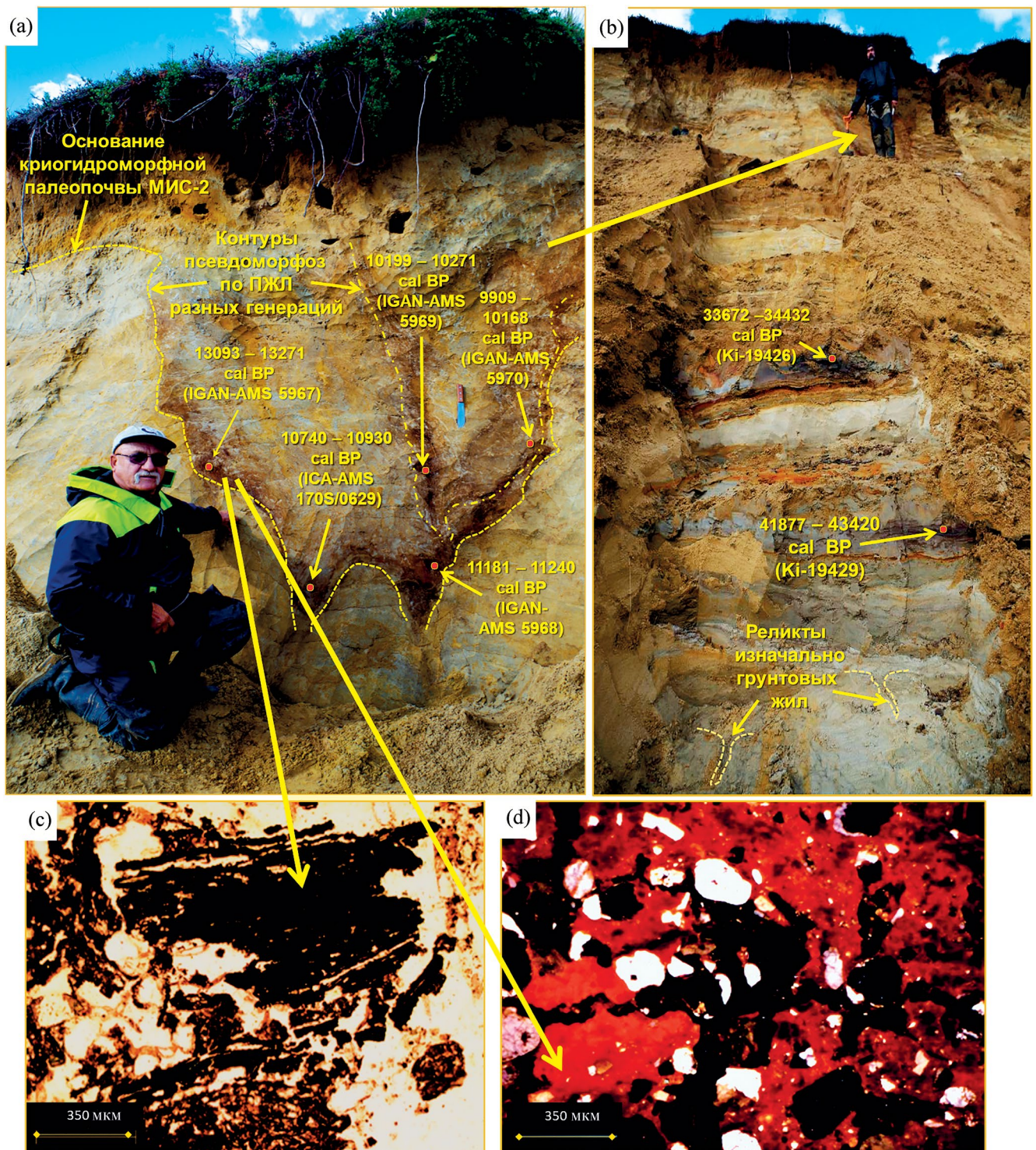


Рис. 5. Разрез Пюльки и микроморфология ожелезненной каймы педоседимента терминальной фазы МИС-2. Фото из архива В.С. Шейнкмана и С.Н. Седова. а – часть разреза с псевдоморфозой по полигонально-жильному льду, б – общий вид разреза, с – микрофрагменты растительных тканей; без анализатора, d – неравномерная железистая пропитка (участки с красной пигментацией); николи + в сочетании с отраженным светом.

оглеения, локально между подстилкой и иллювиальным горизонтом прослеживается тонкий прерывистый белесый элювиальный горизонт. Педогенез этого подбур обусловлен вертикальной миграцией органо-железистого вещества, формируемого органическими кислотами, поступающими из подстилки. В отличие от подзолов эта миграция проявилась меньше. В итоге элювиальный горизонт у подбур развит слабее, а под подстилкой непосредственно лежит иллювиальный горизонт: и подбур, и подзол, отражают развитие на матрице уже талых, хорошо дренированных породах [20].

Обсуждение результатов. Проведенные исследования позволили выявить в аллювиальных отложениях рассматриваемой территории, палеопочвенные уровни, относящиеся к трем хроноинтервалам позднего плейстоцена: казанцевскому (МИС-5), каргинскому (МИС-3) и позднесартанскому (терминальная фаза МИС-2). В глобальном плане эти уровни характеризуются как периоды относительного потепления климата.

Казанцевский палеопочвенный уровень представляет собой полигенетическое и полициклическое образование. С одной стороны, он включает в себя два индивидуальных, составляющих педокомплекс, палеопочвенных субпрофиля. С другой стороны, в нижнем, более мощном субпрофиле отслеживаются признаки педогенетических процессов, относящихся к различным фазам почвообразования, что делает этот субпрофиль полигенетическим. В нем фиксируются хорошо выраженные признаки сильного оглеения и накопления слабо разложившегося органического вещества в его верхнем оторфованном горизонте, что указывает на застойное переувлажнение. Учитывая геоморфологическую позицию разреза — высокая, хорошо дренированная терраса, а также состав подстилающих отложений — пески с высокой водопроницаемостью — можно предположить, что наиболее вероятной причиной застоя влаги в профиле было наличие в его основании водоупора из многолетнемерзлых пород. Следовательно, на данном этапе речь идет о мерзлотном, скорее всего, тундровом почвообразовании.

В то же время микроморфологические исследования в этом субпрофиле выявили признаки иллювиирования глины, что требует свободного внутреннего дренажа в почвах преимущественно влажных лесных экосистем. Можно сделать вывод о смене фазы лесного почвообразования, с формированием почв типа Лювисоли, криогидроморфным этапом, приведшем к образованию оглеенных Криосолей. Этот второй этап начался уже на завершающих этапах образования нижнего субпрофиля, приведя к оглеению, а также к деформации и транслокации глинистых натеков, и продолжился в верхнем субпрофиле. Наличие ранней фазы лесного почвообразования подтверждается

и палеоботаническими данными, показавшими обилие древесной пыльцы таежных видов в гумусово-глеевом горизонте нижнего субпрофиля.

Какова хронологическая приуроченность этих фаз педогенеза и ассоциируемых с ними изменений природной среды? Полученная U/Th-датировка из торфянистого горизонта нижнего субпрофиля казанцевской палеопочвы соответствует границе между подстадиями МИС-5с и МИС-5d. Этот мощный и сложный педокомплекс формировался на протяжении значительного временного интервала. Можно предположить, что фиксируемая ранняя, таежно-лесная, фаза приходится на самую теплую подстадию МИС-5е. Тогда как последующий этап, связанный с активным промерзанием горных пород, соответствует более холодным подстадиям МИС-5d...МИС-5а, переходящим в последующую холодную стадию МИС-4. Такого рода интерпретация хорошо согласуется с палеоэкологической периодизацией для данного интервала, основанной на Байкальской озерной летописи — которую можно считать базовой для истории природной среды Сибири [47].

Формирование педокомплекса МИС-5 в разрезе Белая Гора завершается его деформацией под воздействием криогенеза, включая сечение ПЖЛ средних размеров. Развитие таких льдов логично связать с активизацией криогенеза в сменявшую МИС-5 длительную и холодную МИС-4, соответствующую стадияльному зырянскому криохрону, поскольку формирование ПЖЛ отмеченного размера требует в условиях региона времени в не одну тысячу лет при снижении температуры отложений данного типа до $-3...-5^{\circ}\text{C}$.

С началом потепления климата в терминальную фазу стадияльного криохрона МИС-4 сформированные в нем ПЖЛ стали вытаивать, на их месте образовались псевдоморфозы по этому льду, но окружающие их толщи оставались мерзлыми — с отрицательной температурой, выше необходимой для сохранения ПЖЛ. В заполнении псевдоморфоз участвовали педоседименты почвы МИС-5 и материал с прилегающего основания сезонно-талого слоя. Затем в течение стадияльного термохрона МИС-3 весь данный комплекс был погребен под аллювиальными отложениями в условиях сохранения, по крайней мере, высокотемпературной мерзлоты, о чем свидетельствуют слои с криотурбациями и изначально-грунтовыми жилами, встречающимися по всей толще каргинских отложений (рис. 5b).

Порой эти отложения включали линзы валунов средних размеров (рис. 2с) и гальки. На наш взгляд, данный каменный материал, в основном представленный обломками основных пород со Среднесибирского плоскогорья [24, 39, 43], переносился во время крупных речных паводков оторвавшимися льдинами припая на реках — через

невысокий водораздел на левобережье Енисея. Это логично: даже сегодня, в теплую эпоху современного термохрона, уже на створе Подкаменной Тунгуски, напротив Сибирских Увалов, подъем воды в ледоход в Енисее порой достигает 30 м, а лед имеет к концу зимы толщину более 1 м, что обеспечивает перенос и крупных многотонных обломков пород. У р. Игарки подъемы воды в ледоход нередко превышают 20 м [8]. В криохроны позднего плейстоцена лед был толще. Судя по поднятию тектоникой каргинских отложений на высоту до 30 м, отмеченный водораздел был в то время существенно ниже — преодолевать его в ледоходы тогда отдельными потоками, с переносом льдин с примороженными к ним обломками горных пород, было не трудно.

Палеопочвы МИС-3 имеют более простую организацию, хотя комплекс их свойств также неоднозначен. Сильное оглеение в сочетании с признаками мерзлотных процессов в содержащих их слоях: с изначально-грунтовыми жилами, криотурбациями, сортировкой песчаных зерен, криогенным оструктурированием и т.д. — указывает на криогидроморфное почвообразование. Как и в случае с поздними фазами педогенеза в МИС-5, формировалась палеопочва МИС-3 в условиях еще существовавшей криолитозоны при температурах выше значений, благоприятных для развития ПЖЛ. На условия холодного континентального климата с ограниченным увлажнением указывает и присутствие новообразованных карбонатов, и преобладание в составе гумуса данной почвы фракций гуминовых и фульвокислот, связанных с кальцием — свидетельство слабого выщелачивания. Палинологические данные подтверждают эту версию, демонстрируя тундрово-степной тип древнего растительного покрова.

Явный криогидроморфный характер проявляется и у палеопочв, формировавшихся в терминальную фазу криохрона МИС-2. Их лучшая выраженность в виде заполняющих псевдоморфозы по ПЖЛ педоседиментов связана с особенностями изменений в это время климата. Тогда наметилось его потепление, завершившее самый холодный криохрон плейстоцена — сартанский. Оно стало сопровождаться таянием ПЖЛ, развитых во время максимума сартанского похолодания, однако многолетняя мерзлота и в этом случае еще сохранялась. Образовавшиеся на месте ПЖЛ полости заполнялись материалом глеевых криогидроморфных почв и породами с междужильного пространства. Вытаивание ПЖЛ сопровождалось формированием тундрово-болотных экосистем, что отражено в спорово-пыльцевом спектре образцов из морфонов псевдоморфоз.

Следует отметить, что данная интерпретация имеющихся материалов вступает в противоречие с гипотезой “позднеледниковой пустыни”

Западной Сибири — она была выдвинута в работах [6, 50], которые основывали свою версию в основном на результатах морфоскопического исследования песчаных зерен из отложений, залегающих в регионе под голоценовыми торфяниками. Причина для такого вывода — эти зерна демонстрировали своей формой участие в их проработке эоловых процессов. Не отрицая участия таких процессов в континентальных условиях региона, считаем, что наличие таких черт недостаточно для доказательства холодного пустынного ландшафта. Морфоскопические исследования обнаружили следы обработки песчинок процессами как флювиально-го, так и эолового характера [44], т.е. речь может идти о локальном ветровом переносе материала и образовании геосистем типа якутских тукуланов — типичного явления в днищах долин крупных сибирских рек области криолитозоны [7].

Результаты изучения разновозрастных разрезов позволили создать схематическую сводную колонку позднеплейстоценовых отложений рассматриваемого региона, коррелировать ее с морской изотопной шкалой (рис. 6) и поставить вопрос о сопоставлении полученных данных со стратиграфическими колонками сопредельных территорий и выходе на создание почвенно-мерзлотной палеолетописи севера Западной Сибири, поскольку основные выделенные палеопочвенные уровни имеют свои корреляты. Для педокомплекса МИС-5 — это Бердский педокомплекс в стратиграфической колонке лёссов-почвенных толщ Западной Сибири [16] и мезинский педокомплекс в стратиграфии лёссовой формации Восточно-Европейской равнины [49].

Важно отметить, что, как и в рассматриваемом случае, в мезинском педокомплексе выделяются две контрастно различающихся стадии педогенеза: ранняя, соответствующая самой теплой стадии МИС-5е, и поздняя, приходящаяся на последующие, более холодные подстадии МИС-5. Если сравнивать признаки этих стадий, то оказывается, что ранние этапы (МИС-5е) и на севере Западной Сибири и в центре Русской равнины имеют черты сходства: в обоих случаях было отмечено иллювирирование глины, характерное для лесного педогенеза. Поздние стадии (середина—конец МИС-5) резко различаются. Если в западно-сибирском педокомплексе им соответствует криогидроморфное почвообразование в мерзлотных тундровых экосистемах, то в мезинском педокомплексе Русской равнины эта фаза представлена темногумусовыми горизонтами, формировавшимися в условиях холодной лесостепи.

Аналогами изученных палеопочв МИС-3 являются, соответственно, искитимский педокомплекс на юге Сибири и брянская палеопочва в европейской части России. Оба уровня, хотя и имеют признаки окислительно-восстановительных

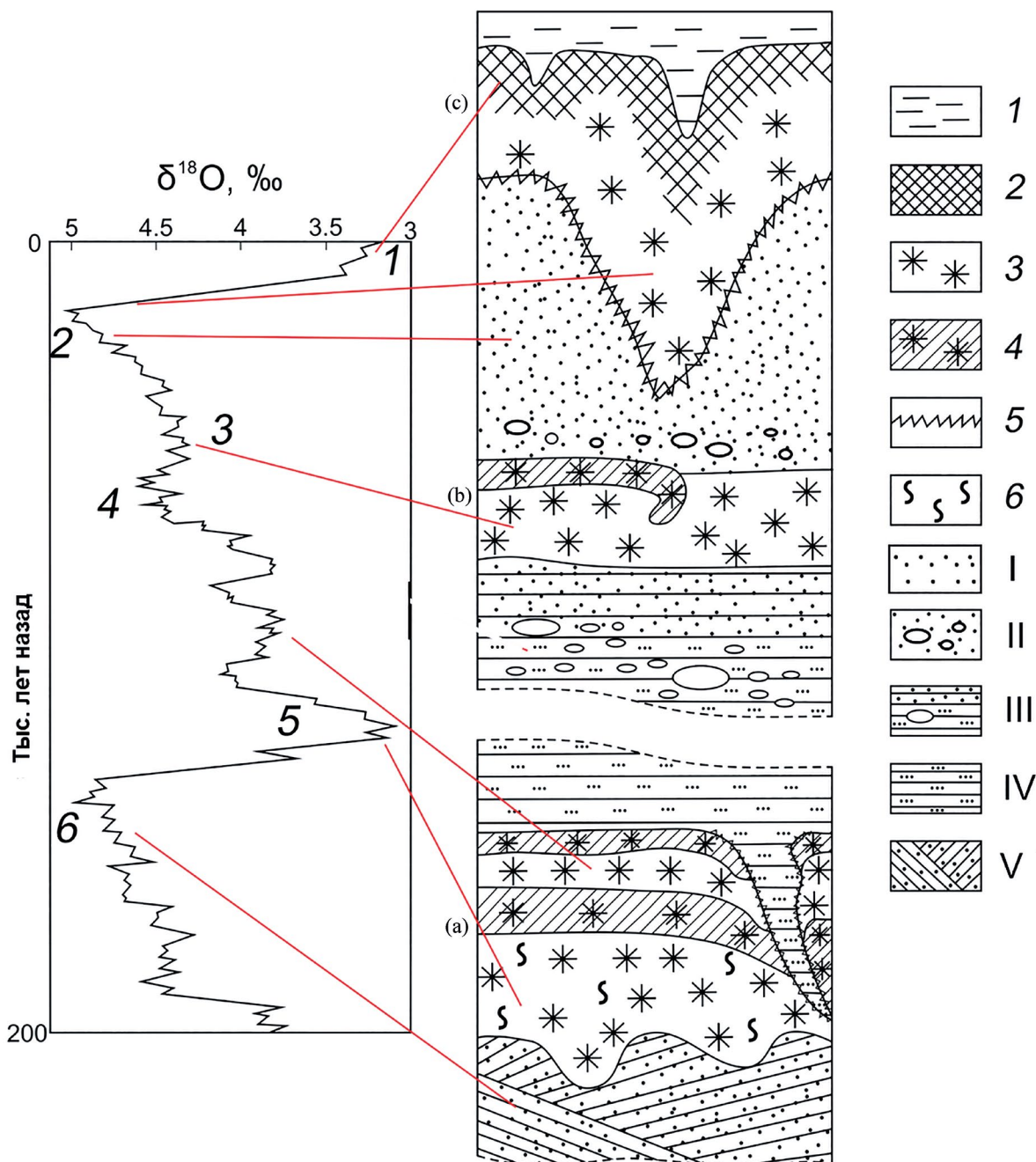


Рис. 6. Сводная педостратиграфическая схема для севера Западной Сибири и ее сопоставление с морской изотопной палеоклиматической летописью. Педогенные горизонты и признаки: 1 – элювиальный горизонт голоценового подзола; 2 – иллювиальный горизонт голоценового подзола; 3 – глеевые минеральные горизонты криогидроморфны палеопочв; 4 – гумусово-глеевые горизонты криогидроморфных палеопочв; 5 – ожезненная кайма псевдоморфоз по полигонально-жильному льду; 6 – глинистые натечки. Осадочные слои: I – МИС-3 ... МИС-2: позднекаргинские аллювиальные осадки (и вложенные в них сартанские осадки) с псевдоморфозами по полигонально-жильному льду, образованными в конце МИС-2 и, локально, с признаками эоловой переработки; II – МИС-3: позднекаргинские аллювиальные отложения с линзами гальки и валунов; III – раннекаргинские аллювиальные отложения с линзами гальки и валунов; IV – МИС-4: зырянские (ермаковские) песчаные и суглинистые аллювиальные осадки с псевдоморфозами по полигонально-жильному льду, образованными в терминальную фазу МИС-4; V – МИС-6: Тазовские и более древние косослоистые песчаные аллювиальные отложения. Палеопочвенные уровни: а – МИС-5 казанцевский уровень, рассеченный псевдоморфозами по полигонально-жильному льду, образованными в конце МИС-4; б – МИС-3 каргинский уровень; с – позднесартанский уровень, рассеченный псевдоморфозами по полигонально-жильному льду, образованными в терминальную фазу МИС-2, Тазовско-Надымский почвенно-криогенный горизонт.

процессов, не были подвержены сильному надмерзлотному оглеению, как описанные разности. Однако сходные глеевые криогидроморфные палеопочвы, сформировавшиеся в МИС-3, известны и на Русской равнине — это наиболее северные варианты Брянской почвы, описанные в бассейне Верхней Волги. Соотнесение этих вариантов с синхронными палеопочвами севера Западной Сибири и далее — с восточно-сибирскими аналогами, погребенными в толще Ледового комплекса, привело к заключению о существовании в МИС-3 обширной зоны криогидроморфных почв на севере Евразии [39].

Интересная ситуация с выделенным тазовско-надымским почвенно-криогенным горизонтом терминальной, завершающей стадии МИС-2 [40]. Ему в южно-сибирской схеме соответствует Суминская палеопочва, а его аналоги в восточно-европейской стратиграфии — совокупность разных уровней: трубчевской палеопочвы с владимирским и ярославским криогенными горизонтами с крупными псевдоморфозами по ПЖЛ [5]. Полагаем, что выделенный горизонт будет важен в качестве педостратиграфической единицы сартанского, МИС-2, времени для севера Западной Сибири. Кроме того, реально формирование подобного горизонта и в терминальную фазу предыдущего стадияльного криохрона МИС-4. Пока имеются только единичные свидетельства о его существовании, в будущем планируем вернуться к этому вопросу.

Сопоставляя результаты своих исследований с данными по сопредельным регионам Евразии, считаем, что именно МИС-2 стала временем максимального расширения ареала криогидроморфных глеевых почв. В это время погребенные почвенные уровни с такими характеристиками фиксируются во многих лёссово-почвенных разрезах перигляциальной гиперзоны центральной и западной Европы (в немецкой литературе тундроглеи). В целом можно говорить о том, что находки палеопочв с данными характеристиками являются важным косвенным индикатором, который можно использовать наряду с прямыми (эвидентными) признаками мерзлотных процессов для реконструкции криогенных систем прошлого [26].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Следует отметить, что роль знаний о плейстоценовых палеопочвах весьма значительна. Это касается как фактов по выявлению основных этапов развития природы, так и для правильной интерпретации современного почвенного покрова. Важно, что взаимодействие в прошлом процессов криогенеза и педогенеза способствует хорошей выраженности почвенно-криогенных горизонтов, выявление которых помогает детализировать ход

палеопочвенных и палеокриологических явлений. В частности, выделенный для севера Западной Сибири, в ходе проведенных работ, тазовско-надымский почвенно-криогенный горизонт, характеризующий терминальную, завершающую стадию МИС-2 [40], стал не только информативным индикатором событий рассмотренного региона, но и фактором объективного сопоставления данных с другими регионами.

Особенно подобные аспекты касаются рассматриваемого региона, где палеопочвы и педоседименты конца МИС-2 встречаются на высоких речных террасах, и почти всегда обнаруживаются непосредственно под современными подзолами и подбурами. С одной стороны, соседство реликтов позднеплейстоценовых криогидроморфных и голоценовых альфегумусовых почв свидетельствует о резкой смене ландшафтных систем в конце плейстоцена — начале голоцена. С другой стороны, сильнооглеенные палеопочвенные горизонты примыкают снизу к иллювиально-железистым горизонтам альфегумусовых подзолов, т.е. возможна ошибочная интерпретация их как признаков современного оглеения в средней и нижней части профилей подзолов. В последнее время реликтовые плейстоценовые феномены: гумусированные морфоны, глеевые горизонты, признаки криогенной сортировки и оструктурирования — выявлены и в суглинистых поверхностных почвах изучаемого региона — стагнозолях (светлоземах) [38]. Считаем, что для корректной педогенетической интерпретации отмеченных почвенных профилей необходим полный морфологический анализ разрезов и диагностика связанных с палеопочвой МИС-2 древних криогенных признаков. Надеемся, что результаты проведенных исследований помогут в решении такого рода задач.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Выражаем огромную признательность всем коллегам, специалистам в разных областях наук о Земле, которые участвовали в исследованиях на разных этапах и внесли ценный вклад в изучение представленных материалов. Особую признательность выражаем Анастасии Кургаевой, оказавшей большую помощь в техническом оформлении и подготовке материалов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке по госзаданиям № 121041600042-7 и 121042000078-9 Тюменского научного центра СО РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов С.А.* Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 6. С. 792–799.
2. *Архипов С.А., Волкова В.С.* Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири // Тр. НИЦ ОИГГМ СО РАН. Вып. 823. Новосибирск: 1994. 105 с.
3. Атлас Ямало-Ненецкого автономного округа / Гл. ред. Ларин С.И. Омск, 2004. 303 с.
4. *Васильевская В.Д., Иванов В.В., Богатырев Л.Г.* Почвы севера Западной Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 286 с.
5. *Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М.* Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 147 с.
6. *Величко А.А., Тимирева С.Н., Кременецкий К.В.* и др. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Известия РАН. Сер. геогр. 2007. № 4. С. 16–28.
7. *Галанин А.А.* Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение // Криосфера Земли. 2021. Т. XXV. № 1. С. 3–34.
8. *Григорьев Н.Ф.* Мерзлотно-гидрогеологические особенности района г. Игарки. Якутск: ИМЗ СО РАН, 1992. 56 с.
9. *Горячкин С.В., Мергелов Н.С., Таргульян В.О.* Генезис и география почв экстремальных условий: элементы теории и методические подходы // Почвоведение. 2019. № 1. С. 5–19.
10. *Гросвальд М.Г.* Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // Материалы гляциологических исследований. Хроника обсуждения. 2009. № 106. 152 с.
11. *Деев М.Г.* Морские льды. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 133 с.
12. *Дергачева М.И.* Археологическое почвоведение. Новосибирск: Наука СО РАН, 1997. 228 с.
13. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2014. 768 с.
14. *Земцов А.А.* Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная часть). Томск. Изд-во Томск. гос. ун-та, 1976, 344 с.
15. *Зубов Н.Н.* Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 360 с.
16. *Зыкина В.С., Зыкин В.С.* Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Гео, 2012. 477 с.
17. *Караваева Н.А.* Почвы тайги Западной Сибири. М.: Наука, 1973. 172 с.
18. *Сакс В.Н.* Четвертичный период Советской Арктике. Л. – М.: Водтрансиздат, 1953. 626 с.
19. Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности / Под ред. Ростовцева Н.Н.. Л.: Недра, 1978. 183 с.
20. *Таргульян В.О.* Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 270 с.
21. *Тонконогов В.Д.* Автоморфное почвообразование в тундровой и таежной зонах Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2011. 304 с.
22. *Хренов В.Я.* Почвы криолитозоны Западной Сибири. Морфология, физико-химические свойства, геохимия. Новосибирск: Наука, 2011, 211 с.
23. *Чичагова О.А.* Развитие представлений И.П. Герасимова об абсолютном и относительном возрасте почв по данным радиоуглеродного датирования // Почвоведение. 2005. № 12. С. 1436–1445.
24. *Шейнкман В.С., Плюснин В.М.* Оледенение севера Западной Сибири: спорные вопросы и пути их решения // Лед и снег. 2015. № 1(128). С. 103–120.
25. *Шейнкман В.С., Мельников В.П., Седов С.Н., Парначев В.П.* Новые свидетельства внеледникового развития севера Западной Сибири в квартере // Доклады АН. 2017. Т. 477. № 4. С. 480–484.
26. *Шейнкман В.С., Мельников В.П.* Эволюция представлений о холоде и возможные пути их развития в науках о Земле // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 5. С. 3–16.
27. *Шейнкман В.С., Мельников В.П., Парначев В.П.* Анализ криогенных и тектонических процессов на севере Западной Сибири в плейстоцене с позиций криогетеротопии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 82–86.
28. *Шейнкман В.С., Седов С.Н., Русаков А.В., Мельников В.П.* Криотрасологическая индикация палеопочв // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 1. С. 51–62.
29. *Bronger A., Winter R., Sedov S.* Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and in buried paleosols in Tadjikistan: Towards a Quaternary paleo-climatic record in Central Asia // Catena. 1998. № 34. P. 19–34.
30. *Bronger A., Smolíkova L.* Quaternary loess-paleosol sequences in East and Central Asia in comparison with Central Europe – micromorphological and paleoclimatological conclusions // Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana. 2019. № 71(1). P. 65–92.
31. *Dodonov A.E., Sadchikova T.A., Sedov S.N., Simakova A.N., Zhou L.P.* Multidisciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, Southern Tajikistan // Quater. Int. 2006. V. 152/153. P. 48–58.

32. *Grosswald M.G., Hughes T.* The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the LGM // *Quater. Science Reviews*. 2002. V. 21(1). P. 121–146.
33. *Kukla G., An Z.* Loess stratigraphy in central China // *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1989. V. 72. P. 203–225.
34. *Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene-Pleistocene Stack of 57 Globally Distributed Benthic $\delta^{18}\text{O}$ Records // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. P. PA 1003.
35. *Marković S.B., Stevens T., Kukla G.J., Hambach U., Fitzsimmons K.E., Gibbard P., Bugge B. et al.* Danube loess stratigraphy – towards a pan European loess stratigraphic model // *Earth-Science Rev.* 2015. V. 148. P. 228–258.
36. *Möller P., Benediktsson Í.Ö., Anjara J., Ole Bennike O., Bernhardson M., Funder S., Håkansson L.M., et al.* Glacial history and paleoenvironmental change of southern Taimyr Peninsula, Arctic Russia, during the Middle and Late Pleistocene // *Earth Science Rev.* 2019. V. 196. P. 409–428.
37. *Olsen L.* Pleistocene paleosols in Norway: implications of past climate and glacial erosion. // *Catena*. 1998. V. 34. P. 75–103.
38. *Pogosyan L., Sedov S., Yurtaev A., Rusakov A., Lessovaia S.N., Sheinkman V., Pechkin A.S.* Polygenesis of loamy soils in North-West Siberia in the context of environmental history of the Eurasian Arctic region during the Late Quaternary // *Quater. Int.* 2022. V. 630. P. 110–120.
39. *Sedov S., Rusakov A., Sheinkman V., Korkka M.* MIS3 paleosols in the center-north of Eastern Europe and Western Siberia: Reductomorphic pedogenesis conditioned by permafrost? // *Catena*. 2016. V. 146. P. 38–47.
40. *Sedov S., Sheinkman V., Bezrukova E., Zazovskaya E., Yurtaev A.* Sartanian (MIS 2) ice wedge pseudomorphs with hydromorphic pedosediments in the north of West Siberia as an indicator for paleoenvironmental reconstruction and stratigraphic correlation // *Quater. Int.* 2022. V. 632. P. 192–205.
41. *Sheinkman V.* Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // *Quater. Int.* 2016. V. 420. P. 15–23.
42. *Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh L., Korkina E., Korkin S., Zinovyev E., Golyeva A.* First results from the Late Pleistocene paleosols in northern Western Siberia: Implications for pedogenesis and landscape evolution at the end of MIS3 // *Quater. Int.* 2016. V. 418. P. 132–146.
43. *Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh L., Bezrukova E., Dobrynin D., Timireva S., Rusakov A., Maksimov F.* A multiproxy record of sedimentation, pedogenesis, and environmental history in the north of West Siberia during the late Pleistocene based on the Belaya Gora section // *Quater. Res.* 2021. V. 99. P. 204–222.
44. *Sheinkman V., Sharapov D., Sedov S.* Northwest Siberia as a MIS 2 desert? Inferences from quartz morphology and polygonal ice wedges // *Quater. Int.* 2022. V. 620. P. 46–47.
45. *Smolikova L.* Polygenese der fossilen Lossboden der Tschechoslowakei im Lichte mikromorphologischer Untersuchungen // *Geoderma*. 1967. № 1. P. 315–324.
46. *Svendsen J.I., Krüger L.C., Mangerud J. et al.* Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5–2 // *Quater. Sci. Rev.* 2014. V. 92. P. 409–428.
47. *Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E., Nakagaw T., Wagner M., Kulagin N., Letunova P., Abzaeva A., Granoszewski W., Riedel F.* Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records // *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. V. 252. P. 440–457.
48. *Zinovyev E.V., Borodin A.V., Kotov A.A., Korkin S.* Palaeoenvironment of MIS5 in the North of Western Siberia, reconstructed on the sub-fossil insect, crustacean and plant macrofossil data // *Quater. Int.* 2019. V. 534. P. 171–182.
49. *Velichko A.A.* Loess–paleosol formation on the Russian Plain // *Quater. Int.* 1990. V. 7/8. P. 103–114.
50. *Velichko A.A., Timireva S.N., Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Smith L.C.* West Siberian Plain as a Late Glacial Desert // *Quater. Int.* 2011. V. 237. P. 45–53.

Late Pleistocene Paleosols in the North of Western Siberia: Paleorecords of Natural Environment and the Component of the Modern Soil Cover

S. N. Sedov^{1, 2, *} and V. S. Sheinkman²

¹*Institute of Geology, National Autonomous University of Mexico, Mexico City, 04510 Mexico*

²*Institute of the Cryosphere of the Earth, Tyumen Scientific Center SB RAS, Tyumen, 625026 Russia*

*e-mail: serg_sedov@yahoo.com

The article presents the results of the search and study of the Late Pleistocene soils in the north of Western Siberia. The theoretical basis was an ice-free model of the evolution of the Pleistocene landscapes in the region, since the alternative model with its glacial cover excluded pedogenesis under them. In sections of

high river terraces, disclosing the Late and Middle Pleistocene sediments were revealed, in the absence of glacial deposits, and paleosurface levels were corresponding to chronointervals with landscapes favorable for the development of pedogenesis. These are the soils of the Kazantsev thermochron – the marine isotope-oxygen stage (MIS) 5, lying on the Middle Pleistocene alluvium, and of the Karginsky interstadial – MIS-3, and of the end of the Sartan cryochron – MIS-2. Based on morphogenetic analysis, including micromorphological observations, a pedogenetic interpretation of paleosols was carried out. It was revealed that in the polygenetic profile of the MIS-5 paleosol, the stage of taiga soil formation with clay illuviation was replaced by a colder tundra phase with over-permafrost gleization, and the MIS-3 paleosols are characterized by tundra-steppe features, in which gleization and cryogenic processes are combined with the formation of carbonates, whereas the paleosol level of the end of MIS-2 is a product of tundra-swamp pedogenesis and includes gleiing pedosediments that fill pseudomorphs along ice wedges. The latter allowed us to identify the Late Sartan Tazovo-Nadym soil-cryogenic horizon. As a result, the correlation of the obtained results with synchronous stratigraphic schemes for adjacent regions was carried out and the question of creating a soil-permafrost paleorecord of the north of Western Siberia was raised. This is important because the interpretation of modern surface soils requires special approaches in order to take into account that in their profiles relict pedogenic horizons are often found.

Keywords: buried soils, quaternary period, climate change, cryogenesis, pedocomplex, West Siberian lowland

СТАДИЙНОСТЬ РАЗВИТИЯ РЫШКОВСКОГО ПЕДОЛИТОКОМПЛЕКСА КАК СМЕНА БЛАГОПРИЯТНЫХ И ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ В ЗАВЕРШЕННОМ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ (МИС-5Е)

© 2024 г. С. А. Сычева^{а,*} (ORCID: 0009-0005-8835-0877), П. Р. Пушкина^а, А. А. Гольева^а
(ORCID: 0000-0002-1162-3321), О. С. Хохлова^б (ORCID: 0000-0002-8989-9395), Т. М. Горбачева^с,
И. В. Ковда^д (ORCID: 0000-0003-1382-8600)

^аИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

^бИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия

^сНаучно-исследовательский университет “Высшая школа экономики”,
Покровский бул., 11, Москва, 109028 Россия

^дПочвенный институт им. В. В. Докучаева, Пыжжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

*e-mail: sychevasa@mail.ru

Поступила в редакцию 20.06.2023 г.

После доработки 16.08.2023 г.

Принята к публикации 17.08.2023 г.

В 2011 г. в Александровском карьере (г. Курск, Россия) изучен рышковский педолитокомплекс микулинского межледниковья (МИС-5е), состоящий из трех–четырёх профилей почв, разделённых гумусированными педоседиментами. Нижняя почва – эродированная серая лесная, две средние – луговые в днище берегового оврага, средняя на палеосклоне – дерново-подзолистая и верхние слабообразованные почвы с элементами лесного почвообразования. Морфологическое, физико-химическое и микробиоморфное изучение строения педолитокомплекса на склоне и в днище погребенного берегового оврага, заполненного пролювиальными и аллювиально-делювиальными отложениями, позволило реконструировать не менее трех педогенных и четырех морфолитогенных этапов в МИС-5е, что значительно детализировало событийную историю межледниковья. В профиле рышковского педолитокомплекса хорошо выражен погребенный гумусовый горизонт нижней серой лесной почвы, отражающий более теплые климатические условия первой половины последнего завершённого межледниковья, по сравнению со второй. Почвообразование в трансаккумулятивных ландшафтах неоднократно прерывалось эрозивно-аккумулятивными процессами, что отражает нестабильность (ритмичность) климатической обстановки в микулинское (эмское) межледниковье и хорошо коррелирует с детальными записями других геологических архивов.

Ключевые слова: палеопочва, склон, овраг, межледниковье МИС-5е, фитоциты, этапы развития, Александровский карьер

DOI: 10.31857/S0032180X24010097, EDN: ZLGGLI

ВВЕДЕНИЕ

Изучение палеокатен последнего (микулинского, эмского) межледниковья имеет большое значение для познания пространственно-временных закономерностей изменения почв, форм рельефа, палеоландшафтов и климата в полном межледниково-ледниковом цикле (от его начала в предшествующем московском позднеледниковье

до завершения и перехода к валдайскому раннеледниковью) [17, 23]. Плакорные лёссово-почвенные разрезы, на которых чаще базируются стратиграфические построения, интегрально отражают зональные характеристики палеоландшафтов и изменения климата крупных рангов, таких как межледниковье – оледенение, мегаинтерстадиал – стадиал [2, 3, 5]. Однако они не фиксируют локальные палеоэкологические условия и мелкие

климатические флуктуации в течение межледниковья. Изучение палеопочв в разрезах, расположенных на разных элементах рельефа, образующих геохимические сочетания почв и отложений – палеокатены на склонах, позволяет дополнить недостающие звенья палеогеографической истории и детализировать палеогеографические события. Педоседиментационные архивы склонов и депрессий дают возможность выйти на качественно новый временной уровень разрешения природных событий на суше в плейстоцене – тысячи лет.

Хорошо развитая палеопочва (салынская, рышковская на Русской равнине, бердская в Западной Сибири, гороховская в Подолии, кайдакская на Украине, нетулиско 1 в Польше, MF2 в Венгрии, вернетон и рокур в Бельгии, нижний член педокомплекса ПК III в Чехии и штильфрида А в Австрии и другие) последнего заверщенного межледниковья (микулино, эем) является наиболее распространенной и хорошо изученной из всех плейстоценовых палеопочв [7, 9, 11, 13, 20, 26, 28, 31, 32, 34, 38, 39]. Эта почва является важным стратиграфическим репером позднего плейстоцена (geosol, pedostratum) [3, 18].

Преимущественное нахождение почв последнего межледниковья на склонах и плакорах (длинных пологих склонах и древних террасах) в предгорьях, вследствие последующих эрозионных процессов, не способствовало сохранению их полного профиля. Как правило, в разрезах таких геоморфологических позиций присутствуют только горизонты Vt, реже E [25]. Верхние гумусовые горизонты полностью уничтожены различными денудационными процессами (эрозионными, эоловыми, солифлюкционными). На плакорах равнин в условиях слабой седиментации палеопочвы последующих ранневалдайских интерстадиалов наложены на эродированные межледниковые почвы, образуя педокомплекс (ПК III в Моравии, мезинский на Украине и в России, нетулиско в Польше). Вследствие этих двух причин говорить о стадийности развития почв в межледниковье, как это имеет место быть в голоцене [1, 24], не представлялось возможным.

Однако результаты изучения различных геологических архивов (озерно-болотных, океанических, ледовых) показали, что климатические условия межледниковья были непостоянными [12, 21, 27]. На фоне короткопериодных климатических изменений внутри межледниковья выделяются два крупных похолодания и три потепления, а первая половина межледниковья часто характеризуется более теплым климатом по сравнению со второй. Это отражено, в частности, в ледовой записи МИС-5е в керне из скважины, пробуренной в Гренландии, где выделены дополнительные подстадии в МИС-5е [30].

В условиях линейных палеодепрессий, образованных в московское позднеледниковье, создавались условия для повышенного и дискретного осадконакопления, и благодаря этому, палеопочвы сохранены в более полном виде [16]. Примером таких почв являются рышковский педолитокомплекс, изученный авторами настоящей статьи в погребенной московско-микулинской сухой долине (балке), состоящий из двух–трех, а иногда четырех профилей, наложенных или совмещенных друг с другом [37]. Перерывы в почвообразовании и захоронение почв в результате ускоренного осадконакопления связаны с усилением эрозионных процессов после сильных лесных пожаров в условиях засух и последующих эндотермальных похолоданий. Это нашло отражение во внутримежледниковых циклитах, состоящих из почв и педоседиментов, в составе которых есть мелкозем разрушенных и переотложенных верхних горизонтов почв, преимущественно гумусовых и элювиальных [29].

Широкое применение методов оптически стимулируемого люминесцентного датирования различных осадочных материалов (океанических, морских, озерных отложений) и ископаемых остатков позволило определить временной интервал последнего межледниковья, как 12–15 тыс. лет. Для лёссово-почвенных последовательностей это впервые подтверждено результатами нашего исследования, проведенного в этом же разрезе Александровского карьера [36]. Возрастные рамки формирования рышковской палеопочвы укладываются в интервал 127 (образец из горизонта ВС в основании профиля) – 117 тыс. лет (дата 115 тыс. лет получена для образца из кровли перекрывающего рышковскую почву сеймского педоседимента).

Целью настоящего исследования является установление этапов развития почв, ландшафтов и форм палеорельефа в микулинское время (МИС-5е), как неоднократной смены оптимальных (педогенные стадии) и экстремальных (морфолитогенные стадии) климатических условий в завершённом межледниково-ледниковом цикле.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район исследования относится к северной лесостепи, в настоящее время полностью преобразованной деятельностью человека в сельскохозяйственную зону. Он расположен на Среднерусской возвышенности в г. Курске на междуречье Млодаты и Сейма (реки бассейна Днепра) (рис. 1). Междуречье расчленено крупными балочными системами различных порядков. Поверхностные породы в основном представлены валдайскими и московскими лёссами. Погребенные почвы последнего межледниковья сохранились эпизодически в понижениях мезорельефа или на склонах северной и северо-восточной экспозиции [15, 16].

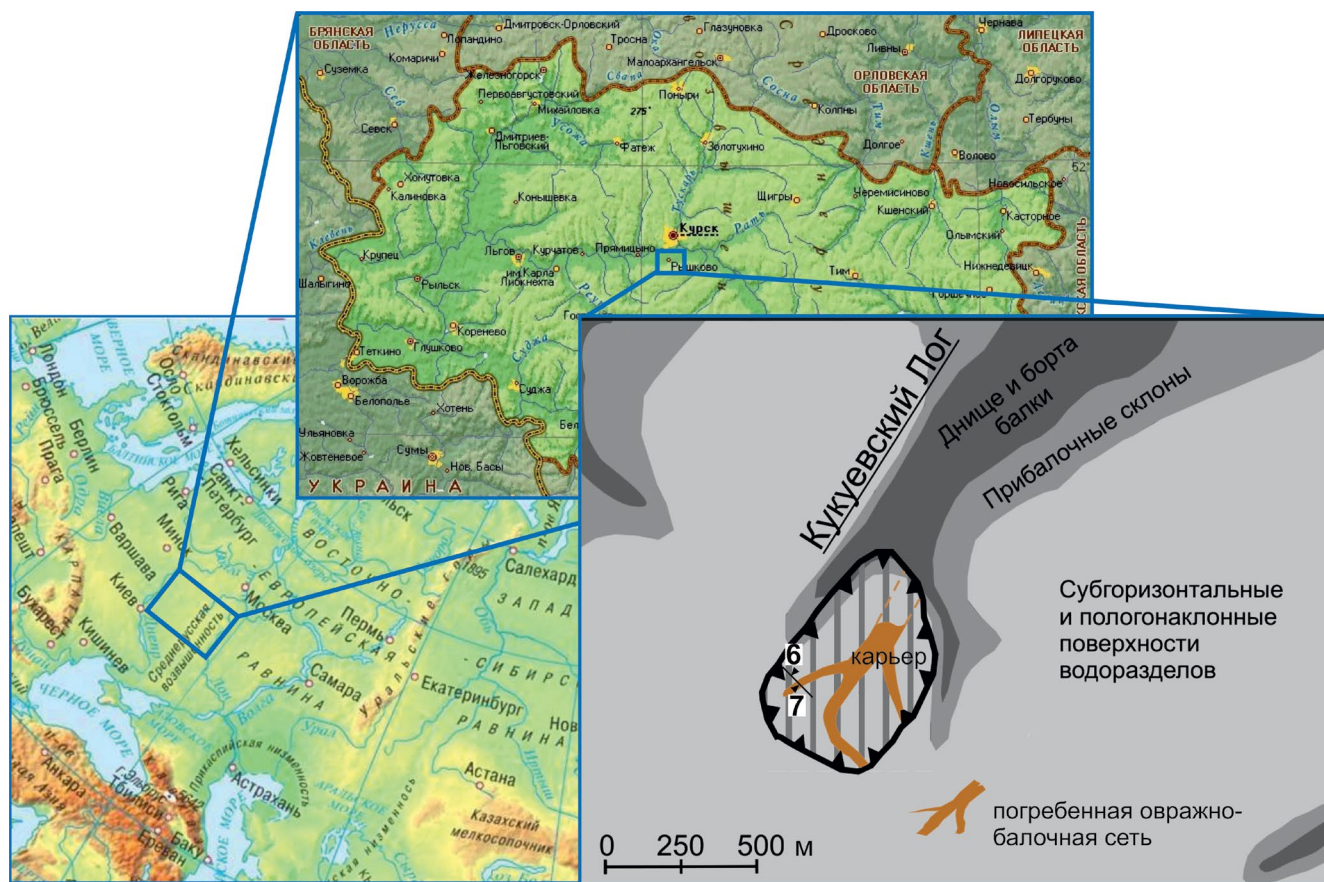


Рис. 1. Местоположение объектов исследования: разрезов 6/11 и 7/11 в фрагменте погребенной московско-микулинской палеобалки в Александровском карьере и размещение карьера на картах Курской области и Европейской территории.

Голоценовые зональные почвы (дневные) на этой территории представлены черноземами типичными и выщелоченными, по балкам встречаются темно-серые лесные, в западинах – лугово-черноземные почвы [8].

Палеокатены этого возраста неоднократно изучали в Александровском карьере [16, 17, 37]. Объект исследования расположен в пределах памятника природы “Погребенная микулинская палеобалка в карьере Александровского месторождения суглинков”. Микулинская палеобалка наследует позднемосковский перигляциальный овраг [16].

Изучен фрагмент поперечного геолого-геоморфологического профиля 2011 г. погребенной ложбины (верховье московско-микулинской палеобалки). Длинный, пологий палеосклон ложбины обращен на север – разрез 6/11 (склон) и осложнен береговым оврагом – разрез 7/11 (днище) (рис. 2).

В этих разрезах исследовали строение рышковского педолитокомплекса. Кроме тщательного морфологического анализа профиля определяли гранулометрический состав пирофосфатным

методом; содержание углерода – методом Тюрина в модификации Никитина, с фотометрическим окончанием (измерения проводили на аппарате Specola 211); дитионитовую и оксалатно-экстрагируемую фракции железа по Мера–Джексону и Тамму [4] соответственно, и анализировали на спектрофотометре Cary 60 (Agilent Technologies, США). Путем соотношения оксалаторастворимого (слабоокристаллизованного) железа к дитионитэкстрагируемому (свободному, несиликатному) рассчитывали индекс Швертмана, характеризующий степень гидроморфизма почв гумидных ландшафтов [10].

Микробиоморфный анализ выполняли для гумусово-аккумулятивных и элювиальных горизонтов разрезов 6/11 и 7/11 и включали определение фитоцитов, губок, что способствовало выяснению детализации палеоландшафтных событий микулинского межледниковья в локальных условиях погребенных малых эрозионных форм. Анализ проводили по стандартной методике [6, 35]. Подсчет фитоцитов делали для единого объема, соответствующего примерно 1.9 мм³. Поскольку

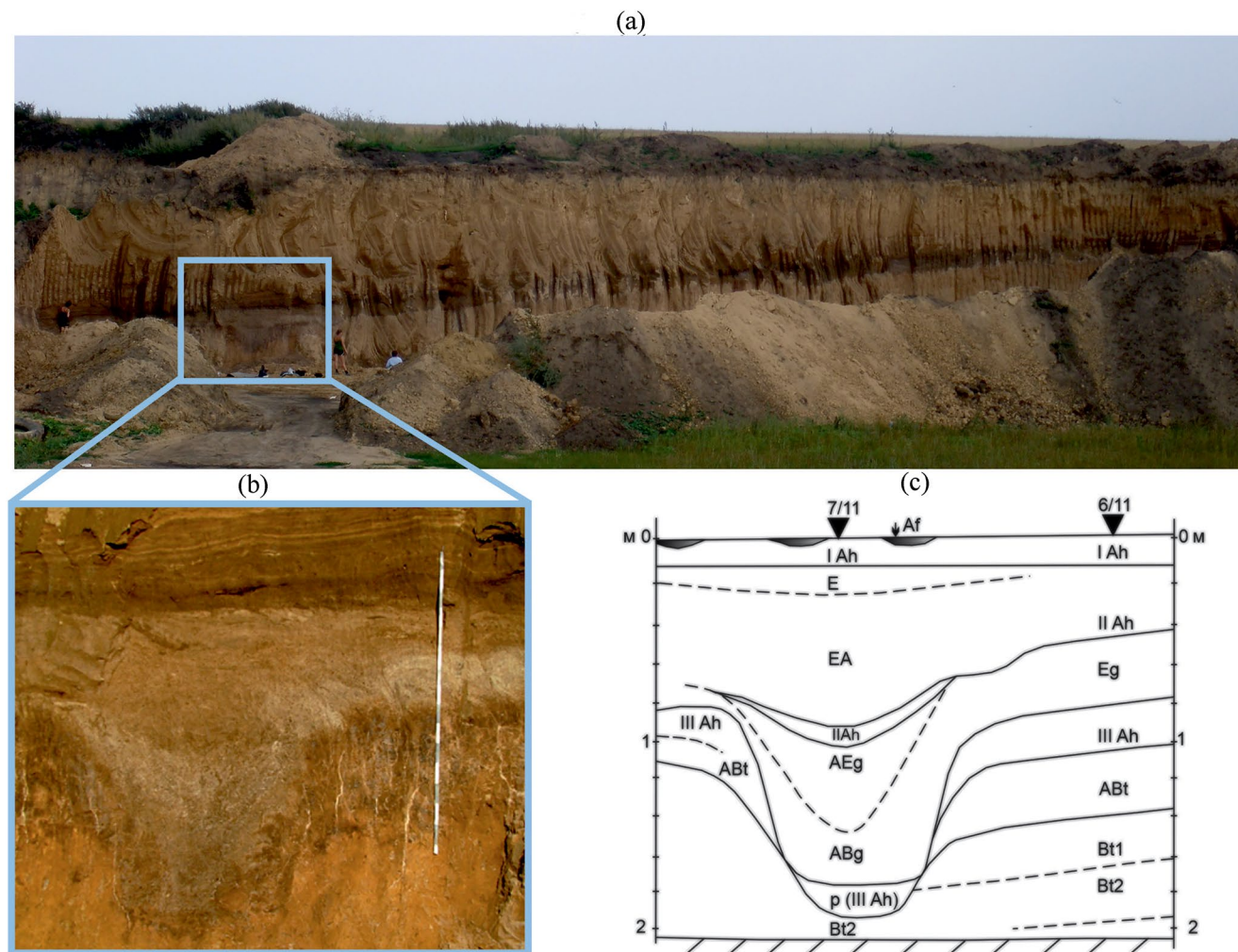


Рис. 2. Палеосклон московско-микулинской ложбины северной экспозиции, осложненный погребенным оврагом: а – общий вид палеосклона, б – овраг, с – строение рышковского педолитокомплекса в изученных разрезах 6/11 (склон) и 7/11 (дно оврага).

изначально брали равные по весу образцы, полученные итоговые значения позволили проводить сравнительный количественный анализ. Для более точной морфологической характеристики отдельные образцы рассматривали при помощи электронного сканирующего микроскопа JEOL 6610LV (JEOL, Япония). Морфологическое описание форм фитолитов провели согласно требованиям, ICPN 2.0 [33], а биоценотическая характеристика выделенных форм выполнена согласно [6]. Корреляция между морфотипами фитолитов и их биоценотической характеристикой опубликована [14, 22].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Материалы и результаты исследования

Морфологический анализ почвенных профилей. На основе систематических исследований

в Александровском карьере по реконструкции строения погребенной московско-микулинской балочной системы, проводимых с 1986 по 2021 г., установлено, что основное русло балки, начиная с вилкообразного слияния двух верховьев в 2007 г., резко поворачивает на восток. Правый приток завершается неглубокой ложбиной, ориентированной с юга на север. В стенке карьера 2011 г. обнажился поперечный срез этой ложбины и пологого прибалочного склона северной экспозиции, осложненного береговым оврагом глубиной ~1 м и шириной ~1.5 м.

Строение верхней части разрезов палеосклона включает чернозем типичный: сохранился частично горизонт Ah, горизонт АВ (0–70 см), развитый на поздневалдайском лёссе (70–220 см), в верхней части карбонатном (горизонт Вк), подстилаемом средневалдайским лёссом с карбонатными

конкрециями (220–290 см) и ранневалдайским горизонтально слоистым делювием (290–380 см).

Нижняя пачка слоистого делювия (мощностью 65 см) состоит из переотложенных материалов горизонтов Ah и E рышковской палеопочвы, а верхняя (мощностью 25 см) – преимущественно из материала горизонта Vt этой почвы. Нижняя граница делювиального слоя – резкая, ровная, эрозионная. На границе межледниковой рышковской палеопочвы и ранневалдайского делювия сосредоточены крупные угли, силикатно-карбонатные конкреции. Они неправильной, уплощенной формы толщиной до 4–5 см. Такие конкреции связаны с пирогенным слоем, встречались и ранее [20].

В табл. 1 дана морфологическая характеристика изученных разрезов 6/11 (склон) и 7/11 (днище). На склоне палеоложбины (разрез 6/11) рышковский педолитокомплекс состоит из трех палеопочв, из которых наиболее развита нижняя палеопочва – IIIAh–ABt–Vt1–Vt2. В разрезе 7/11 (днище берегового оврага) сохранился только нижний горизонт этой почвы Vt2, перекрытый пролювиальным слоем – р(IIIAh), состоящим из смешанного материала гумусового и иллювиального горизонтов. Овраг заполнен материалом элювиальных и гумусовых горизонтов, смытых со склонов палеоложбины. В обоих разрезах присутствует две слабо развитые палеопочвы, представленные гумусовыми и элювиальными горизонтами, более оглеенными в разрезе 7/11.

Физико-химические характеристики. По гранулометрическому составу в разрезе 6 контрастно отличаются верхняя (IAh–Eg) и нижняя (IIIAh–ABt–Vt1–Vt2) части: среднесуглинистая и легкоглинистая (вплоть до средней глины) соответственно (табл. 2). Во всех горизонтах в гранулометрическом составе преобладает фракция крупной пыли (0.05–0.01 мм), второй по преобладанию фракцией в нижней части разреза является ил (<0.001 мм), тогда как в верхней – доли фракций ила, мелкой и средней пыли близки. В разрезе 7/11 гранулометрический состав практически по всему разрезу среднесуглинистый, иногда – тяжелоуглинистый, и лишь в одном – пролювиальном слое, на глубине 180 см, – легкая глина. Фракция крупной пыли также является доминирующей для всех слоев разреза 7/11, на втором месте – илистая фракция. Хотя и здесь в горизонтах EA выравниваются доли фракций ила, мелкой и средней пыли. Весьма близок гранулометрический состав образцов с глубин 170 см в разрезе 6 и с глубины 200 см разреза 7/11 (горизонт Vt2), а также образцов с глубины 90 см в разрезе 6, горизонт IIIAh и 180 см в разрезе 7/11, переотложенный горизонт р(IIIAh). Горизонт с глубины 110 см разреза 6/11 оказался наиболее глинистый (>60% физической глины).

По содержанию $C_{орг}$ в разрезе 6/11 выделяются горизонты IAh, IIIAh, (0.72, 0.4% соответственно). В других гумусовых горизонтах IIIAh и IIIABt $C_{орг}$ так же несколько завышен (0.25–0.26%), тогда как в остальных горизонтах составляет от 0.11 до 0.18%. В разрезе 7/11 выделяется лишь самый верхний IAh горизонт, в котором содержание $C_{орг}$ составляет 1.26%. В этом разрезе величины $C_{орг}$ колеблются в пределах 0.43–0.53%, что довольно значительно для лёссовидных суглинков и свидетельствует о том, что педоседименты образовались в результате переотложения гумусовых горизонтов почв. В пролювиальном прослое содержание $C_{орг}$ снижается до 0.36%, но остается более высоким, чем в подстилающем иллювиальном горизонте – 0.11%.

По распределению форм железа в разрезе 6 дитионит-цитратные (по Мера-Джексона) формы превышают оксалатнорастворимые (по Тамму) (до 2 раз). В разрезе 7/11 наблюдается такая же картина за исключением горизонта Eg, где оксалатно-растворимые формы резко увеличиваются и даже преобладают над дитионит-цитратными. Содержание соединений дитионит-цитратных форм железа увеличивается во всех гумусовых горизонтах и горизонтах Vt и уменьшается в горизонтах Eg обоих разрезов. Коэффициент Швермана повышен (>0.7) в горизонте Eg разреза 6/11 и горизонте ABg разреза 7/11, в горизонтах Vt он снижается – <0.7. По содержанию Al_2O_3 , определенного в вытяжке Тамма, отмечаем некоторое его увеличение в верхней части разреза 6/11, горизонты IAh, IIIAh, а также в горизонте IIIABt. В разрезе 7/11 идет постепенное снижение содержания Al_2O_3 сверху вниз.

Микробиоморфный анализ. Результаты микробиоморфного анализа показаны в табл. 3 и 4, а также на рис. 3.

Разрез 6/11, склон. В просмотренной колонке образцов в верхней части (до глубины 90 см, включая верхнюю часть IIIAh) встречаются корродированные спикулы губок, что указывает на их перемещенный характер (не *in situ*). Самый верхний горизонт IAh выделяется наличием панцирей диатомовых водорослей и обилием разнообразных фитолитов. То есть данный слой однозначно является водным наносом. В то же время присутствие в данном слое грибных гифов и копролитов почвенной фауны указывают на протекание почвенных процессов. Вероятно, горизонт был сформирован за счет наноса, но непосредственно перед погребением в слое происходили процессы почвообразования. Фитолитный комплекс в слое сложносоставной. Отделить привнесенные частицы от оставшихся при разложении растений, выросших за почвенный период невозможно. В целом фитолитный комплекс можно охарактеризовать как луговой с незначительной примесью лесных компонентов.

Таблица 1. Морфология рышковского педолитокомплекса в разрезах 6/11 склон и 7/11 днище берегового оврага

Горизонт	Глубина, см	Мощность, см	Описание
Разрез 6/11. Береговой овраг – склон			
IAh	0–12	12	Средний суглинок, серовато-бурый, неоднородный из-за копролитов и включений угля, структура комковато-призматическая. По верхней границе многочисленные углистые остатки образуют линзы толщиной от 1 до 5 см (гор. Af). Граница волнистая, переход заметный по цвету
EA	12–28	16	Средний суглинок, светло-буро-палевый, пластинчатой структуры, рассыпчатый, грани педов покрыты белесыми силтанами, встречаются округлые агрегаты, включения угля. По верхней границе рыжие железистые прослои. Граница волнистая, переход заметный по цвету
IIAh	28–46	18	Суглинок средний, серовато-светло-бурый, ореховато-пластинчатой структуры. Пластинки распадаются на мелкие орешки, со всех сторон покрытые силтаной. Внутрипедная масса (ВПМ) гумусированная, без силтаны. Редкие глинистые кутаны, железисто-марганцовистые прослои, единичные ортштейны, включения угля. Весь горизонт насыщен ооидами, за счет них и мелких углей выглядит пятнистым. Граница слабоволнистая, переход заметный
Eg	46–80	34	Суглинок легкий, светло-серовато-белесый мелкоореховато-зернистый с таблитчатым делением, тонкопористый. Все грани педов покрыты силтанами. Скопления ортштейнов образуют линзовидные прослои. Переход резкий по цвету, структуре, гранулометрическому составу. Граница ровная, крупноволнистая. От нижней границы отходят субвертикальные прожилки, заполненные разрушенными агрегатами со скелетанами
IIIAh	80–106	26	Суглинок тяжелый, темно-коричневый, ВПМ коричневая, сложной ореховато-зернистой структуры, гумусово-глинистые кутаны по граням педов, фрагментарные силтаны лежат на кутанах, железисто-марганцовистые пленки. Характерна нечетко выраженная горизонтальная слоистость, выраженная чередованием белесых и бурых прослоев. Переход резкий, граница крупноволнистая
ABt	106–140	34	Тяжелый суглинок, темно-бурый, ВПМ неоднородная, коричневатая-бурая, сложная ореховатая структура, педы покрыты глинистыми кутанами и обильными скелетанами, единичные ортштейны и железисто-марганцовистые примазки. Переход постепенный по цвету
Bt1	140–165	25	Тяжелый суглинок, бурый, неоднородной из-за чередования желто-коричневых и темно-бурых пятен, ореховато-призматический, сохранилась слабая крупная таблитчатость. Педы покрыты железисто-глинистыми пленками. Неоднороден из-за сизых субвертикальных прожилков. По крупным вертикальным трещинам видны марганцовистые пленки поверх скелетан, которые, в свою очередь, лежат на глинистых кутанах
Bt2	165–200	35	Суглинок тяжелый, светло-бурый, крупно-ореховато-призматический. Педы покрыты железисто-глинистыми кутанами
IAh	0–10	10	Суглинок средний, бурый, рассыпчатый, структура плохо оформленная комковато-призматическая. Включения угля, местами они образуют линзы от 1 до 5 см. Переход резкий по цвету, граница ровная
EA	10–80	70	Белесовато-светло-серый (0–10 см), ниже желто-светло-серый, листоватая структура, книзу пластинчатая, начиная с 60 см крупнопластинчатая, силтаны, их количество увеличивается книзу, включения мелкодисперсного угля. Переход постепенный по цвету

Таблица 1. (Окончание)

Горизонт	Глубина, см	Мощность, см	Описание
Разрез 7/11. Береговой овраг – днище. Заполнение оврага			
IAh	80–90	10	Суглинок средний, серовато-светло-бурый, ореховато-листоватой структуры. Внутрипедная масса (ВПМ) гумусированная. Редкие глинистые кутаны, железисто-марганцовистые прослойки, единичные ортштейны, включения угля. Граница слабоволнистая, переход заметный
AЕg	90–140	50	Суглинок легкий, цвет сизовато-белесый, создается обильными силтанами, которая, начиная с 95 см, покрывает все структурные отдельные, мелкодисперсный уголь. Переход постепенный
ABg	140–170	30	Суглинок средний, сизоватый, пестрый, призматический, плотный, островные силтаны, как на субвертикальных, так и на субгоризонтальных поверхностях, кутан мало, они тонкие, бурые марганцовистые примазки, включения мелкодисперсного угля. По границе с вмещающим горизонтом Bt2, развитым вне оврага, буро-ржавые пятна и прослойки подчеркивают границу горизонта. Переход резкий по цвету, граница волнистая
p (IIIAh)	170–180	10	В подошве оврага увеличивается неоднородность материала за счет перемешанности материала деградированного гумусового горизонта IIIAh – темно-коричневого суглинка и вмещающего бурого горизонта Bt2 (разрез 6/11). Суглинок тяжелый, неоднородной окраски, чередование желто-коричневых и темно-бурых пятен, крупнопризматической структуры, островная силтана, ее меньше, чем в вышележащем горизонте, сосредоточена в основном по трещинам, много кутан и микроортштейнов диаметром 1–5 мм
Bt2	180–205	25	Суглинок тяжелый, светло-бурый, крупноореховато-призматический. Педы покрыты железисто-глинистыми кутанами

Остальную часть рассмотренного профиля можно разделить на две части – верхняя (30–90 см) и нижняя (110–150 см). Основным критерием такого деления является количественное распределение фитоцитов. В естественных почвах имеет место аккумулятивный тренд распределения фитоцитов с максимумом в верхнем горизонте и убыванием с глубиной.

На глубине 110 см (горизонт ABt) наблюдается некоторое увеличение количества фитоцитов. Не очень много, но значительно по сравнению с соседними слоями. И это позволяет предположить, что нижняя часть профиля, это эродированная более ранняя почва, которая была погребена водными наносами (спикулы губок начинают встречаться с перекрывающего этот слой горизонта 90 см). Фитоцитов мало, данные анализа статистически не значимы, но в общем виде данный комплекс характеризуется как лесной.

Верхняя часть (30–90 см) представляет собой полноразвитый почвенный профиль. Состав фитоцитного комплекса в целом луговой, но можно отметить присутствие лесных, включая хвойные, форм фитоцитов, особенно на глубине 55 см.

Разрез 7/11, днище. В исследованном разрезе спикулы губок встречаются единично лишь в отдельных слоях (25, 90, 140 см). Панцири диатомовых водорослей встречались лишь в верхних 10–25 см.

Здесь в анализируемой гумусово-аккумулятивной толще можно выделить три погребенных почвы – первая маломощная, сформированная на аллювиально-сапропелевом наносе (10 см, горизонт IAh) – при относительно большом количестве диатомовых водорослей, в слое присутствуют копролиты почвенной фауны и грибные гифы.

Вторая погребенная почва (40–70 см, горизонт EA) имеет четко выраженный аккумулятивный тренд. Слой 90 см (горизонт IAh), возможно, является аллювиальным наносом, поскольку в нем присутствует спикула губки, и общее количество фитоцитов несколько больше, чем в вышележащей толще, что не характерно для минеральных горизонтов автоморфных почв. Здесь 5% от всех фитоцитов приходится на гидрофильную флору (тростник/камыш), что дополнительно подтверждает гипотезу об аллювиальном генезисе толщи.

Таблица 2. Физико-химические свойства рышковского педолитокомплекса изученных разрезов

Глубина, см	Горизонт, слой	C _{орг} %	Fe ₂ O ₃ , %		К Шверг- мана	Al ₂ O ₃ по Тамму, %	Гранулометрический состав (мм), %							
			по Тамму	по Мера- Джексону			1.0- 0.25	0.25- 0.05	0.05- 0.01	0.01- 0.005	0.005- 0.001	<0.001	>0.01	<0.01
Разрез 6, склон														
10	IАh	0.72	0.59	1.18	0.50	0.22	0.0	2.6	49.2	10.5	14.1	23.6	51.8	48.2
30	IIАh	0.25	0.61	0.93	0.65	0.23	0.0	2.2	58.7	7.6	14.8	16.8	60.9	39.2
55	Eg	0.15	0.89	1.25	0.72	0.17	0.0	2.9	63.5	13.0	11.5	9.2	66.4	33.7
70	Eg	0.18	0.83	1.11	0.75	0.20	0.0	2.6	58.8	12.8	12.6	13.2	61.5	38.6
90	IIIАh	0.40	0.50	1.15	0.44	0.17	0.0	1.2	44.4	12.3	14.2	27.8	45.6	54.3
110	ABt	0.26	0.53	1.39	0.38	0.24	0.0	0.3	38.1	13.1	15.5	32.9	38.5	61.5
130	ABt	Не опр.	0.50	1.10	0.45	0.21	0.0	1.4	48.5	11.9	12.0	26.2	49.9	50.1
150	Bt1	0.11	0.35	1.15	0.31	0.19	0.0	1.1	52.5	10.3	10.8	25.4	53.5	46.5
170	Bt2	0.11	0.23	0.94	0.25	0.17	0.0	2.1	57.7	8.8	8.2	23.2	59.8	40.2
Разрез 7, днище														
10	IАh	1.26	0.65	1.26	0.52	0.21	0.0	0.1	51.7	11.6	14.4	22.2	51.9	48.2
25	EA	0.53	0.58	1.02	0.57	0.14	0.0	2.5	60.3	10.1	14.2	12.8	62.8	37.1
40	EA	0.52	0.50	0.86	0.58	0.12	0.0	3.8	58.1	10.7	12.3	15.1	61.9	38.1
70	EA	0.43	0.65	0.97	0.67	0.15	0.0	2.3	59.0	10.0	10.4	18.3	61.4	38.7
90	IIАh	0.53	0.67	0.11	0.63	0.16	0.0	2.8	56.2	11.3	11.6	18.2	59.0	41.1
120	AEg	0.48	0.62	0.82	0.76	0.13	0.0	2.5	60.2	11.2	11.8	14.2	62.8	37.2
140	AEg	Не опр.	0.54	0.77	0.70	0.13	0.0	2.6	58.5	12.0	10.6	16.3	61.1	38.9
160	Bg		0.63	0.97	0.65	0.12	0.0	3.7	56.7	11.2	11.6	16.8	60.4	39.6
180	p(IIАh)	0.36	0.45	1.38	0.33	0.15	0.0	0.5	46.4	13.0	12.7	27.4	46.9	53.1
200	Bt2	Не опр.	0.20	0.93	0.22	0.13	0.0	3.1	57.6	10.0	6.7	22.7	60.7	39.4

Таблица 3. Сравнительное полуколичественное содержание частиц биогенной природы

№ образца	Глубина см	Детрит	Аморфная органика	Спикулы	Диатомовые	Фитолиты	Другие частицы
Разрез 6/11, склон							
1	10	+++	+++	Ед.	+	+++	Гифы, копролиты
2	30	+++	++	Ед.	–	+++	–
3	55	++	++	Ед.	–	++	–
4	70	++	++	Ед.	–	+	–
5	90	+	++	Ед.	–	Ед.	–
6	110	+	++	–	–	+	–
7	130	+	+	–	–	Ед.	–
8	150	+	+	–	–	–	–
9	170	+	+	–	–	–	–
Разрез 7/11, днище							
10	10	+++	+++	–	+	+++	Гифы, копролиты
11	25	+++	+++	Ед.	Ед.	+++	–
12	40	+++	+++	–	–	+++	–
13	70	+++	+++	–	–	+	–
14	90	+++	+++	Ед.	–	+	–
15	120	+++	+++	–	–	+++	–
16	140	+	+++	Ед.	–	++	–
17	160	++	+++	–	–	+	–
18	180	+	+++	–	–	–	–
19	200	Ед.	+	–	–	–	–

Примечание. Плюсами показано сравнительное содержание микробиоморф: +++ много; ++ среднее; + мало; Ед. – единично; прочерк – отсутствуют.

Третья погребенная почва, в отличие от аналогичной почвы в разрезе 6–11, не эродирована. Она имеет полноразвитый профиль, значительную протяженность (120–160 см, горизонт АЕg и горизонт АВg) и абсолютно иной качественный и количественный состав фитолитов, что позволяет считать сравнительный анализ морфотипов фитолитов более достоверным. В фитолитном комплексе основную долю составляют формы, характерные для лугового разнотравья, включая частицы, типичные для растений степных ландшафтов.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В 2011 г. карьером вскрыты московско-микулинская погребенная ложбина (верховье палеобалки) и пологий прибалочный палеосклон (рис. 2а). Древнюю поверхность фиксирует рышковская палеопочва или рышковский педолитокомплекс (МИС-5е), отлично сохранившийся на склонах и днище, благодаря быстрой и надежной консервации ранневалдайским педоседиментом, образованным за счет разрушения и переотложения верхних

горизонтов этой же почвы, развитых на приводораздельных склонах и межбалочных водоразделах. Вне заполнения палеобалки межледниковая палеопочва не сохранилась.

Изменение рышковской почвы в катене по склону не отличается резкой контрастностью. Вариативность рышковских палеопочв укладывается в рамки одного генетического типа. Ее наиболее близкий аналог – дерново-подзолистая почва смешанных лесов, формировавшаяся во вторую половину межледниковья [20, 37].

Основные отличия почв, развитых в палеокатенах, связаны со степенью детальности записи эволюционного развития, обусловленной различными сочетаниями процессов почвообразования с денудационно-седиментационными процессами. Палеокатена по пологому склону северной экспозиции разнообразна по полноте строения палеопочвенных профилей, благодаря развитию дополнительных почв и слоев внутри межледникового педолитокомплекса в гумусово-аккумулятивной части профиля между горизонтами IAh и Bt1.

Таблица 4. Содержание кремниевых микробиоморф (шт./%) и распределение отдельных групп фитолитов (%)

№ образца	Горизонт, глубина, см	Всего	Спикулы	Диатомовые	Фито-литы	1*	2	3	4	5	6	7	8
Разрез 6/11, борт													
1	IAh, 10	1155/100	3/**	8/1	1144/99	65	8	6	16	3	1	1	—
2	IIAh, 30	130/100	2/2	—	128/98	57	9	7	17	—	3	1	6
3	E, 55	81/100	3/3	—	78/97	48	9	12	17	1	—	—	13
4	Eg, 70	10/100	1/10	—	9/90	56	—	11	33	—	—	—	—
5	IIIAh, 90	2/100	1/50	—	1/50	100	—	—	—	—	—	—	—
6	AB, 110	6/100	—	—	6/100	50	17	34	—	—	—	—	—
7	AB, 130	1/100	—	—	1/100	50	—	—	—	—	—	—	—
Разрез 7/11, днище													
10	Ah, 10	314/100	—	6/2	308/98	61	3	3	27	5	1	—	—
11	EA, 25	312/100	2/1	2/1	308/98	56	14	1	24	5	—	—	—
12	EA, 40	165/100	—	—	165/100	55	8	2	27	5	—	—	—
13	EA, 70	36/100	—	—	36/100	91	3	—	3	3	—	—	—
14	IIAh, 90	40/100	1/3	—	39/97	73	3	8	8	3	5	—	—
15	Eg, 120	163/100	—	—	163/100	62	5	5	24	3	1	—	—
16	Eg, 140	62/100	1/2	—	61/98	70	5	3	19	3	—	—	—
17	Bg, 160	12/100	—	—	12/100	75	25	—	—	—	—	—	—

* Содержание частиц менее 1%.

Примечание. Цифрами указаны следующие фитолитные комплексы: 1 – разнотравье (ELO_ENT), 2 – хвойные (BLO_RES; BLO_VEL), 3 – лесные злаки (ACU_BUL_1); 4 – луговые злаки (ACU_BUL_2; BIL; ELO_SIN; POL); 5 – степные злаки (сухих лугов) (RON_CON; RON_TRZ); 6 – тростник/камыш (bul_fla); 7 – мох (Sph_psi); 8 – не диагностируемые обломки.

Сложное сочетание почво- и рельефообразующих процессов нашло отражение в физико-химических свойствах и результатах микробиоморфного анализа рышковского педолитокомплекса в ее верхней гумусово-аккумулятивной и гумусово-элювиальной части.

В нижней части палеосклона (разрез 6/11) рышковский педолитокомплекс представлен тремя почвами с наложенными или частично совмещенными профилями. Профиль нижней почвы – IIIAh–ABt–Bt1–Bt2. По физико-химическим свойствам профиль характеризуется наиболее тяжелым гранулометрическим составом (легкая глина, в горизонте ABt – средняя), увеличением содержания $C_{орг}$ в горизонте IIIAh и понижением его в горизонте ABt, сравнительно высоким содержанием окристаллизованных форм железа (дитионит-цитратных) во всех трех горизонтах с максимумом в ABt, снижением коэффициента Швертмана, а также максимальным содержанием оксалатно-растворимого Al_2O_3 в горизонте ABt, что согласуется с наибольшим содержанием здесь физической глины.

И хотя верхняя часть нижней почвы (гор. IIIAh) подвергалась эрозионно-аккумулятивным

процессам, профиль с ведущими диагностическими признаками хорошо сохранился, что позволяет определить палеопочву, как серую лесную, формировавшуюся длительное время под широколиственными лесами.

Благоприятные условия первой половины межледниковья сменились ухудшением климата, спровоцировавшим эрозионные процессы в бассейне и особенно ярко проявившимися на склоне. В результате часть профиля была уничтожена, но в этой геоморфологической позиции накопился делювиальный нанос мощностью 50–60 см, послуживший материнской породой для средней почвы.

Во вторую педогенную фазу происходила деградация нижней почвы и превращение части ее профиля в иллювиальный горизонт средней почвы. И хотя в верхней части средняя почва по данным микробиоморфного анализа определяется как луговая, ее профиль IIIAh–E свидетельствует о процессе выноса илистых частиц и накопления их в нижележащих горизонтах, что позволяет определить ее как дерново-подзолистую, формировавшуюся в условиях смешанных лесов [20].

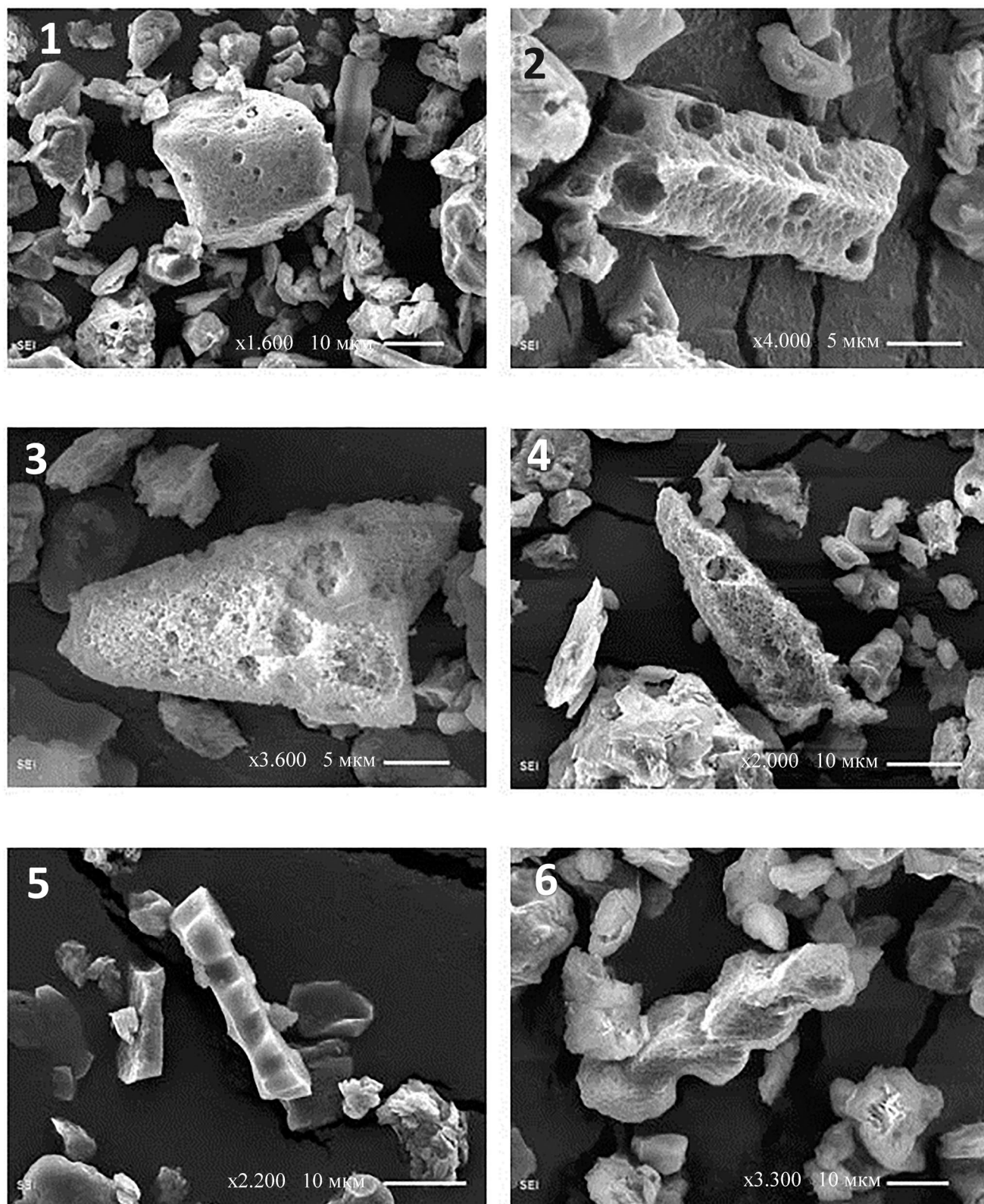


Рис. 3. Фитолиты в разрезе 7/11, глубина 120 см: 1 – тростник; 2 – хвойное; 3, 4 – лесные злаки; 5, 6 – луговые злаки.

Новое ухудшение климатических условий вызвало захоронение средней почвы под делювиальным наносом мощностью около 20 см, на котором формировалась луговая почва с признаками лесного почвообразования.

Микробиоморфный анализ профиля разреза 6/11 позволяет выделить три независимых почвы, разной степени сохранности и длительности функционирования. Верхняя часть самой древней почвы подвергалась воздействию водной эрозии, и полноценно сохранилась средняя часть профиля. Профиль средней почвы развит, хорошо сохранился, что позволяет говорить о довольно длительном периоде почвообразования. Самая верхняя почва является самой молодой – фиксируются лишь начальные стадии почвообразования на делювиальном наносе.

Анализ строения и заполнения берегового оврага на склоне палеоложбины дополняет историю развития ландшафтов в микулинское межледниковье. Он был образован после формирования нижней палеопочвы, так как пререзает все ее горизонты до горизонта Bt2. В днище оврага (разрез 7/11) залегает смешанный материал гумусового и глинисто-иллювиального горизонтов этой почвы, сложенный пролювиальными процессами при заложении оврага. Этот материал не содержит включения элювиального горизонта E, что косвенно подтверждает существование в бассейне в первую педогенную фазу серых лесных, возможно, темно-серых, а не дерново-подзолистых почв.

На основании изучения строения и заполнения берегового оврага (разрез 7/11) реконструируются следующие педогенные и морфолитогенные стадии в развитии рышковского педолитокомплекса в микулинском межледниковье:

1) первая почвенная стадия та же, что и на склоне северной экспозиции – образование нижней почвы с профилем IIIAh–ABt–Bt1–Bt2. Эта почва явилась вмещающей толщей для новой эрозионной формы рельефа – берегового оврага. В разрезе днища оврага сохранился только нижний горизонт этой почвы.

2) первая морфолитогенная стадия – заложение оврага и накопление в днище пролювиального наноса – p (IIIAh) – смешанного материала гумусовых и иллювиальных горизонтов нижней почвы, снесенного со склонов в первое внутримежледниковое похолодание;

3) вторая педогенная стадия – луговое почвообразование. На бортах оврага развита почва, сходная с почвой первой стадии, но меньшей мощности, чем вне оврага;

4) вторая морфолитогенная стадия – заполнение оврага балочными аллювиальными и делювиальными процессами. В результате в его днище накоплен нанос мощностью 80–90 см, образованный

за счет смыва поверхностных горизонтов Ah, Ae и E склоновых почв.

5) третья почвенная стадия – формирование профиля средней луговой палеопочвы с профилем IIIAh–AEg–ABg в днище оврага.

По содержанию $C_{орг}$ горизонты IIIAh профилей почв и в днище (разрез 7/11) и на склоне (6/11) выделяются повышенными величинами, что свидетельствует об образовании их из материала гумусовых горизонтов почв, эродированных, ранее развитых на более высоких геоморфологических позициях. По формам железа профиль в днище характеризуется заметным увеличением аморфных форм (оксалатно-растворимых), что приводит к максимальным величинам коэффициента Швертмана, указывающего на повышенный гидроморфизм этой почвы. В горизонте AEg наблюдается сближение величин аморфного и окристаллизованного железа, что приводит к максимальному значению коэффициента Швертмана в этом горизонте, по сравнению со всеми другими почвенными горизонтами на склоне. Величины оксалатнорастворимого Al_2O_3 согласуются с данными гранулометрического состава. Эту почву можно определить, как луговую, не полноразвитую, формировавшуюся в условиях периодического поверхностного переувлажнения.

По данным микробиоморфного анализа средняя палеопочва выделяется *in situ* меньшей мощности, так как верхняя часть профиля была подвержена латеральному переносу и определяется как нанос.

6) третья морфолитогенная стадия – эрозия и аккумуляция материала гумусовых и элювиальных горизонтов, снесенных с верхних частей склонов. Над днищем накопилось 60–70 см гумусированного делювиально-аллювиального суглинка (горизонт EA). В этой толще по данным микробиоморфного анализа, возможно, начала формироваться дополнительная синлитогенная почва. Накопление мелкозема продолжилось по всей нижней части палеосклона. В днище оврага накопилось 20–30 см, полностью выровнив поверхность;

7) четвертая почвенная стадия – формирование верхней луговой почвы с элементами текстурной дифференциации (слаборазвитой дерново-подзолистой). Над заполненным днищем оврага эта почва представлена горизонтом IAh–E, на склоне – IAh–EA. Гранулометрический состав – среднесуглинистый, признаков оглеения по формам железа не отмечено.

8) четвертая морфолитогенная стадия – стрессовая перестройка палеоэкологической обстановки перед погребением рышковского педолитокомплекса: следы сильного лесного пожара (горизонт Af) вследствие частых и продолжительных

засух в конце межледниковья; последующая эрозия почв в результате обильных после пожарных ливней.

Распределение фитолитов в почвах склона и днища существенно различается между собой особенно по отношению к самой ранней из почв. Эти различия касаются как качественного, так и количественного распределения частиц и однозначно связаны с эрозионными склоновыми и аккумулятивными процессами на дне погребенного оврага. Очевидно, что фитолитный комплекс днища оврага (разрез 7/11) более информативен (он фиксирует дополнительную педолитогенную стадию), поскольку он большей мощности и отражает состав как локального растительного покрова (*in situ*), так и микроостатки растений, произраставших на склонах.

Фитолитный комплекс первой почвы характеризуется как луговой, с элементами степного и лесного фитоценозов. Растительный покров для средней почвы близок к таковому для верхней почвы — преимущественно луговой с элементами степной и лесной флоры. В профиле третьей погребенной почвы наблюдается четкая смена растительного покрова от лесного хвойного на начальных стадиях функционирования к практически чисто луговому с небольшой долей степных форм на заключительных стадиях. Состав фитолитного комплекса в самом нижнем горизонте разреза 7/11 близок к таковому для толщи 110 см, в разрезе 6/11 — такой же лесной. Это позволяет говорить о том, что данные слои формировались в единых природно-климатических условиях, а также предположить, что процессами эрозии (разрез 6/11) было уничтожено не менее 30–40 см.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В палеокатене по склону северной экспозиции и в днище берегового оврага, отражена детальная смена этапов развития локальных ландшафтов: три на склоне и четыре в днище оврага почвообразовательные стадии, разделенные эрозионно-аккумулятивными стадиями, и завершающая, наиболее интенсивная — четвертая стадия. Педогенные фазы отражают наиболее благоприятные ландшафтно-климатические условия, в то время как морфолитогенные — экстремальные для почвообразования, связанные с внутримежледниковыми похолоданиями. Выявленная цикличность связана с изменчивостью климата в микулинское межледниковье, которая также была реконструирована по другим биостратиграфическим индикаторам: изменению состава фитолитов и спорово-пыльцевых спектров по профилю рышковского педолитокомплекса [19].

Полученные палеоклиматические и биоценотические результаты хорошо согласуются

с опубликованными ранее [29] — относительно сухие и теплые условия с лугово-степным разнотравьем начальных стадий функционирования территории сменились похолоданием и усилением общей увлажненности, сопровождавшейся интенсивной линейной эрозией. Эрозионные процессы уничтожили верхние 30–40 см почв, сформированных на склонах балки, сохранив при этом (за счет мощных наносов) информационный блок на днище балки. Как и в предыдущем исследовании, авторами настоящей статьи выявлено чередование природно-климатических условий на всем протяжении заполнения балки и независимо подтверждено, что на заключительном этапе педоседименты формировались в условиях холодного и влажного климата.

Сравнительные морфогенетический и физико-химические анализы, дополненные характеристиками фитолитных комплексов погребенных почв на склонах и в днищах оврага или палеобалки (ранее полученные выводы) убедительно показали более высокую информативность профилей почв, развитых на подчиненных элементах рельефа по сравнению с плакорными, где за счет эрозионных сносов возможно частичное или полное уничтожение информационных компонентов.

Проведенные исследования дополнили базу данных о природно-климатических и ландшафтных условиях прошлого межледниковья. Впервые на основе изучения педоседиментационных архивов подробно реконструированы изменения климата и ландшафтов в течение последнего завершеного межледниковья (МИС-5е). Они сопоставимы с палеоклиматическими кривыми, полученными на основе изучения детальных ледовых и океанических архивов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Статья написана в рамках выполнения плановых тем госзадания, № АААА-А19-119022190169-59 (FMWS-2024-0010) (С.А. Сычева, П.Р. Пушкина, А.А. Гольева) и 0191-2022-0008 (О.С. Хохлова).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
2. Величко А.А., Като Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н. Особенности строения плейстоценовой лессово-почвенной формации юга Русской равнины по

- материалам Восточного Приазовья // Доклады АН. 2009. Т. 428. № 6. С. 815–819.
3. *Величко А.А., Морозова Т.Д.* Микулинская почва, ее особенности и стратиграфическое значение // Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 100–146.
 4. *Воробьева Л.А.* Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
 5. *Глушанкова Н.И.* Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск: Маджента, 2008. 348 с.
 6. *Гольева А.А.* Микробиоморфные комплексы природных и антропогенных ландшафтов. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 238 с.
 7. *Гугалинская Л.А.* Почвообразование и криогенез центра Русской равнины в позднем плейстоцене. Пушино, 1982. 204 с.
 8. *Дайнеко Е.К.* Структура почвенного покрова Центрально-Черноземного заповедника имени В.В. Алехина и его окрестностей // Химия, генезис и картография почв. М.: Наука, 1968. С. 165–174.
 9. *Добродеев О.П.* Почвенный покров Русской равнины в эпоху московско-валдайского межледниковья // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1975. № 44. С. 12–18.
 10. *Зайдельман Ф.Р.* Эколого-мелиоративное почвоведение гумидных ландшафтов. М.: Агропромиздат, 1991. 320 с.
 11. *Зыкина В.С., Зыкин В.С.* Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: ГЕО, 2012. 477 с.
 12. *Лаухин С.А.* Палеоклиматические события плейстоцена в Западной и Средней Сибири в течение МИС-5 // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 2. С. 49–57.
 13. *Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
 14. *Рябогина Н.Е., Южанина Э.Д., Иванов С.Н., Гольева А.А.* Микробиомаркеры природного окружения и внутреннего обустройства жилищ неолита и энеолита (поселения Мергень 6 и 7) // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2021. № 4 (55). С. 5–16.
<https://doi.org/10.20874/2071-0437-2021-55-4-1>
 15. *Скоморохов А.И.* Структура чехла субэаральных отложений внеледниковой зоны (на примере бассейна Сейма) // Пограничные горизонты неогена и антропогена КМА и Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1982. С. 101–107.
 16. *Сычева С.А.* Эволюция балочной системы в климатическом цикле “оледенение-межледниковье-оледенение” // Геоморфология. 1997. № 2. С. 100–111.
 17. *Сычева С.А.* Эволюция позднеплейстоценовых катен Среднерусской возвышенности в полном климатическом ритме “оледенение-межледниковье” // Почвоведение. 1994. № 10. С. 30–40.
 18. *Сычева С.А.* Эволюция представлений о возрасте, продолжительности и стадийности развития почвы микулинского межледниковья // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода, 2018. № 76. С. 99–109.
 19. *Сычева С.А., Гунова В.С.* Результаты изучения позднеплейстоценового лёссово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе Среднерусской возвышенности // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2004. № 65. С. 86–101.
 20. *Сычева С.А., Седов С.Н., Бронникова М.А., Таргульян В.О., Соллейро-Реболledo Э.* Генезис, эволюция и катастрофическое захоронение рышковской палеопочвы микулинского межледниковья (МИС-5e) // Почвоведение. 2017. № 9. С. 1027–1046.
<https://doi.org/10.7868/S00332180X17090076>
 21. *Фотиев С.М.* Криохроны и термохроны Сибири за последние 5 миллионов лет (палеогеокриологическая интерпретация результатов исследования донных осадков озера Байкал) // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 1. С. 13–27.
 22. *Хохлова О.С., Макеев А.О., Энгватова А.В., Кузнецова Е.А., Гольева А.А.* Палеоэкология и хозяйственная деятельность человека на основе изучения культурных слоев и палеопочвы Тульского кремля // КСИА. 2022. Т. 268. С. 357–378.
<https://doi.org/10.25681/IARAS.0130-2620.268.357-377>
 23. *Цацкин А.И.* Опыт изучения древних структур почвенного покрова на примере верхнеплейстоценовых почв юго-запада Русской равнины // Известия АН СССР. Сер. Геогр. 1979. № 6. С. 89–97.
 24. *Чендев Ю.Г.* Эволюция лесостепных почв Среднерусской возвышенности в голоцене. М.: ГЕОС, 2008. 212 с.
 25. *Adamekova K., Lisa L., Neruda P., Petřík J., Doláková N., Novak J., Volanek J.* Pedosedimentary record of MIS 5 as an interplay of climatic trends and local conditions: Multi-proxy evidence from the Palaeolithic site of Moravský Krumlov IV (Moravia, Czech Republic) // Catena. 2021. V. 200. P. 105174.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105174>
 26. *Antoine P., Rousseau D.-D., Degeai J.-P., Moine O., Lagroix F., Kreutzer S., Fuchs M. et al.* High-resolution record of the environmental response to climatic variations during the Last Interglacial-Glacial cycle in Central Europe: The loess-palaeosol sequence of Dolní Věstonice (Czech Republic) // Quater. Sci. Rev. 2013. V. 67. P. 17–38.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.014>

27. *Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S. et al.* Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record // *Nature*. 1993. V. 364. P. 218–220.
<https://doi.org/10.1038/364218a0>
28. *Gerasimenko N.P.* Upper Pleistocene loess-palaesol and vegetational successions in the Middle Dnieper Area, Ukraine // *Quater. Int.* 2006. V. 149. P. 55–66.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.11.018>
29. *Golyeva A.A., Sycheva S.A.* Soils, plants and climate of the eemian interglacial local landscapes of the Russian plain on base of biogenic silica analysis // *Eurasian Soil Science*. 2010. V. 43. № 13. P. 1569–1573.
30. GRIP Members. Climate instability the last interglacial period in the GRIP ice core // *Nature*. 1993. V. 364. P. 203–207.
<https://doi.org/10.1134/S1064229310130156>
31. *Haesaerts P., Mestdagh H.* Pedosedimentary evolution of last interglacial and early glacial sequence in the European loess belt from Belgium to central Russia // *Netherlands J. Geosci.* 2000. V. 79 (2/3). P. 313–324.
<https://doi.org/10.1017/S001677460002179X>
32. *Kukla G.J., Bender M.L., de Beaulieu J.-L., Bond G., Broecker W.S., Cleveringa P., Gavin J.E. et al.* Last interglacial climates // *Quater. Research*. 2002. V. 58. P. 2–13.
<https://doi.org/10.1006/qres.2001.2316>
33. *Neumann K., Strömberg C.A.E., Bal T., Albert R.M., Vrydaghs L., Cummings L.S.* International Code for Phytolith Nomenclature (ICPN) 2.0 // *Annals of Botany*. 2019. V. 124. P. 189–199.
<https://doi.org/10.1093/aob/mcz064>
34. *Paeppe R., Mariolakos L., Van Over loop E., Keppens E.* Last interglacial-glacial north-south geosol traverse (from stratotypes in the North Sea basin and in the Eastern Mediterranean) // *Quater. Intl.* 1990. V. 5. P. 57–70.
[https://doi.org/10.1016/1040-6182\(90\)90025-Y](https://doi.org/10.1016/1040-6182(90)90025-Y)
35. *Pető Á.* Burial mounds: detecting ancient surfaces. The method of (semi)quantitative phytolith and biomorph analysis // *Archeologia e Calcolatori*. 2010. 21. P. 315–324.
36. *Sycheva S., Frechen M., Terhorst B., Sedov S., Khokhlova O.* Pedostratigraphy and chronology of the Late Pleistocene for the extra glacial area in the Central Russian Upland (reference section Aleksandrov quarry) // *Catena*. 2020. V. 194. P. 104689.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104689>
37. *Sycheva S., Sedov S.* Paleopedogenesis during the Mikulino interglacial (MIS 5e) in the East-European plain: buried toposequence of the key-section “Alexandrov quarry” // *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 2012. V. 64. N 2. P. 189–197.
<https://doi.org/10.18268/BSGM2012v64n2a4>
38. *Terhorst B., Appel E., Werner A.* Palaeopedology and magnetic susceptibility of loess-palaesol sequence in southwest Germany // *Quater. Int.* 2001. V. 76–77. P. 231–240.
[https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00105-1](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00105-1)
39. *Vandenhoute P., Frechen M., Buylaert J.P., Vandenhoute D., Decorte F.* The Last Interglacial palaesol in Belgium loess belt TL age record // *Quater. Sci. Rev.* 2003. V. 22. P. 985–990.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00023-4](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00023-4)

Stage Development of the Ryshkovo Pedolithocomplex (127–117 Ka) as a Change of Favorable and Extremal Conditions in the Complete Interglacial-Glacial Cycle

S. A. Sycheva^{1, *}, P. R. Pushkina¹, A. A. Golyeva¹, O. S. Khokhlova², T. M. Gorbacheva³, and I. V. Kovda⁴

¹ *Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

² *Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

³ *National Research University Higher School of Economics, Moscow, 109028 Russia*

⁴ *Dokuchaev Soil Institute, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: sychevasa@mail.ru

In 2011, the Ryshkovo pedolithocomplex of the Mikulino Interglacial (MIS-5e), consisting of three or four soil profiles separated by humus pedosediments, was studied in the Alexandrov quarry (Kursk, Russia). The lower soil is eroded gray, the two middle ones are meadow soils at the bottom of the coastal ravine, the middle one on the paleoslope is soddy-podzolic, and the upper poorly developed soils with elements of forest soil formation. Morphological, physicochemical, and microbiomorphic study of the pedolithic complex on the slope and in the bottom of the buried coastal ravine filled with

colluvial and alluvial-colluvial deposits made it possible to reconstruct at least three or four pedogenic and four morpholithogenic stages in MIS-5e, which significantly detailed the event history of the interglacial. In the profile of the Ryshkovo pedolithocomplex, a buried humus horizon of the lower gray soil is well expressed, reflecting the warmer climatic conditions of the first half of the last completed interglacial compared to the second half. Soil formation in trans-accumulative landscapes was repeatedly interrupted by erosion-accumulative processes, which reflects the instability (rhythmicity) of the climatic situation during the Mikulino (Eem) interglacial and correlates well with other detailed records of geological archives.

Keywords: paleosol, slope, ravine, MIS-5e interglacial, phytoliths, stages of development, Aleksandrov quarry

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ВАРЬИРОВАНИЕ МИКРОБНОЙ БИОМАССЫ В СОВРЕМЕННЫХ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВАХ СТЕПНОЙ ЗОНЫ

© 2024 г. Т. Э. Хомутова^а, Е. В. Чернышева^{а, *}, Н. Н. Каширская^а, К. С. Дущанова^а,
А. А. Петросян^а, М. В. Ельцов^а, А. В. Борисов^а

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, 142290 Россия

*e-mail: e.chernyysheva@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.06.2023 г.

После доработки 09.09.2023 г.

Принята к публикации 10.09.2023 г.

Проведено обобщение всех полученных авторским коллективом к настоящему времени результатов исследований микробной биомассы в погребенных почвах археологических памятников и современных фоновых почвах. В географическом плане объекты исследования охватывают юго-восток Русской равнины, Прикаспийскую низменность, Западный Кавказ и Крым. Накоплен представительный объем данных о хроно-географических закономерностях изменений микробной биомассы в черноземах (Chernozem mollic), каштановых почвах (Kastanozems haplic), светло-каштановых почвах (Cambisols salic) и солонцах (Solonetz humic). Хронологические рамки: эпоха энеолита—Новое время (5700—300 лет назад). Биомассу почвенных микробных сообществ оценивали по содержанию фосфолипидов в почве. Показано, что микробная биомасса в погребенных почвах не определяется типом почвы и временем пребывания почвы в погребенном состоянии. Среднее значение содержания фосфолипидов в погребенных почвах в 2 раза ниже, чем в современных, но корреляции микробной биомассы со временем пребывания почвы в погребенном состоянии не выявлено. В большей степени содержание фосфолипидов в погребенных почвах зависело от содержания ила, при содержании которого <10% значения микробной биомассы были минимальными. Геоморфологическая позиция — значимый фактор, влияющий на величину микробной биомассы. Максимальные значения микробной биомассы характерны для почв локальных водоразделов и склонов северной экспозиции. В солонцах отмечена обратная корреляция микробной биомассы и мощности горизонта SEL. В культурных слоях древних поселений микробная биомасса превышает значения современных почв и зависит от особенностей хозяйственного использования территории и объемов поступающих субстратов антропогенной природы.

Ключевые слова: микробные сообщества, фосфолипиды, сухая степь, археологическое почвоведение

DOI: 10.31857/S0032180X24010108, **EDN:** ZLADNT

ВВЕДЕНИЕ

В России в последние годы активно развивается исследование палеопочв археологических памятников [1–9, 14, 18, 19, 25, 26, 32, 37, 41, 45]. В первую очередь это касается степной зоны, где в огромном количестве встречаются курганы разных эпох. Традиция насыпать почвенно-грунтовый холм над погребением возникла у степных племен более 6000 л.н. в эпоху энеолита, сохранялась у населения эпохи бронзы (2-я половина IV–II тыс. до н.э.), раннежелезного века (I тыс. до н.э. — IV в.н.э.), и средневековья (V–начало XV вв.н.э.). Существующие археологические

и радиоуглеродный методы датировки позволяют определить время сооружения того или иного памятника с точностью в несколько десятков лет. Это обеспечивает получение детального экспериментального материала для реконструкции истории развития почв и природной среды.

На основе изучения подкурганых педохронологических установлены основные закономерности развития почв сухих и пустынных степей дренированных ландшафтов юго-востока Русской равнины в эпохи позднего энеолита и бронзы (6000–3000 л.н.) [41].

Известно, что палеопочвы являются естественными хранилищами биоразнообразия, где

микроорганизмы могут сохраняться в жизнеспособном состоянии в течение десятков тысяч лет [15]. Исследования микробиологической компоненты погребенных почв начались более 20 лет назад [10–13, 42]. Тогда впервые было показано, что в подкурганых погребенных почвах до настоящего времени сохраняются микробные сообщества, существовавшие во время сооружения археологических памятников, что подтверждено данными определения возраста микробной фракции с использованием метода ^{14}C атомной масс-спектрометрии [42].

Рядом исследователей начато изучение почвенной микробной ДНК, определяется таксономическая структура микробных сообществ разновозрастных плейстоценовых и голоценовых палеопочв [33, 34, 49, 51]. Показано, что микробные сообщества в палеопочвах разного типа и возраста соответствуют условиям своего формирования, что дает основание использовать их в качестве стратиграфических маркеров и индикаторов палеоклиматических условий [27].

К настоящему времени проведены палеопочвенно-микробиологические исследования более 100 археологических памятников (курганов и поселений) эпох энеолита, бронзы, раннего железного века и средневековья в пределах лесостепной, степной, полупустынной зон центра и юго-востока Русской равнины, Прикаспийской низменности, Западного Кавказа и Крымского полуострова. В связи с высоким содержанием карбонатов в большинстве изученных почв оценку биомассы почвенных микробных сообществ проводили по содержанию фосфолипидов, которые являются обязательным компонентом клеточных мембран живых микроорганизмов [30, 44]. Доказательством того, что эти соединения относятся только к живым микробным клеткам, является их высокая скорость разложения в почве [56, 57]. Предполагается, что большая часть интактных полярных липидов в органическом веществе почвы (45–80%) принадлежит бактериальному сообществу [43].

К настоящему времени накоплен весьма представительный объем данных о хроно-географических закономерностях изменения микробной биомассы в черноземах (*Chernozem mollic*), каштановых почвах (*Kastanozems haplic*), светло-каштановых почвах (*Cambisols salic*) и солонцов (*Solonetz Humic*).

Сложность оценок микробной биомассы связана с ее значительными колебаниями в зависимости от сезона [38]. Однако в пространственном распределении почвенной микробной биомассы в пределах земного шара прослеживаются определенные закономерности. Глобальное распределение микробной биомассы соответствует распределению содержания углерода и азота в почве [54].

Большое влияние на содержание микробной биомассы, входящей в состав углеродного пула почвы, оказывает содержание илистых и глинистых частиц [40, 52, 53]. Показано, что величина микробной биомассы в большей степени зависит от гранулометрического состава почвы и содержания органического углерода, тогда как на микробное дыхание почв наибольшее влияние оказывает реакция почвенной среды и обеспеченность питательными элементами [20]. Было установлено значительное отрицательное влияние засоленности почвы на содержание углерода микробной биомассы, выраженное в отрицательной экспоненциальной зависимости между этими показателями [55]. Исследования влияния реакции среды почв на микробную биомассу выявили наибольшие ее величины при значениях pH выше 7. Отмечены статистически значимые взаимосвязи между pH почвы и микробной биомассой [50]. Показана достоверная связь изменений температуры и влажности с содержанием углерода микробной биомассы в почвах. Влияние влажности проявлялось через изменение активности растений и обеспеченности микроорганизмов биогенными элементами [31].

Как правило, такой показатель, как микробная биомасса использовался в качестве дополнительного инструмента для реконструкции природных условий прошлого. Выявлено, что значительная биомасса микроорганизмов и их высокая доля в органическом углероде почвы дают основания говорить о возрастающем поступлении в почву растительной массы [11]. Известно, что в засушливых областях, к каковой относится большая часть рассматриваемого региона, увеличение растительной массы, прежде всего, обусловлено увеличением количества атмосферных осадков. Усиление аридизации климата приводит к угнетению фитоценозов, сокращению поступления в почву растительных остатков и снижению микробной биомассы и ее доли в органическом углероде почвы.

Настоящая статья представляет собой обзор авторских публикаций и посвящена обобщению всех полученных к настоящему времени результатов изучения микробной биомассы погребенных почв и масштабов ее варьирования в зависимости от физико-химических свойств почв, ландшафтно-геоморфологических условий и антропогенной деятельности.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Представлены результаты исследования серии погребенных почв археологических памятников (курганов и поселений), расположенных в различных природных областях (рис. 1). Объекты настоящей работы подобраны таким образом, чтобы охватить широкое разнообразие

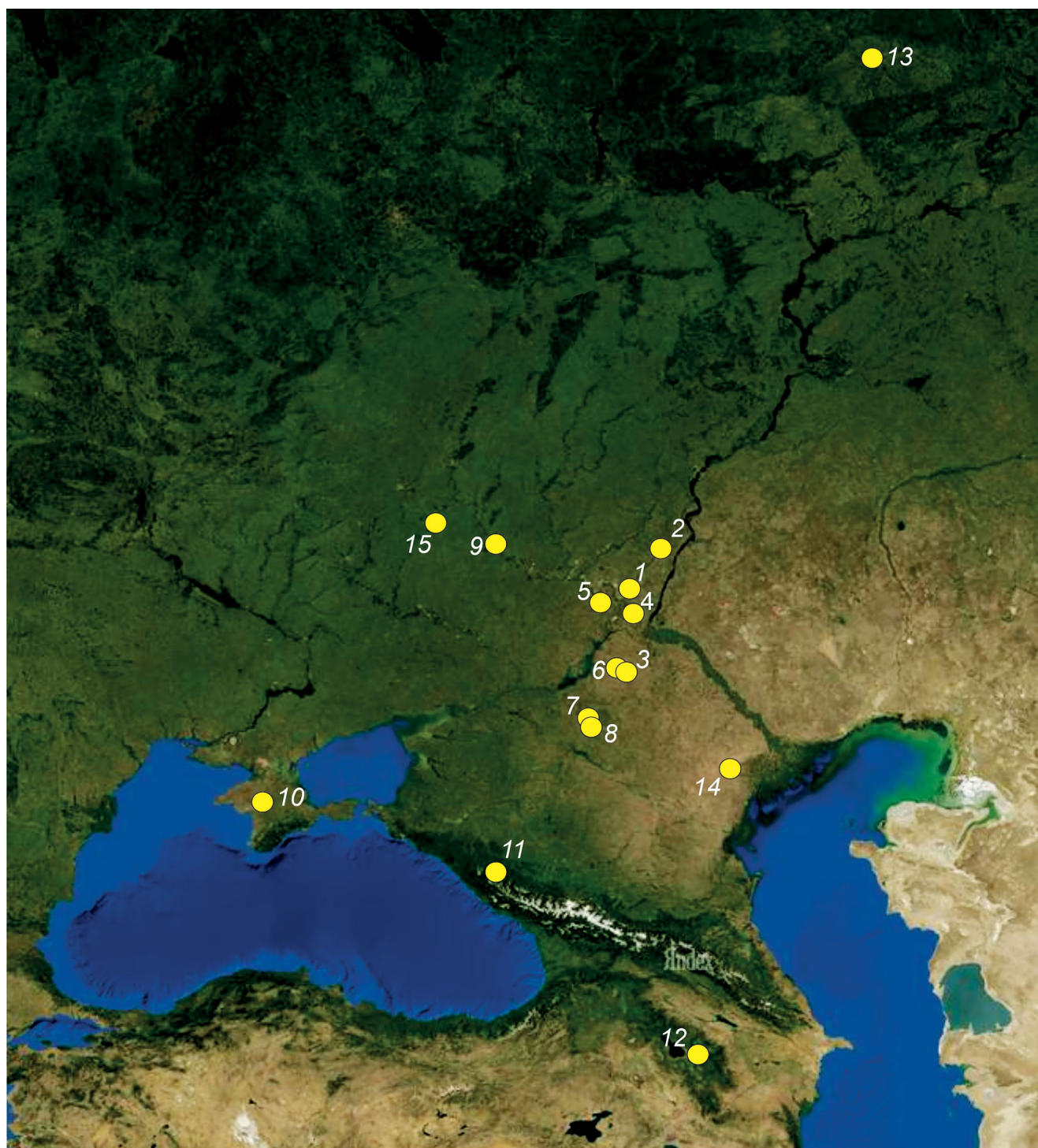


Рис. 1. Расположение объектов исследования: 1 – курганный могильник Авиловский, 2 – курганный могильник Саломатино, 3 – курганный могильник Аксай, 4 – Царицинская оборонительная линия (Вал Анны Иоановны), 5 – курганный могильник Перекопка, 6 – курганный могильник Перегрузное, 7 – курганный могильник Песчаный, 8 – курганный могильник Темрта, 9 – курганный могильник Филоновский, 10 – курганный могильник Мазанка, 11 – поселение Мешоко, 12 – поселение Сотк, 13 – поселение Уччакар, 14 – ключевой участок Бугры Бэра, 15 – ключевой участок Ямская степь.

природно-климатический условий, не выходя за рамки степной зоны¹. Полученные данные по микробной биомассе погребенных почв было необходимо сравнить с аналогичными для современных почв. Для этого в пределах указанных объектов проводили исследования фоновых почв, расположенных в однотипных геоморфологических и литологических позициях. Свойства почв ключевых участков, представленных в настоящей работе, опубликованы ранее, поэтому ограничимся краткой информацией о них.

1. Курганный могильник Авиловский. Курганы ямной культуры (5200 л.н.), катакомбной культуры (4800 л.н.), среднесарматской культуры (1900 л.н.) и Средневековья (700–750 л.н.). Координаты: 47.981728 N, 44.049085 E. Волгоградская область, Котовский район. Среднегодовое количество осадков 400 мм. Настоящие степи. Каштановые почвы [23, 46].

2. Курганный могильник Соломатино. Курганы срубной культуры (3500–3700 л.н.), сарматской культуры (1800 л.н.) и Средневековья (700–750 л.н.). Координаты: 50.018005 N, 44.851149 E. Волгоградская область, Камышинский район. Среднегодовое количество осадков 400 мм. Настоящие степи. Каштановые почвы [9].

3. Курганный могильник Аксай. Курганы катакомбной культуры (4300–4500 л.н.) и сарматской культуры (1900 л.н.). Координаты: 50.018005 N, 44.851149 E. Волгоградская область, Октябрьский район. Среднегодовое количество осадков 400 мм. Настоящие степи. Каштановые почвы [21].

4. Царицынская оборонительная линия (Вал Анны Иоанновны). Вал заложен в 1718 г. Координаты: 49.016764 N, 44.232292 E. Волгоградская область, Городищенский район. Среднегодовое количество осадков 400 мм. Настоящие степи. Каштановые почвы [13].

5. Курганный могильник Перекопка. Курганы катакомбной культуры (4700–4600 л.н. и срубной культуры (3700–3500 л.н.). Координаты: 47.981728 N, 44.049085 E; 49.406392 N, 43.339383 E. Волгоградская область, Клетский район. Среднегодовое количество осадков 350–400 мм. Настоящие степи. Каштановые почвы [10].

6. Курганный могильник Перегрузное. Курганы среднесарматской культуры (1900 л.н.). Координаты: 47.899772 N, 43.988956 E. Волгоградская область, Октябрьский район. Среднегодовое количество осадков 350 мм. Пустынные степи. Каштановые почвы [24, 47].

7. Курганный могильник Темрта. Курганы катакомбной культуры. 4600–4800 л.н. Координаты: 46.457935 N, 43.374516 E. Ростовская область, Ремонтненский район. Пустынная степь. Среднегодовое количество осадков 350 мм. Каштановые почвы [29, 48].

8. Курганный могильник Песчаный. Курганы эпохи энеолита (5200–5400 л.н.), катакомбной культуры (4600–4800 л.н.), Средневековья (700–750 л.н.). Координаты: 46.560470 N, 43.657674 E. Ростовская область, Ремонтненский район. Пустынная степь. Среднегодовое количество осадков 350 мм. Каштановые почвы [10].

9. Курганный могильник Филоновский. Курган долинской культуры. 4200–4000 л.н. Координаты: 45.003914 N, 34.255349 E; 49.935512 N, 40.559088 E. Воронежская область, Богучарский район. Разнотравная степь. Среднегодовое количество осадков 500 мм. Черноземы сегрегационные [3].

10. Курганный могильник Мазанка. Курганы катакомбной культуры 4600–4800 л.н. Координаты: 45.003914 N, 34.255349 E. Республика Крым, Симферопольский район. Ковыльная степь. Среднегодовое количество осадков 400 мм. Темногумусовые почвы.

11. Поселение Мешоко. 5700–5500 л.н. Майкопская культура. Координаты: 44.296028 N, 40.183475 E. Республика Адыгея, Майкопский район. Широколиственные леса. Среднегодовое количество осадков 750 мм. Темногумусовые почвы [36].

12. Поселение Сотк-2. 5200–4500–3000 л.н. Куро-аракская культура. Координаты: 40.200646 N, 45.866029 E. Республика Армения, Гехаркуникская область. Субальпийские луга. Среднегодовое количество осадков 450 мм. Темногумусовые почвы [39].

13. Поселение Уччакар. 700–900 л.н. Чепецкая культура. Координаты 58.245812 N, 52.105565 E. Удмуртская Республика, Ярский район. Подзона южной тайги. Среднегодовое количество осадков 650 мм. Темногумусовые почвы [17].

14. Бугры Бэра. Астраханская область, Наримановский район. Координаты: 46.334755 N, 47.728955 E. Пустынные степи. Среднегодовое количество осадков 250 мм. Бурые полупустынные почвы [22].

15. Заповедник Ямская степь. Белгородская область. Координаты: 51.189339 N, 37.615950 E. Настоящие степи. Среднегодовое количество осадков 570 мм. Черноземы мицелярно-миграционные [16].

Для заложения почвенных разрезов выбирали наиболее репрезентативные участки. На выбранных участках выполнено морфолого-генетическое описание профилей почв, отобраны образцы. На микробиологические анализы образцы отбирали с соблюдением условий асептики.

¹ Единственный ключевой участок, включенный в выборку и расположенный за пределами степной зоны, это поселение Уччакар. Включение этого памятника в рассмотрение было обусловлено тем, что в настоящий момент в почвенном покрове этого участка преобладают темногумусовые почвы под разнотравно-злаковой растительностью.

Содержание органического углерода ($C_{орг}$) определяли в воздушно-сухой почве методом мокрого сжигания по Тюрину, рН водной вытяжки потенциометрическим методом, гранулометрический состав — пипеточным методом [28]. Физические и химические свойства определяли в воздушно-сухой почве. Химические анализы выполняли в ЦКП ИФХиБПП РАН.

Микробную биомассу оценивали по содержанию фосфолипидов (ФЛ) в мембранах почвенных микроорганизмов [30, 44]. Метод основан на экстракции почвенного образца в однофазной смеси, затем осаждении почвенного осадка центрифугированием и расслаивании супернатантов на верхний водный слой, содержащий буферный раствор, который удаляли, и нижний органический слой, содержащий липиды, в том числе фосфолипиды, который в дальнейшем анализировали колориметрически. В связи с различиями в величинах пересчетных коэффициентов для почв различных природных зон, в статье представлены результаты определения содержания фосфолипидов микробных клеток в нмоль ФЛ/г почвы без пересчета в углерод микробной биомассы. Содержание фосфолипидов определялось в образцах почв, которые до момента определения хранили в закрытых полиэтиленовых пакетах при температуре, близкой таковой момента отбора.

Всего проведено исследование 182 образцов погребенных и современных почв, а также культурных слоев разновозрастных археологических памятников. В статье показаны результаты исследования горизонта А1 или верхнего слоя 0–10 см.

Статистическую обработку полученных данных проводили в программах PC-Ord 5 и Past 4.03. В качестве основного метода ординаций использовали анализ главных компонент (РСА) или анализ избыточности (РА) там, где нельзя было применить первый метод ввиду неоднородности выборки [35].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные по содержанию фосфолипидов и основные физико-химические свойства изученных почв представлены в табл. S1 и S2.

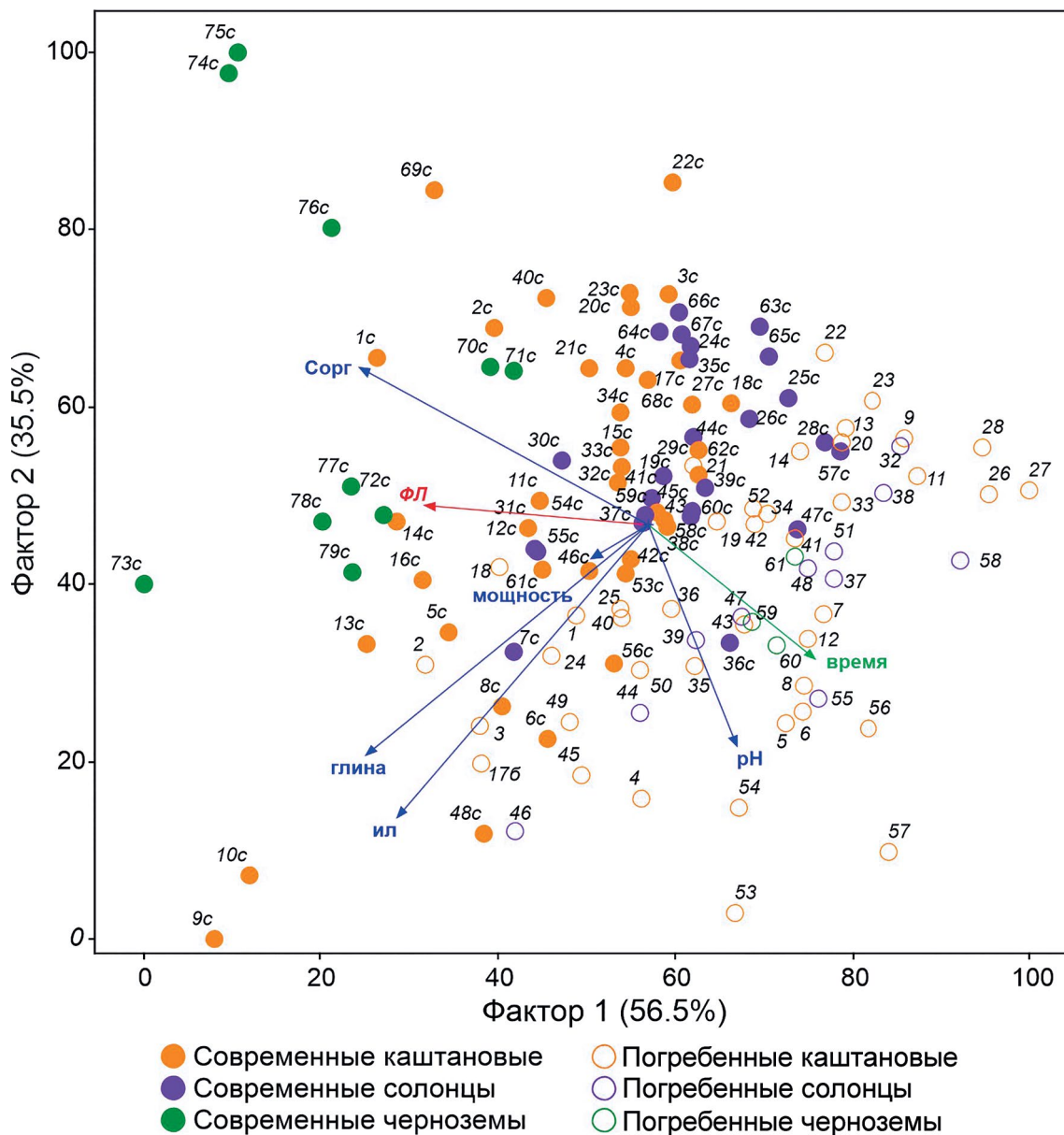
На рис. 2 методом главных компонент обобщены все полученные данные по содержанию фосфолипидов и почвенным характеристикам погребенных и современных почв.

Фактор времени и содержание органического углерода ожидаемо внесли важнейший вклад в распределение данных микробной биомассы в факторной плоскости. При этом современные почвы и погребенные почвы сформировали две обособленные группы. Однако абсолютного разделения не наблюдается и в ряде случаев в погребенных почвах микробная биомасса превышает значение современных почв. Наибольшим содержанием фосфолипидов характеризуются современные каштановые почвы ключевого участка Авиловский и черноземы мицелярно-миграционные заповедника Ямская степь (74с–76с). При этом пахотные мицелярно-миграционные черноземы (77с–79с) и агрочерноземы сегрегационные (72с) характеризуются несколько меньшим содержанием фосфолипидов. Их наименьшее содержание было выявлено в верхнем горизонте насыпи кургана сарматского времени (точка 36с).

Столь значительный вклад фактора времени не позволяет корректно анализировать весь массив данных, поэтому необходима отдельно рассматривать погребенные и современные почвы. В данном случае распределение данных будет ближе к нормальному, что позволит лучше увидеть закономерности изменений этих показателей во времени (рис. 3).

При анализе распределения значений микробной биомассы современных почв (рис. 3а) очевиден вклад типа почвы, который определяется содержанием органического углерода и количеством

Рис. 2. Метод главных компонент для химических и микробиологических параметров исследованных почв. Условные обозначения: Погребенные почвы: Курганный могильник Авиловский: 1 – разрез Д-504, 2 – разрез Д-509, 3 – разрез Д-503, 4 – разрез Д-510, 5 – разрез Д-534, 6 – разрез Д-538. Курганный могильник Саламатино: 7 – разрез Д-653, 8 – разрез Д-652, 9 – разрез Д-654, 10 – разрез Д-653. Курганный могильник Аксай: 11 – разрез Д-670, 11а – разрез Д-679, 12 – разрез Д-674, 13 – разрез Д-680, 14 – разрез Д-682, 15 – разрез Д-681, 16 – разрез Д-838, 17 – разрез Д-841, 17б – разрез Д-683. Вал Анны Иоанновны, 18 – разрез Д-641; 19 – разрез Д-695; 20 – разрез Д-700; 21 – разрез Д-718; 22 – разрез Д-719; 23 – разрез Д-673; 24 – разрез Д-736; 25 – разрез Д-750. Курганный могильник Перекопка: 26 – разрез Е-28; 27 – разрез Б-131; 28 – разрез Е-30; 29 – разрез Д-729. Курганный могильник Перегрузное-2009: 30 – разрез Д-730; 31 – разрез Д-732; 32 – разрез Д-760; 33 – разрез Д-753; 34 – разрез Д-754; 35 – разрез Д-755; 36 – разрез Д-759. Курганный могильник Перегрузное-2011: 37 – разрез Д-775; 38 – разрез Д-776; 39 – разрез Д-777; 40 – разрез Д-778; 41 – разрез Д-779; 42 – разрез Д-780; 43 – разрез Д-781. Курганный могильник Перегрузное-2012: 44 – разрез Д-789; 45 – разрез Д-790; 46 – разрез Д-791; 47 – разрез Д-792; 48 – разрез Д-793; 49 – разрез Д-794; 50 – разрез Д-795; 51 – разрез Д-796. Курганный могильник Перегрузное-2013: 52 – разрез Д-829. Курганный могильник Темрта: 53 – разрез Б-106; 54 – разрез Б-104-к; 55 – разрез Б-104-с. Курганный могильник Песчаный; 56 – разрез Б-329; 57 – разрез Б-368; 58 – разрез Б-331. Курганный могильник Мазанка: 59 – курган б; 60 – курган 7. Курганный могильник Филюновский: 61 – курган 1.
Современные почвы: Ключевой участок Авиловский: 1с – разрез Д-533; 2с – разрез Д-505. Ключевой участок Саламатино: 3с – разрез Д-648; 4с – разрез Д-651. Ключевой участок Аксай: 5с – разрез Д-671; 6с – разрез Д-676;



7с – разрез Д-676; 8с – разрез Д-678; 9с – разрез Д-835; 10с – разрез Д-837. Ключевой участок Темрта: 11с – разрез Б-105К; 12с – разрез Б-105К. Ключевой участок Вал Анны Иоанновны: 13с – разрез Д-640; 14с – разрез Д-643; 15с – разрез Д-694; 16с – разрез Д-699; 17с – разрез Д-715; 18с – разрез Д-720; 19с – разрез Д-734; 20с – разрез Д-735; 21с – разрез Д-749. Ключевой участок Перекопка: 22с – разрез Е-29. Ключевой участок Перегрузное-2010: 23с – разрез Д-727; 24с – разрез Д-727; 25с – разрез Д-757; 26с – разрез Д-761; 27с – разрез Д-756; 28с – разрез Д-840. Ключевой участок Перегрузное-2011: 29с – разрез Д-767; 30с – разрез Д-768; 31с – разрез Д-769; 32с – разрез Д-770; 33с – разрез Д-771; 34с – разрез Д-772; 35с – разрез Д-773; 36с – разрез Д-774. Ключевой участок Перегрузное-2012: 37с – разрез Д-783; 38с – разрез Д-784; 39с – разрез Д-785; 40с – разрез Д-786; 41с – разрез Д-787. Ключевой участок Перегрузное-2013: 42с – разрез Д-812; 43с – разрез Д-813; 44с – разрез Д-815; 45с – разрез Д-816; 46с – разрез Д-817; 47с – разрез Д-818; 48с – разрез Д-819. Бугры Бэра: 49с – разрез Д-812; 50с – разрез Д-813; 51с – разрез Д-815; 52с – разрез Д-816. Ключевой участок Песчаный: 53с – разрез Б-327. Ключевой участок Темрта: 54с – разрез Б-105к; 55с – разрез Б-105с. Ключевой участок Валуевка: 56с – разрез 1; 57с – разрез 21; 58с – разрез 61; 59с – разрез 81; 60с – разрез 121; 61с – разрез 142. Ключевой участок Большое Ремонтное: 62с – разрез К-200; 63с – разрез С-200; 64с – разрез С-800-1; 65с – разрез С-800-2; 66с – разрез с-800-3; 67с – разрез С-800-4; 68с – разрез К-800; 69с – разрез “Блюдец”. Ключевой участок Денисовка: 70с – разрез 1; 71с – разрез 2. Ключевой участок Филоновский: 72с – разрез 1. Ключевой участок Мешоко: 73с – разрез 1. Ключевой участок Ямская степь, катена целинных черноземов: 74с – разрез Чв (водораздел); 75с – разрез Чт (транзитная зона); 76с – разрез Ча (аккумулятивная зона); катена агрочерноземов: 77с – разрез АЧ (водораздел); 78с – разрез АЧ (транзитная зона); 79с – разрез АЧ (аккумулятивная зона).

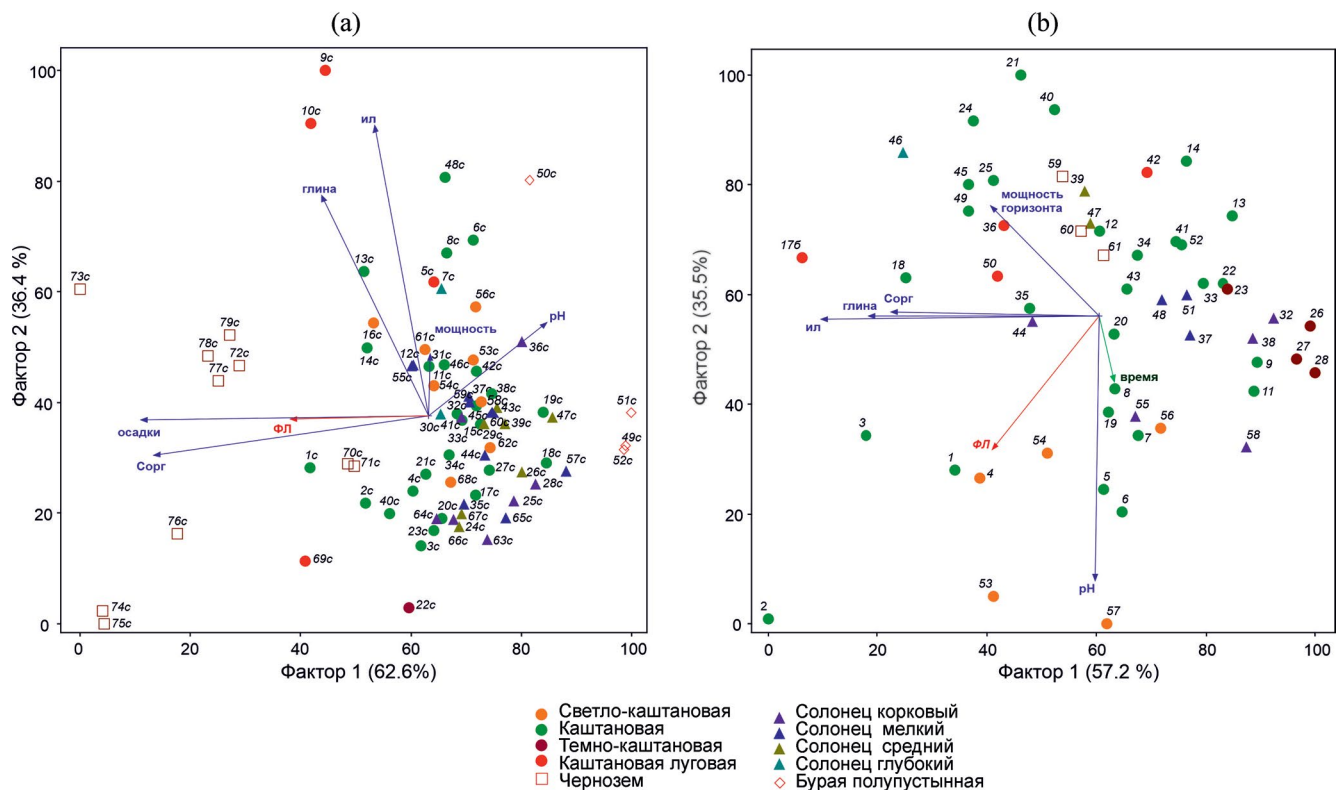


Рис. 3. Метод главных компонент для химических и микробиологических параметров в современных (а) и погребенных почвах (б). Условные обозначения см. рис. 2.

осадков. По этому фактору почвы образуют ряд от черноземов до бурых полупустынных. Внутри этого ряда важный вклад в разделение почв вносит содержание ила и физической глины: крайние значения – точки 9 и 10 – каштановые почвы на старичном аллювии в пойме реки Аксай, а также точка 33 – почвы на входах делювия известняков. По этому принципу верхние горизонты солонцов образуют компактную группу в нижней правой области диаграммы. На уровне тенденции можно говорить о сегрегации корковых/мелких солонцов и солонцов средних/глубоких. Детальный анализ закономерностей изменения микробной биомассы в современных почвах требует отдельного внимательного изучения и не входил в задачи данной работы. Поэтому далее рассмотрены преимущественно погребенные почвы и выявлены факторы, определяющие содержание в них фосфолипидов.

Фактор типа почвы. В отличие от современных почв, фактор типа почвы, определяемый по количеству осадков и содержанию $C_{орг}$, не играет значимой роли в распределении микробной биомассы погребенных почв (рис. 3b). Так, микробная биомасса чернозема сегрегационного (Воронежская область, точка 61) и темногоумусовых почв предгорной зоны Крымского полуострова (точки 59,

60) заметно ниже, чем в погребенных каштановых почвах курганного могильника Авиловский (Волгоградская область) и меньше, чем в светло-каштановых почвах могильника Темрта (Ростовская область), точки 1–6 и 53–54 соответственно. Минимальные значения микробной биомассы были характерны для погребенных каштановых почв (точки 24, 25, 40–43) и солонцов (точки 39, 47, 48) курганов сарматского времени в пределах могильника Перегрузное.

Фактор времени. Рассмотрено влияние фактора времени на величину микробной биомассы в погребенных почвах (рис. 4). Обращает на себя внимание точка 2 – погребенная каштановая почва кургана сарматской культуры могильника Авиловский. Содержание фосфолипидов в ней находится на уровне современных значений. Полагаем, что причиной этого может быть малая мощность курганной насыпи (26 см), в результате погребенная почва функционировала в режиме нижней части гумусового горизонта современной почвы. Поэтому данная точка не рассматривается. Во всех других случаях высота насыпи превышала 50 см, что обеспечивает хорошие условия для консервации почвенных свойств.

Точки 1 и 3 (погребенная почва сарматского времени и средневековья), где наблюдали наиболее

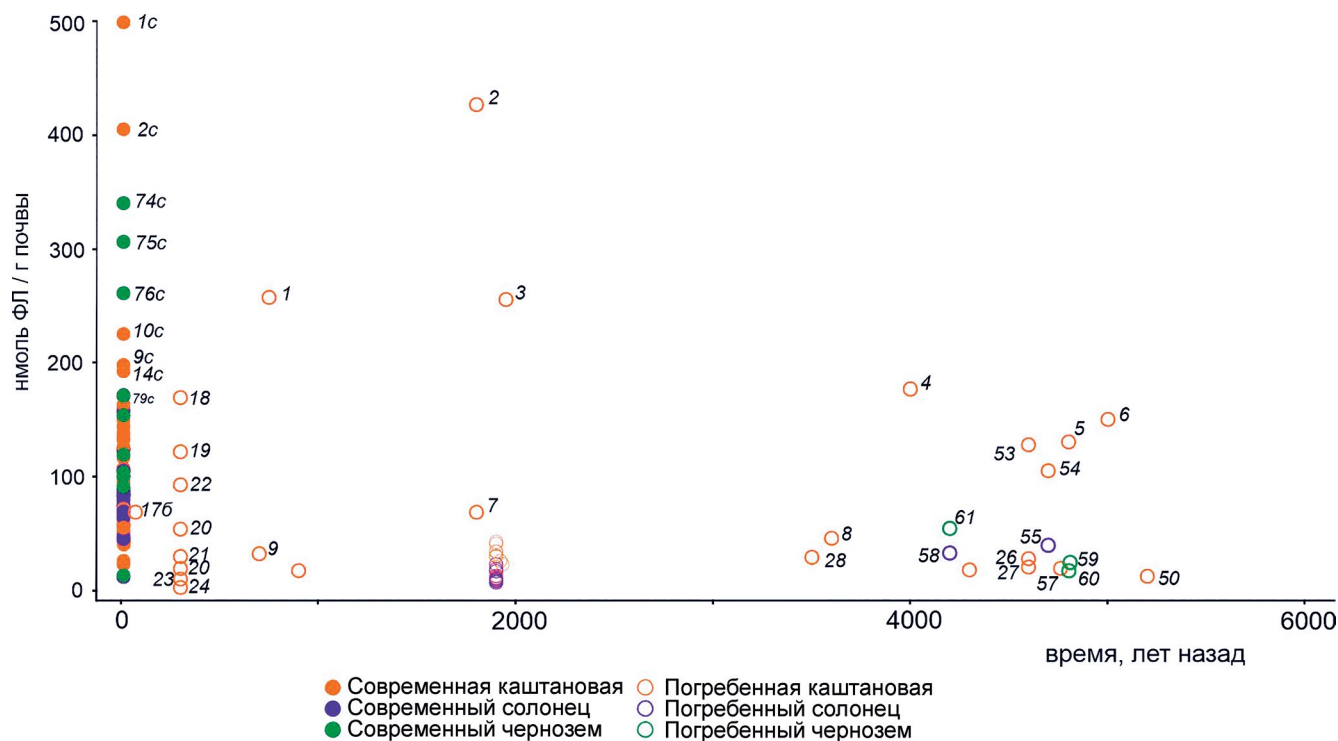


Рис. 4. Изменения микробной биомассы в погребенных почвах в зависимости от длительности пребывания в погребенном состоянии. Условные обозначения см. рис. 2.

высокие значения микробной биомассы, также относятся к курганному могильнику Авиловский. Следует отметить, что на данном ключевом участке и для современных почв отмечены наиболее высокие значения микробной биомассы. Возможно, это связано со спецификой физико-химических свойств данного ключевого участка, которые рассмотрены ниже.

Оставшийся массив данных демонстрирует практически полное отсутствие взаимосвязей между микробной биомассой почв и временем пребывания почвы в погребенном состоянии. При этом большая часть выборки каштановых почв Нового времени (точки 18–24, ключевой участок Вал Анны Иоанновны, 300 л. н.), практически все почвы средневековья и сарматского времени (700 и 2000–2100 л. н.), а также большая часть погребенных черноземов, каштановых почв и солонцов эпохи бронзы характеризуются одинаковыми значениями микробной биомассы. При этом в некоторых почвах, находящихся в погребенном состоянии более 4000 лет, сохраняется микробная биомасса на уровне современных почв. Вероятно, в данном случае можно констатировать, что те условия, в которых находилось микробное сообщество погребенных почв с момента погребения до настоящего времени лишь в редких случаях способствовали сохранению живых микробных клеток.

Фактор гранулометрического состава. На рис. 3 хорошо видно, что внутри массива данных имеются выраженные закономерности распределения почв по содержанию ила и физической глины, что требует более внимательного рассмотрения этого вопроса.

На рис. 5 представлены пределы варьирования значений микробной биомассы в погребенных и современных почвах в зависимости от гранулометрического состава почв.

Перед тем, как перейти к рассмотрению этого вопроса следует отметить, что в выборку современных почв были включены два разреза пойменных почв с содержанием физической глины на уровне 69–76%, что нашло отражение на рисунке. В выборке погребенных почв таких объектов нет. При этом средние значения содержания ила и глины в погребенных ($n = 61$) и современных почвах ($n = 79$) были очень близки 12.7 и 29.9% и 13.5 и 29.6% соответственно, что позволяет проводить сравнения.

Очевидно, что в погребенных почвах имеет место тесная корреляция между содержанием мелких фракций и микробной биомассой. Так, при содержании ила <10% и физической глины <25% содержание фосфолипидов не превышает 20–25 нмоль ФЛ/г почвы. Резкое возрастание микробной биомассы наблюдается в почвах более тяжелого

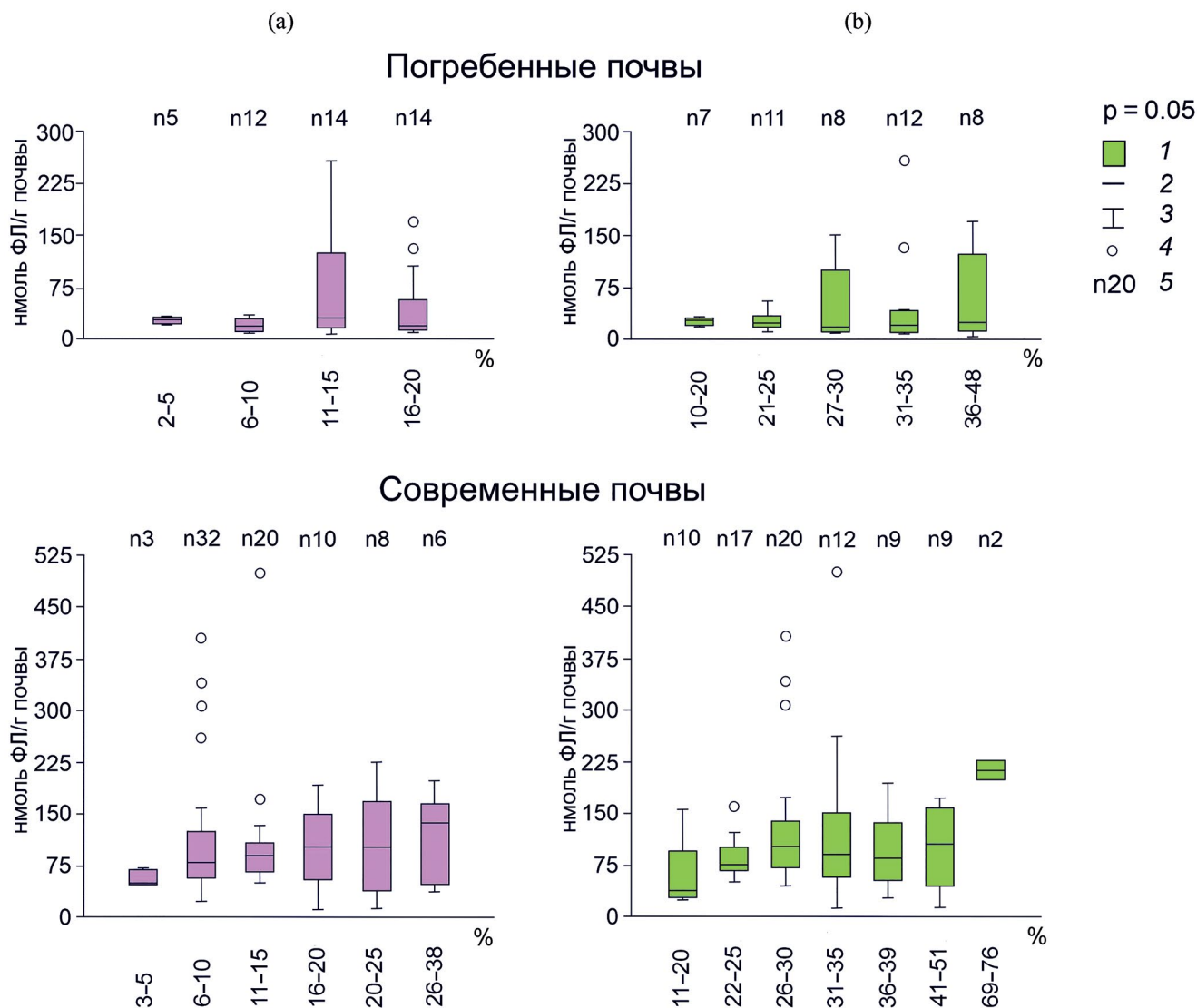


Рис. 5. Изменения значений микробной биомассы в погребенных и современных почвах в зависимости от содержания ила (а) и физической глины (б): 1 – межквартильное расстояние, 2 – медиана, 3 – min–max, 4 – выброс, 5 – число наблюдений.

гранулометрического состава². При этом в современных почвах такая закономерность проявляется в меньшей степени; здесь высокие значения микробной биомассы можно увидеть и в почвах легкого гранулометрического состава. Таким образом, на сохранность микробной биомассы в погребенных почвах существенное влияние оказывает содержание ила.

² Исключение составляет лишь погребенная почва на низкой террасе под Валом Анны Иоанновны (точка 24), где была отмечена минимальная биомасса при высоком содержании ила. По-видимому, высокое содержание ила в данном случае является результатом специфических аллювиальных процессов и не связано с почвообразованием.

Фактор солонцового процесса. Выше показано, что на уровне тенденции можно говорить о более низких значениях микробной биомассы в солонцах, по сравнению с зональными почвами. В этой связи представляется важным рассмотреть варьирование микробной биомассы в погребенных солонцах (рис. 6).

При анализе варьирования этого показателя хорошо заметна закономерность уменьшения содержания фосфолипидов в солонцах по мере увеличения мощности горизонта SEL. Эта тенденция наиболее заметна в случае с погребенными почвами: в корковых солонцах микробная биомасса была максимальной, несколько

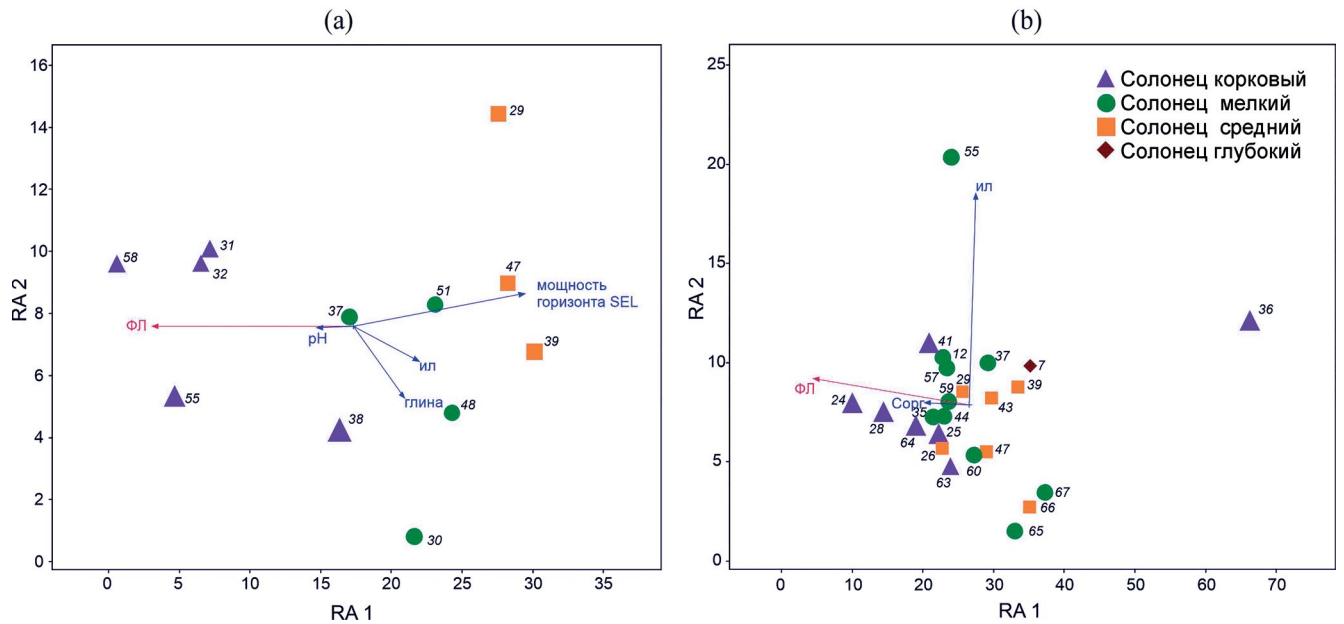


Рис. 6. Анализ избыточности для химических и микробиологических параметров в погребенных (а) и современных (б) солонцах. Условные обозначения см. рис. 2.

меньше — в солонцах мелких, и наименьшей — в солонцах средних. В современных почвах была отмечена та же тенденция. Полагаем, что это связано с приуроченностью корковых солонцов к микрозападинам эрозионной природы, что обуславливает дополнительное поступление в почву доступных для микроорганизмов элементов питания.

Фактор геоморфологической позиции. Геоморфологическая позиция (и связанные с ней литологические условия) может выступать в качестве еще одного фактора, влияющего на величину микробной биомассы. В этом отношении показательным является варьирование микробной биомассы в современных и погребенных почвах Царицынской оборонительной линии (Вал Анны Иоанновны) (рис. 7).

Максимальные значения микробной биомассы были выявлены в почвах верхней части склона северной экспозиции, а также в почвах привершинной зона локального водораздела. На склоне южной экспозиции эти показатели были значительно меньше. При этом минимальная микробная биомасса была в почвах надпойменной террасы и низкой поймы. Полагаем, что высокие значения микробной биомассы в почвах водоразделов могут быть следствием более длительного времени функционирования почвы в квазиравновесном состоянии. На поймах и речных террасах, где происходит активное накопление аллювия или эрозионного материала, величина микробной биомассы всегда оказывается ниже.

Фактор антропогенной деятельности. Антропогенная деятельность в определенных случаях может выступать как важнейший фактор почвообразования, определяющий многие свойства почв, в том числе величину микробной биомассы. Наиболее мощное воздействие на почвенное микробное сообщество наблюдается в культурных слоях древних поселений, что связано с поступлением в почву больших объемов органического материала. Рассмотрим особенности изменений микробной биомассы в культурных слоях поселений на примере трех памятников: поселения эпохи энеолита Мешоко (5700–5500 л.н., Республика Адыгея), многослойное поселения эпохи средней бронзы — раннего железного века Сотк-2 (XVIII–XVI вв. до н.э. — XI–IX вв. до н.э., Республика Армения) и поселение эпохи Средневековья Уччакар (XI–XIV вв.н.э., Удмуртская республика).

На рис. 8 хорошо видны характерные пики увеличения микробной биомассы в культурных слоях; при этом глубина залегания культурного слоя и характер перекрывающих отложений не играет существенной роли.

Культурный слой поселения Мешоко перекрыт склоновыми эрозионными наносами тяжелосуглинистого гранулометрического состава метровой мощности, культурный слой поселения Сотк-2 находится под слоем легкосуглинистых эоловых отложений мощностью 10–20 см, а на поселении Уччакар почвообразование идет непосредственно на слое культурных напластований. Заметное варьирование свойств культурного слоя поселения

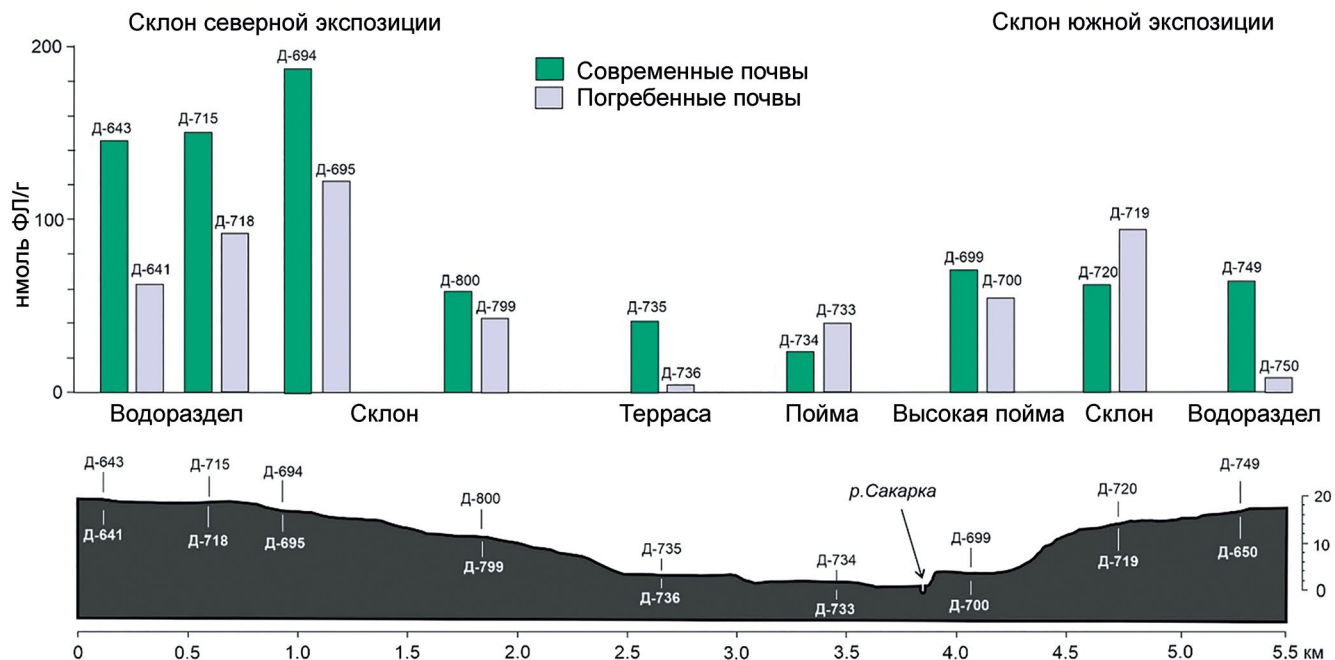


Рис. 7. Микробная биомасса в современных и погребенных почвах Царицынской оборонительной линии (Вал Анны Иоанновны) на разных элементах рельефа (на нижнем рисунке на темном фоне указаны номера разрезов погребенных почв, на светлом — их современные аналоги).

Учкакар на глубине 90–120 см объясняется чередованием слоев накопления минеральной массы и пожаров, что обуславливает резкое снижение содержания фосфолипидов. В культурных слоях поселения Мешоко следов пожаров не выявлено. После прекращения антропогенного поступления органических остатков в культурный слой, содержание фосфолипидов возвращается к уровню современных зональных почв — до 350–300 нмоль ФЛ/г почвы для темногогумусовых карбонатных почв среднегорной зоны Кавказа (поселения Мешоко) и до 50–70 нмоль ФЛ/г почвы в случае с поселением Учкакар (подзона южной тайги). Для поселения Сотк-2 по археологическим данным не выявлено этапов прекращения хозяйственной деятельности, а варьирование значений содержания фосфолипидов связаны с различиями в объемах поступающих органических материалов на разных этапах функционирования памятника.

Можно предположить, что свой вклад в сохранение высокой микробной биомассы в культурных слоях поселения Мешоко и Сотк-2 внесли суглинистый гранулометрический состав, умеренная норма осадков, положение на склоне, исключающее промачивание, а также отсутствие пожаров в период формирования культурного слоя. Все эти факторы способствовали большей сохранности высокой биомассы живых микробных клеток, по сравнению с поселением Учкакар, расположенном в таежной

зоне с культурным слоем супесчаного гранулометрического состава и высокой долей углей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ закономерностей изменений микробной биомассы в погребенных почвах позволяет сделать следующие выводы.

1. Величина микробной биомассы в верхнем горизонте погребенных почв в целом ниже, чем в их современных аналогах, и составляет в среднем 55 нмоль ФЛ/г ($n = 61$) при среднем содержании в современных почвах на уровне 107 нмоль ФЛ/г ($n = 79$).

2. Величина микробной биомассы слабо взаимосвязана со временем пребывания почвы в погребенном состоянии, но демонстрирует тренд к снижению по мере возрастания времени погребения. Для почв, находящихся в погребенном состоянии более 4000 лет, средние значения содержания фосфолипидов составляют 33 нмоль ФЛ/г почвы ($n = 18$), для погребенных почв возрастом до 2000 лет — 46 нмоль ФЛ/г почвы ($n = 36$), и для почв, погребенных 300 л.н. — 63 нмоль ФЛ/г почвы. Максимальные значения этого показателя выявлены в средневековых почвах, но малая выборка ($n = 2$) и большой разброс значений (257 и 31 нмоль ФЛ/г почвы) не позволяют опираться на эти данные.

3. Величина микробной биомассы не коррелирует с типом почв. В погребенных каштановых

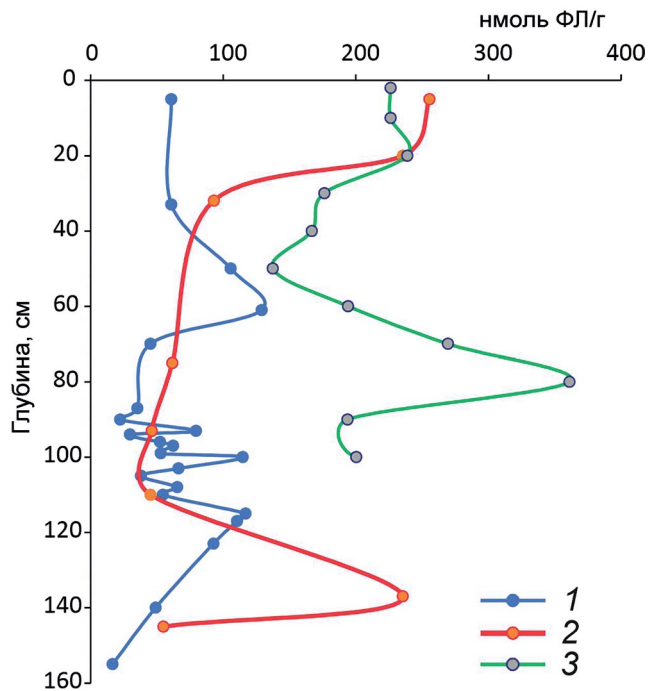


Рис. 8. Изменения микробной биомассы в культурных слоях древних поселений: 1 – поселение эпохи Средневековья Уччакар (XI–XIV вв. н.э., Удмуртская республика), 2 – поселение эпохи энеолита Мешоко (5700–5500 л.н., Республика Адыгея), 3 – поселения эпохи средней бронзы – раннего железного века Сотк-2 (XVIII–XVI вв. до н.э. – XI–IX вв. до н.э., Республика Армения).

и светло-каштановых почвах эпохи бронзы этот показатель превышает значения погребенных черноземов того же возраста. На уровне тенденции можно отметить меньшие значения этого показателя в солонцах, по сравнению с зональными почвами.

4. Величина микробной биомассы в погребенных почвах демонстрирует тесную корреляцию с гранулометрическим составом. При содержании ила <10% и физической глины <25% микробная биомасса минимальная. В современных почвах эта корреляция не выявлена.

5. В погребенных солонцах максимальные значения микробной биомассы выявлены в корковых и мелких подтипах. При увеличении мощности горизонта SEL этот показатель снижается.

6. Величина микробной биомассы зависит от интенсивности процессов поступления и потерь мелкозема. Максимальные значения микробной биомассы характерны для почв локальных водоразделов и склонов северной экспозиции. На склонах южной экспозиции этот показатель меньше из-за более низких объемов поступления растительных остатков и более активного плоскостного смыва. Минимальные значения микробной биомассы

в почвах пойм и речных террас в зоне активной аккумуляции минерального субстрата.

7. В культурных слоях древних поселений микробная биомасса превышает значения современных почв. При этом культурные слои характеризуются очень сильным варьированием этого показателя, что связано с особенностями формирования культурного слоя и его последующими дигенетическими изменениями. В целом можно говорить, что величина микробной биомассы в культурных слоях древних поселений зависит от особенностей формирования данного слоя и физико-химических условий, в которых материал слоя находился в период от момента прекращения функционирования памятника до настоящего времени. Иными словами, величина микробной биомассы в культурных слоях, как и в погребенных почвах, определяется наличием условий, обеспечивающих поддержание микробного сообщества в жизнеспособном состоянии.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена за счет средств гранта РФ № 22-68-00010. В работе использованы данные, полученные при выполнении государственного задания № 0191-2022-0008.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александровский А.Л. Степи Северного Кавказа в голоцене по данным палеопочвенных исследований // Степь и Кавказ. Тр. гос. Исторического музея. 1997. Вып. 97. С. 22–29.
2. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
3. Борисов А.В., Каширская Н.Н., Юршенас Д.А., Хомутова Т.Э., Петросян А.А., Мимоход Р.А. Палеоэкологические условия в степной зоне Восточно-Европейской равнины в посткатакомбное время // Нижневолжский археологический вестник. 2022. Т. 21. С. 82–99.
4. Геннадиев А.Н. Почвы и время: модели развития. М.: Изд-во МГУ. 1990. 232 с.
5. Демкин В.А., Борисов А.В., Удальцов С.Н. Палеопочвы и климат юго-востока среднерусской возвышенности в эпохи средней и поздней бронзы (XXV–XV вв. до н.э.) // Почвоведение. 2010. № 1. С. 7–17.
6. Демкин В.А. Палеопочвоведение и археология: интеграция в изучении истории природы и общества. Пушкино, 1997. 213 с.

7. Демкин В.А., Гугалинская Л.А., Алексеев А.О. и др. Палеопочвы как индикаторы эволюции биосферы. М.: НИИ Природа, 2007. 282 с.
8. Демкин В.А., Демкина Т.С., Алексеев А.О. и др. Палеопочвы и климат степей Нижнего Поволжья в I–IV вв. н.э. Пушино, 2009. 96 с.
9. Демкин В.А., Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Ельцов М.В. Эволюция почв и динамика климата сухих степей Приволжской возвышенности за последние 3500 лет // Почвоведение. 2012. № 12. С. 1244–1258.
10. Демкина Т.С., Борисов А.В., Хомутова Т.Э. Сравнительная характеристика современных и погребенных почвенных комплексов в пустынно-степной зоне Волго-Донского междуречья // Почвоведение. 2019. № 11. С. 1295–1306. <http://dx.doi.org/10.1134/S0032180X19110029>
11. Демкина Т.С., Борисов А.В., Демкин В.А. Микробиологические исследования подкурганых палеопочв пустынно-степной зоны Волго-Донского междуречья // Почвоведение. 2004. № 7. С. 853–859.
12. Демкина Т.С., Борисов А.В., Демкин В.А. Характеристика микробных сообществ палеопочв археологических памятников пустынно-степной зоны // Почвоведение. 2000. № 9. С. 1117–1126.
13. Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Кузнецова Т.В., Контбойцева А.А., Борисов А.В. Характеристика микробных сообществ погребенных почв Царицынской оборонительной линии (1718–1720 гг.) // Почвоведение. 2016. № 1. С. 65–78. <http://dx.doi.org/10.7868/S0032180X15090026>
14. Дергачева М.И. Археологическое почвоведение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 228 с.
15. Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г., Чернов И.Ю., Головенко А.В., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Манучарова Н.А. и др. Роль микроорганизмов в экологических функциях почв // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1087–1096. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15090038>
16. Дуцанова К.С., Хомутова Т.Э., Украинский П.А., Каширская Н.Н., Лисецкий Ф.Н., Борисов А.В. Биомасса и функциональное разнообразие почвенных микробных сообществ лесных и пахотных почв (на примере заповедника “Белогорье”) // Почвоведение. 2022. № 4. С. 488–499. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22040086>
17. Журбин И.В., Антипина Е.Е., Иванова М.Г., Лебедева Е.Ю., Модин Р.Н., Сергеев А.Ю., Яворская Л.В. Междисциплинарные исследования Кушманского городища Уччакар IX–XIII вв.: методика комплексного анализа. М.: ТАУС, 2018. 248 с.
18. Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 143 с.
19. Иванов И.В., Васильев И.Б. Человек, природа и почвы Рын-песков Волго-Уральского междуречья в голоцене. М.: Интеллект, 1995. 264 с.
20. Иващенко К.В., Ананьева Н.Д., Васенев В.И., Кудеяров В.Н., Валентини Р. Биомасса и дыхательная активность почвенных микроорганизмов в антропогенно-измененных экосистемах (Московская область) // Почвоведение № 9. 2014. С. 1077–1088. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14090056>
21. Каширская Н.Н., Хомутова Т.Э., Чернышева Е.В., Ельцов М.В., Демкин В.А. Численность и суммарная биомасса микробных сообществ каштановых почв и солонцов сухостепной зоны Нижнего Поволжья // Почвоведение. 2015. № 3. С. 337–346. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15010098>
22. Каширская Н.Н., Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Ельцов М.В., Удальцов С.Н., Кузнецова Т.В., Идрисов И.А. Биологическая активность бурых полупустынных почв бугров Бэра // Почвоведение. 2021. № 8. С. 946–956. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21080086>
23. Каширская Н.Н., Хомутова Т.Э., Демкина Т.С., Ельцов М.В., Борисов А.В. Изменчивость микробной биомассы в палеопочвах разновозрастных курганов Нижнего Поволжья в связи с динамикой увлажнения климата // Аридные экосистемы. 2016. Т. 22 (1). С. 20–30.
24. Каширская Н.Н., Хомутова Т.Э., Кузнецова Т.В., Шишлина Н.И., Борисов А.В. Динамика химических и микробиологических свойств почв пустынно-степной зоны юго-востока Русской равнины во второй половине голоцена // Аридные экосистемы. 2018. Т. 24 (1). С. 54–64.
25. Махонина Г.И., Валдайских В.В. Заключение по почвенным исследованиям археологических памятников. // Коловское городище (Древности Ингальской долины: археолого-палеоэкологические исследования. Вып. № 2. Новосибирск: Наука, 2008. Прил. 1. С. 201–207.
26. Плеханова Л.Н., Демкин В.А., Зданович Г.Б. Эволюция почв речных долин степного Зауралья во второй половине голоцена. М.: Наука, 2007. 236 с.
27. Семенов М.В., Чернов Т.И., Железова А.Д., Никитин Д.А., Тхакахова А.К., Иванова Е.А., Ксенофонтова Н.А. и др. Микробные сообщества межледниковых и интерстадиальных палеопочв позднего плейстоцена // Почвоведение. 2020. № 6. С. 716–725. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20060106>
28. Теории и методы физики почв. Коллективная монография / Под ред. Е.В. Шеина и Л.О. Карпачевского. М.: “Гриф и К”, 2007. 616 с.
29. Хомутова Т.Э., Демкина Т.С., Борисов А.В., Шишлина Н.И. Состояние микробных сообществ подкурганых палеопочв пустынно-степной зоны эпохи средней бронзы (XXVII–XXVI вв. до н.э.) в связи с динамикой увлажненности климата // Почвоведение. 2017. № 2. С. 239–248. <https://doi.org/10.7868/S0032180X1702006X>

30. Хомутова Т.Э., Демкин В.А. Оценка биомассы микробных сообществ почв сухих степей по содержанию в них фосфолипидов // Почвоведение. 2011. № 6. С. 748–754.
31. Чимитдоржиева Э.О., Чимитдоржиева Г.Д. Углерод микробной биомассы мучнисто-карбонатных черноземов Западного Забайкалья // Агрохимия. 2013. № 8. С. 3–10.
32. Чендев Ю.Г. Позднеголоценовая эволюция чернозёмов юга центральной лесостепи // Почвоведение. 2001. № 3. С. 266–277.
33. Чернов Т.И., Железова А.Д. Динамика микробных сообществ в различных диапазонах времени (обзор) // Почвоведение. 2020. № 5. С. 590–600. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20050044>
34. Чернов Т.И., Железова А.Д., Кутовая О.В., Макеев А.О., Тхакахова А.К., Бгажба Н.А., Курбанова Ф.Г. и др. Сравнительная оценка структуры микробиомов погребенных и современных почв при помощи анализа микробной ДНК // Микробиология. 2018. Т. 87. № 6. С. 737–746. <http://dx.doi.org/10.1134/S0026365618060071>
35. Шитиков В.К., Зинченко Т.Д. Многомерный статистический анализ экологических сообществ (обзор) // Теоретическая и прикладная экология. 2019. № 1. С. 5–11. <https://doi.org/10.25750/1995-4301-2019-1-005-011>
36. Эрлих В.Р., Годизов Г.Л., Борисов А.В. Новый подольный археологический комплекс “Севастопольский” в Майкопском районе Республики Адыгея. Первые результаты исследования. Материалы Международной научной конференции по археологии Северного Кавказа. Майкоп: ООО “Качество”, 2022. С. 117–122.
37. Якимов А.С., Демкин В.А., Алексеев А.О. Природные условия степей Нижнего Поволжья в эпоху средневековья (VIII–XIV вв. н.э.). М.: НИА-Природа, 2007. 228 с.
38. Bargali K., Manral V., Padalia K., Bargali S.S., Upadhyaya V.P. Effect of vegetation type and season on microbial biomass carbon in Central Himalayan forest soils, India // Catena. 2018. V. 171. P. 125–135. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.07.001>
39. Chernysheva E.V., Amiryanyan M.A., Eltsov M.V., Petrosyan A.A., Potapova A.V. Reconstruction of particularities of ancient human activity based on geochemical and soil microbiological investigation of Sotk-2 site (Republic of Armenia). History, Archeology and Ethnography of the Caucasus. 2022. V. 18 (4). P. 993–1013. <https://doi.org/10.32653/CH184993-1013>
40. Das D., Sahoo S., Das R., Datta S.C. Advances in clay research for sustainable agriculture // Soil management for sustainable. Agriculture Apple Academic Press. 2022. P. 3–47. <http://dx.doi.org/10.1201/9781003184881-2>
41. Demkin V.A., Borisov A.V., Demkina T.S., Khomutova T.E., Kashirskaya N.N. Evolution of soils and dynamics of the climate of steppes in the Southeast of the Russian plain during the Late Eneolithic and Bronze Ages (fourth to second Millennium BC) // Eurasian Soil Science. 2010. № 13. P. 1515–1526. <https://doi.org/10.1134/S1064229310130107>
42. Demkina T.S., Khomutova T.E., Kashirskaya N.N. et al. Age and activation of microbial communities in soils under burial mounds and in recent surface soils of steppe zone // Eurasian Soil Science. 2008. V. 41. P. 1439–1447. <https://doi.org/10.1134/S1064229308130139>
43. Ding S., Lange M., Lipp J., Schwab V.F., Chowdhury S., Pollierer M.M., Krause K. et al. Characteristics and origin of intact polar lipids in soil organic matter // Soil Biol. Biochem. 2020. V. 151. P. 108045. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.108045>
44. Findlay R. The use of phospholipid fatty acids to determine microbial community structure // Molecular Microbial Ecology Manual. 1996. V. 4.1.4. P. 1–17.
45. Khokhlova O., Sverchkova A., Myakshina T., Makeev A., Tregub T. Environmental trends during the Bronze Age recorded in paleosols buried under a big kurgan in the steppes of the Ponto-Caspian area // Quat. Int. 2020. V. 583. P. 83–93. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.04.019>
46. Khomutova T.E., Demkina T.S., Borisov A.V., Kashirskaya N.N., Yeltsov M.V., Demkin V.A. An assessment of changes in properties of steppe kurgan paleosols in relation to prevailing climates over recent millennia // Quat. Res. 2007. V. 67. P. 328–336. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.01.001>
47. Khomutova T.E., Eltsov M.V. Biomass of living microorganisms in the exposed surface soils and the subkurgan palaeosols in the dry steppes of Russia // 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM. Conference Proceeding. 2019. P. 57–64. <http://dx.doi.org/10.5593/sgem2019/3.2/S13.008>
48. Khomutova T.E., Kashirskaya N.N., Demkina T.S., Kuznetsova T.V., Fornasier F., Shishlina N.I., Borisov A.V. Precipitation pattern during warm and cold periods in the Bronze Age (around 4.5–3.8 ka BP) in the desert steppes of Russia: Soil-microbiological approach for palaeoenvironmental reconstruction // Quat. Int. 2019. V. 507. P. 84–94. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.02.013>
49. Makeev A., Aseyeva E., Rusakov A., Sorokina K., Puzanova T., Khokhlova O., Kust P. et al. The environment of the Early Iron Age at the southern fringe of the forest zone of the Russian Plain // Quat. Int. 2018. V. 502. P. 218–327. <http://doi.org/10/1016/j.quaint.2018.04.002>
50. Pietri J.C.A., Brookes P.C. Relationships between soil pH and microbial properties in a UK arable soil // Soil Biol. Biochem. 2008. V. 40. P. 1856–1861. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.03.020>
51. Rusakov A., Makeev A., Khokhlova O., Kust P., Lebedeva M., Chernov T., Golueva A. et al. Paleoenviromen-

- tal reconstruction based on soils buried under Scythian fortification in the southern forest-steppe area of the East European Plain // *Quat. Int.* 2018. V. 502. P. 197–217.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.05.016>
52. *Singh P., Benbi D.K.* Physical and chemical stabilization of soil organic matter in cropland ecosystems under rice–wheat, maize–wheat and cotton–wheat cropping systems in northwestern India // *Carbon Management*. 2021. V. 12. P. 603–621.
<https://doi.org/10.1080/17583004.2021.1992505>
53. *Wang D., Zang S., Wu X., Ma D., Li M., Chen Q. et al.* Soil organic carbon stabilization in permafrost peatlands // *Saudi J. Biol. Sci.* 2021. V. 28. P. 7037–7045.
<https://doi.org/10.1016/j.sjbs.2021.07.088>
54. *Xu X., Thornton P.E., Post W.M.* A global analysis of soil microbial biomass carbon, nitrogen and phosphorus in terrestrial ecosystems // *Glob. Ecol. Biogeogr.* 2013. V. 22. P. 737–749.
<https://doi.org/10.1111/geb.12029>
55. *Yuan B.C., Li Z.Z., Liu H., Gao M., Zhang Y.Y.* Microbial biomass and activity in salt affected soils under arid conditions // *Appl. Soil Ecol.* 2007. V. 35. P. 319–328.
<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2006.07.004>
56. *Zhang Y., Sun G., Yang Y., Wu X.* Reconstruction of the use of space at Tianluoshan, China, based on palynological and lipid evidence // *Environmental Archaeology*. 2022. V. 27. P. 461–473.
<https://doi.org/10.1080/14614103.2020.1829299>
57. *Zhang Y., Zheng N., Wang J., Yao H., Qiu Q., Chapman S.J.* High turnover rate of free phospholipids in soil confirms the classic hypothesis of PLFA methodology // *Soil Biol. Biochem.* 2019. V. 135. P. 323–330.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2019.05.023>

Factors Determining the Variation of Microbial Biomass in Modern and Buried Soils of the Steppe Zone

T. E. Khomutova¹, E. V. Chernysheva¹*, N. N. Kashirskaya¹,
 K. S. Dushchanova¹, A. A. Petrosyan, M. V. Eltsov¹, and A. V. Borisov¹

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

**e-mail: e.chernysheva@yandex.ru*

The article summarizes the results of long-term studies of microbial biomass in buried soils of archaeological sites and modern background soils. Geographically, the objects of study cover the southeast of the Russian Plain, the Caspian lowland, the Western Caucasus, and the Crimea. A very representative amount of data has been accumulated on the chronogeographic patterns of changes in microbial biomass in chernozems (Chernozem mollic), chestnut soils (Kastanozems Haplic), light chestnut soils (Cambisols salic), and solonchets (Solonetz Humic). Chronological framework – the era of the Eneolithic – Modern times (5700–300 years ago). The biomass of soil microbial communities was estimated from the content of phospholipids in the soil. This method makes it possible to determine the biomass of living cells preserved in the buried soil and to evaluate the influence of environmental factors in which soil microbial community was presented from the moment of burial. It has been shown that the microbial biomass in buried soils is not determined by the type of soil and the time the soil remains in the buried state. The average value of the content of phospholipids in buried soils is two times lower than in modern ones, but no correlation of microbial biomass with duration of soil buried state was found. To a greater extent, the content of phospholipids in buried soils depended on the content of silt; at a silt content of less than 10%, the values of microbial biomass were minimal. Geomorphological position acts as a significant factor influencing the value of microbial biomass. Thus, the maximum values of microbial biomass are typical for soils of local watersheds and slopes of northern exposure. In Solonchets, an inverse correlation was noted between microbial biomass and the thickness of the SEL horizon. In the cultural layers of ancient settlements, the microbial biomass exceeds the values of modern soils and depends on the characteristics of the economic use of the territory and the volume of incoming anthropogenic substrates.

Keywords: microbial communities, phospholipids, dry steppe, archaeological soil science

ПАЛЕОПОЧВЕННОЕ И МИКРОБИОМОРФНОЕ ИЗУЧЕНИЕ КУРГАНОВ СРЕДНЕВЕКОВЬЯ В ПОДМОСКОВЬЕ

© 2024 г. О. С. Хохлова^а (ORCID: 0000-0002-8989-9395), А. А. Гольева^{б, *}
(ORCID: 0000-0002-1162-3321)

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия

^бИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

*e-mail: golyevaaa@ya.ru

Поступила в редакцию 08.06.2023 г.

После доработки 23.08.2023 г.

Принята к публикации 24.08.2023 г.

Проведено исследование почв, погребенных под курганами эпохи средневековья (XII–XIII вв. н.э.) и современных дерново-подзолистых почв в Одинцовском районе Московской области. В изученных палеопочвах зафиксированы различия по степени проявления процессов переувлажнения и/или оподзоливания, а также по морфологическим данным – аккумуляции гумуса и признакам былой активности почвенной биоты. Современная почва демонстрирует наиболее осветленный профиль с глубокими языками отбеленного материала. По данным микробиоморфного анализа предложен относительный хронологический порядок сооружения курганов в могильнике. В начале XIII в. реконструированы относительно теплые и влажные климатические условия, сходные с современными последних 30 лет, при которых формировалась почва, погребенная под курганом 3, и относительно сухой и холодный климат во второй половине того же века, когда формировалась почва под курганом 1. Исследование подтвердило изменчивый характер климата в лесной зоне Подмоскovie в время последнего завершеного климатического ритма голоцена. Определен способ строительства курганных конструкций: выкладка почвенных горизонтов из ровиков вокруг кургана в обратном порядке на срезанную поверхность погребаемой почвы и трамбовка грунта без дополнительного увлажнения. Полученные результаты дополняют базу данных информационного блока почвенных архивов на примере древних лесных почв под курганами.

Ключевые слова: погребенные почвы, микроморфология почв, динамика климата, курганные конструкции

DOI: 10.31857/S0032180X24010111, EDN: ZKZXJT

ВВЕДЕНИЕ

Информационные возможности почв, погребенных под разновозрастными курганами, для реконструкции природно-климатических и ландшафтных условий прошлого активно используются в современном археологическом почвоведении как в нашей стране, так и за рубежом [1, 6, 15, 23, 32]. Основные регионы данных исследований расположены в ареале лесостепных – сухостепных ландшафтов. Имеется множество работ не по отдельным объектам, а обобщающих, часто монографического характера [2, 5, 11, 12, 16, 27, 28, 37], в то время как работа, посвященных изучению информационных возможностей почв под курганами в лесной зоне, существенно меньше, все они выполнены на конкретных объектах [13, 31, 36, 38,

42]. На современном этапе идет накопление информации по подкурганным палеопочвам в указанной зоне, и поэтому каждое отдельное исследование важно.

Также пока недостаточно информации о развитии последнего завершеного климатического ритма голоцена [39], включавшего малый климатический оптимум и малый ледниковый период, VIII–XIX вв. н.э., полученной на основе почвенных архивов лесной зоны. По данным многих авторов, изучавших средневековье, это время малого климатического оптимума, в целом характеризовавшегося потеплением и снижением годового количества осадков. Вместе с тем более детальные региональные исследования показывают, что климатические условия, как малого климатического

оптимума, так и малого ледникового периода, последовавшего за ним, не были однородными, о чем будет сказано ниже.

Изученные курганы отнесены археологами к XII–XIII вв.н.э. Пик средневековой теплой эпохи или малого климатического оптимума, пришелся на X–XI вв. [18], и, следовательно, к моменту сооружения изученных курганов был уже пройден. И хотя в большинстве работ в целом малый климатический оптимум охватил временной интервал X–XIII вв.н.э., но по данным исследования [4] условия малого ледникового периода начались в России уже в XIII в. с характерными частыми экстремальными погодными явлениями как в плане суровой зимы, дождливого и прохладного лета, так и продолжительными засухами (длительностью до десятилетия). Поэтому особо важна информация о палеоклимате времени перехода от теплой к холодной эпохе в течение средневекового климатического ритма, на которое приходится даты сооружения изучаемых курганов. По обобщенным палинологическим, дендрохронологическим, летописным данным [21] сделано заключение, что “в течение средневековой теплой эпохи и малого ледникового периода имели место значительные колебания температуры как в декадном, так и в вековом масштабах времени” (с. 119). Таким образом, проведенное исследование актуально и важно, поскольку вносит определенный вклад в эту проблему.

Помимо расширения базы почвенных архивов в работе затрагиваются вопросы технико-технологической специфики создания земляных сооружений – курганов, что является абсолютно новым направлением археологического почвоведения, активно развивающимся сейчас [43].

Использованный комплексный подход, включающий как морфологические исследования на различных иерархических уровнях и современные физико-химические анализы почв, так и изучение микробиоморфных ансамблей разных почвенных горизонтов позволяет получить достоверные независимо подтвержденные результаты.

Цель исследования – реконструкция природно-климатических условий в средневековье во время создания изучаемых курганов, определение специфики создания курганных конструкций в лесной зоне раннего средневековья и расширение базы данных информационного блока почвенных архивов на примере древних лесных почв под курганами.

ОБЪЕКТЫ И ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования проводились в Одинцовском районе Московской области (рис. 1а) на территории курганного могильника Одинцово XIV

(Лайково III) (рис. 1б) в рамках охранно-спасательных работ Института археологии РАН под руководством к.и.н А. В. Энговатовой. Могильник располагался в 1.3 км к северо-востоку от деревни Лайково, 100 м к северо-востоку от дорожного знака “7 км” на Красногорском шоссе, в 24 квадрате Подушкинского лесничества (55°42′29.35″N и 37°12′58.43″E) и включал семь курганов высотой 0.8–1.6 м, диаметром 6–17 м, со следами ровиков (рис. 1б, 1с). Согласно археологическим данным, курганы в могильнике сооружены представителями славянской культуры в XII–XIII вв.н.э.

Геоморфологически изученная территория – это водораздельная поверхность рек Самынка и Медвенка (правые притоки Москвы-реки). В ландшафтном отношении она относится к Москворецкому ландшафту Москворецко-Окской физико-географической провинции на абсолютных высотах 130–190 м и представляет собой часть холмистой моренной равнины с элементами конечно-моренного и участками камового рельефа. Все ледниковые отложения перекрыты плащом покровных суглинков, служащих почвообразующими породами.

Климат региона умеренно-континентальный с относительно влажным теплым летом и сравнительно мягкой зимой. Наиболее холодный месяц – январь (средняя температура –10...–12°C), наиболее теплый – июль (18–19°C). Средняя годовая температура от +3.2 на севере до +4.5°C на юге Одинцовского района. За зиму почвы промерзают от 65 см на западе до 75 см на востоке, севере и юге; в аномально холодные малоснежные зимы – до 150 см. Устойчивые морозы начинаются с конца ноября и заканчиваются во второй половине марта. За год выпадает в среднем 550–650 мм осадков (270–900 мм), 2/3 – в виде дождя, 1/3 – в виде снега [19]. В последние десятилетия увеличивается число дней с аномальными погодными условиями [30].

Согласно лесорастительному районированию, изучаемая территория расположена в подзоне хвойно-широколиственных лесов лесной зоны Европейской части России. Одинцовский район занимает одно из ведущих мест по лесистости в Московской области. В основном это вторичные леса на месте вырубок и полей. От коренных лесов они отличаются значительной примесью березы и осины, а также более простой структурой. Современный породный состав лесов сформирован насаждениями хвойных пород (сосна, ель, лиственница). Твердолиственные породы (дуб, ясень, вяз) занимают 2%, мягколиственные породы (береза, осина, ольха серая и черная, липа, тополь, ива и прочие) составляют 41%. В хвойных древостоях преобладает ель (72% от площади хвойников). В лиственных насаждениях преобладают березняки (77% от площади лиственных) и осинники (17%) [22].

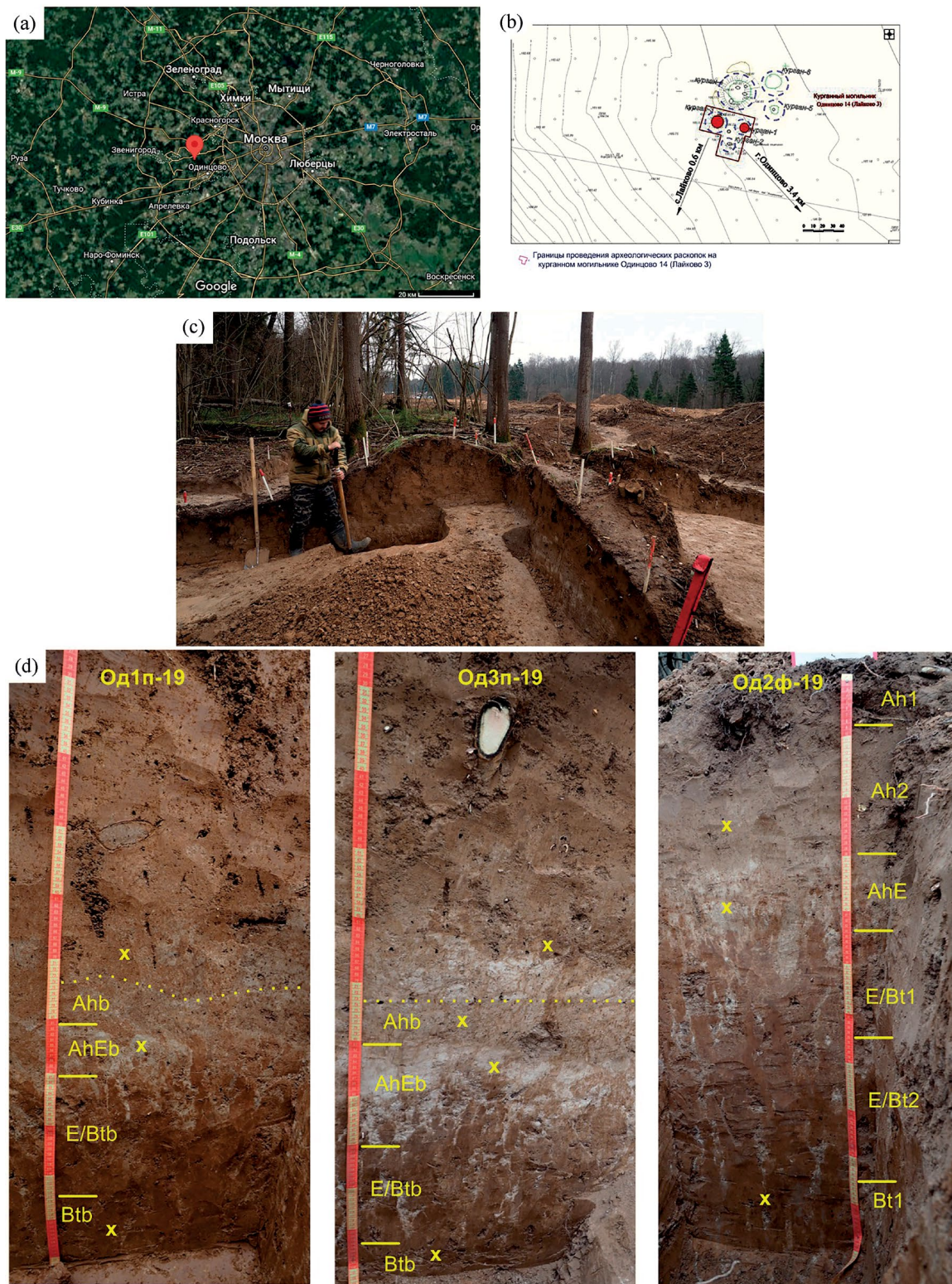


Рис. 1. Местоположение курганного могильника Лайково III в Одинцовском районе Московской области (а) на территории природного рекреационного комплекса Подушкинский лес (а), схема могильника и раскопанные курганы (б), раскопки могильника, морфологическое строение почв изученного хроноряда (д): вверху указаны номера разрезов; пунктирная линия – граница между погребенной почвой и курганной конструкцией; х – места отбора образцов для проведения микроморфологического и в погребенных почвах – микробиоморфного анализов. Карты (а) взята с сайта <https://www.google.com/maps>.

В соответствии с почвенным районированием район входит в округ дерново-подзолистых суглинистых почв Смоленско-Московской возвышенности, иногда различной степени смывости. Для Одинцовского района характерны дерново-подзолистые почвы различного гранулометрического состава с невысоким естественным плодородием. В районе встречаются земли с избыточным увлажнением почвенного профиля (25–50% от общей площади района). Содержание гумуса в почвах среднее, имеется тенденция к его снижению.

В поле были изучены палеопочвы под курганами 1 и 3 (разрезы Од1п-19 и Од3п-19, номера разрезов и курганов совпадают), структура курганных конструкций, а также поверхностная почва в 10 м к востоку от кургана 1 под березово-еловым лесом с примесью осины (разр. Од2ф-19). Буква “п” в названии разрезов означает, что почва погребенная, “ф” – фоновая. Высота курганов: 1–74 см, 3–73 см на момент проведения работ. Во время раскопок при расчистке территории и уборке деревьев верхняя граница курганных сооружений, границы и степень выраженности курганных ровиков были нарушены. Также можно полагать, что во время сооружения курганов в славянское время погребенные почвы были срезаны на 8–10 см, поскольку верхняя граница палеопочв очень неровная, а мощности верхнего гумусового горизонта погребенных и поверхностной почв значительно отличаются (рис. 1d).

МЕТОДЫ

Проведено полевое морфологическое описание почвенных профилей, цвет горизонтов определяли по шкале Манселла, индексы почвенных горизонтов приведены по WRB-2022 [35], почвы классифицированы по [17] и [35]. Отобраны образцы общей массы почв в курганных конструкциях и по генетическим горизонтам почв для последующего определения физико-химических свойств в лаборатории, а также микромолиты для микроморфологического анализа, места отбора последних показаны на рис. 1d.

Определяли содержание органического углерода – методом Тюрина в модификации [3]; потери при прокаливании – нагрев образца до 900°C в течение 1 ч, pH_{H_2O} – потенциометрически в почвенной суспензии при соотношении вода : почва как 2.5 : 1; дитионитовую и оксалатноэкстрагируемую фракции железа определяли по Мера–Джексоу и Тамму [9] соответственно, анализировали на спектрофотометре Cary 60 (Agilent Technologies, США); путем соотношения оксалорастворимого (аморфного) железа к дитионитоэкстрагируемому (свободному, несиликатному) рассчитывали индекс Швертмана, характеризующий степень гидроморфизма почв гумидных ландшафтов [14];

гранулометрический состав – методом пипетки с использованием пирофосфата натрия для диспергирования, фракции рассчитаны на абсолютно сухую навеску с учетом определения гигроскопической влаги [8]. Измерения удельной магнитной восприимчивости проводили в лабораторных условиях на приборе Kappabridge KLY-2 (Чехословакия) в Центре коллективного пользования ИФХиБПП РАН, г. Пушкино.

Микроморфологический анализ шлифов и фотографирование проведены на микроскопе AxioScope A1 Carl Zeiss (Германия) в ЦКП ИФХиБПП РАН.

В погребенных почвах был проведен микробиоморфный анализ по стандартной методике [10, 33]. Образцы на анализ в обоих курганах отбирались из тех же горизонтов, что и на микроморфологические исследования: Ahb, AhEb, E/Vtb (рис. 1d). Подсчет фитолитов проводился в едином объеме, соответствующем примерно 1.9 мм³. Поскольку изначально берутся равные по весу образцы, полученные итоговые значения позволяют проводить сравнительный количественный анализ. Для более точной морфологической характеристики отдельные образцы рассматривали при помощи электронного сканирующего микроскопа Jeol 6610lv (Jeol, Япония). Морфологическое описание форм фитолитов сделано согласно правилам ICPN 2.0 [40], а биоценотическая характеристика выделенных форм по [10]. Корреляция между морфотипами фитолитов и их биоценотической характеристикой опубликована ранее [20, 25].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфологическое строение изученных почв представлено в табл. 1 и на рис. 1d. Сравнение показывает, что в почве, погребенной под курганом 3, заметно лучше выражены признаки отбеливания (снятие красящих пленок с поверхности песчаных и пылеватых минеральных зерен) материала, чем в почве под курганом 1, что видно по большей площади такого материала на срезе горизонтов AhE, E/Vt в разрезе Од3п-19 по сравнению с разрезом Од1п-19. Также в почве под курганом 3 более заметны признаки переувлажнения – Fe–Mn точки и пятна отмечены практически по всему профилю. По сравнению с погребенными почвами поверхностная почва не только сильнее обесцвечена, что выявляется в более белесом цвете горизонтов AhE и E/Vt (5YR7/2 в погребенных против 5YR7/1 – в современной), но и глубже, поскольку белесые языки в ее профиле прослеживаются по всему профилю и уходят в дно разреза Од2ф-19 (рис. 1d). Темно-серый цвет гумусового горизонта в современной почве объясняется тем, что почвы претерпели процессы биоминерализации органического вещества после погребения (приобрели серый или

Таблица 1. Морфологическое описание почв изученного хроноряда

Горизонт	Глубина, см	Цвет	Структура	Новообразования, включения
Разрез Од1п-19 – почва, погребенная под курганом 1 мощностью 74 см				
Ahb	[0–7]	Серый с коричневым оттенком 5YR5/3	Комковато-зернисто-порошистая, иногда копрогенная	Fe-Mn пятна и примазки, точечные, редкие; угли такого же размера, очень редкие
AhEb	[7–25]	Белесый (5YR7/2) с коричневато-бурым (5YR5/4)	Листовато-плитчатая	Fe-Mn примазки, много; пятна осветленного материала; редкие червеходы
E/Btb	[25–47]	Красновато-бурый (5YR4/6) с белесым (5YR6/3)	Ореховатая	Языки осветленного материала, много; кутаны гумусо-глинистые, блестящие
Btb	[47–65]	Красно-бурый, 2.5YR4/6	Ореховато-призматическая	Кутаны железисто-глинистые; очень редкие языки осветленного материала
Разрез Од3п-19 – почва, погребенная под курганом 3 мощностью 73 см				
Ahb	[0–8]	Серый с коричневым оттенком 5YR 5/3	Зернисто-порошистая, иногда копрогенная	Fe-Mn пятна и примазки, точечные, редкие; угли такого же размера, очень редкие
AhEb	[8–28]	Преобладает белесый (5YR7/2), но есть и бурый (5YR5/4)	Листовато-плитчатая	Fe-Mn примазки, много; пятна осветленного материала; редкие червеходы
E/Btb	[28–50]	Красновато-бурый (5YR4/6) с белесым (5YR6/3)	Ореховатая	Пятна осветленного материала, много; кутаны гумусо-глинистые, блестящие, пятна ожелезнения
Btb	[50–65]	Красно-бурый, 2.5YR4/6	Ореховато-призматическая	Кутаны железисто-глинистые; очень редкие языки осветленного материала
Разрез Од2ф-19 – фоновая почва				
Ah1	0–8	Коричневато-темно-серый, 5YR4/1	Зернистая, копрогенная	Мелкие угли, единичные
Ah2	8–30	Коричневато-серый 5YR5/2	Комковато-зернистая, непрочная	Fe-Mn примазки
AhE	30–50	Белесый (5YR7/1) с бурым (5YR5/4)	Комковато-плитчатая, иногда листоватая	Редкие Fe-Mn точки; пятная и языки отбеленного материала
E/Bt1	50–65	Красновато-бурый (5YR4/6) с белесым (5YR6/2)	Комковато-плитчатая	Языки отбеленного материала; редкие Fe-глинистые кутаны
E/Bt2	65–94	Красновато-бурый (5YR4/6), редкие белесые языки (5YR6/3)	Ореховатая	Меньше языков отбеленного материала; больше Fe-глинистых кутан
Bt	94–110	Красно-бурый, (2.5YR4/6), единичные белесые языки (5YR6/3)	Ореховато-призматическая	Единичные языки отбеленного материала, хорошо выражены Fe-глинистые кутаны по граням педов и в порах

светло-серый цвет вместо темно-серого). Стоит иметь в виду, что погребенные почвы имели укороченный верх (были срезаны) на момент сооружения курганов. По остальным признакам различий в почвах хроноряда не выявлено.

Погребенные почвы в поле были классифицированы как дерново-подзолистые типичные крайне мелкие среднесуглинистые на покровных суглинках [17] или Albic Dystric Retisols (Loamic Cutanic) [35]. Современную почву отнесли к дерново-подзолистым языковатым средне мелким глубокоосветленным среднесуглинистым на покровных суглинках или Glossic Albic Dystric Retisols (Loamic Cutanic).

Что касается курганных конструкций, было высказано предположение, что они состояли из смеси почвенных горизонтов, выложенных на поверхность погребенных почв в обратном порядке, поскольку по цвету и строению слои в курганах напоминали определенные горизонты. Отбрав в поле образцы из разных слоев в курганных конструкциях для дальнейшего изучения в лаборатории, планировалось подтвердить либо опровергнуть выдвинутое предположение. Неровная граница между погребенной почвой и курганной конструкцией, а также существенное отличие мощности гумусового горизонта современной и погребенных почв позволило заключить, что верх почв отсутствовал на момент сооружения курганов.

Микроморфологический анализ выявил в горизонте Ah погребенной под курганом 3 и поверхностной почв сеть субпараллельных трещин, разбивающих почвенную массу на листоватые структурные отдельности; большое количество Fe–Mn стяжений размером от 1–10 мкм до 50–70 мкм; хорошо выраженные признаки деятельности мезофауны (рис. 2а–2д, Ah(b) а–д). В разрезе Од3п-19 в рассматриваемом горизонте фиксируются рыжие пятна оксидов железа, а также в порах видны тонкие железистые пленки (рис. 2, Ah(b), b, оранжевые стрелки). Единично обнаружены включения древесного угля (рис. 2, Ah(b), b, зеленая стрелка). Здесь также можно отметить осветленные микроучастки, которые меньше, чем другие, прокрашены гумусом (рис. 2 Ah(b), a).

В горизонте AhE погребенных почв отмечается сеть субпараллельных трещин, делящих почвенную массу на листовато-пластинчатые структурные отдельности (рис. 2 AhE(b), а-с). Такое деление наилучшим образом выражено в разрезе Од3п-19 (рис. 2 AhE(b), с), тогда как в современной почве (разрез Од2ф-19) оно практически не обнаруживается (рис. 2 AhE(b), е). Органическое вещество в этом горизонте представлено в виде черных точек, причем концентрация этих точек в разрезе Од1п-19 заметно больше, чем в разрезе Од3п-19. В современной почве наряду с точечным гумусом, рассеянным в почвенной массе равномерно,

имеются его скопления, а также почвенная масса сплошь прокрашена серым аморфным гумусом. Если в разрезах Од1п-19 и Од2ф-19 признаки активности мезофауны – выбросы в порах, иногда копрогенная структура, выражены ясно, то этого нельзя сказать о разрезе Од3п-19, где выбросы мезофауны строго обособлены и единичны. В рассматриваемом горизонте также хорошо заметны Fe–Mn стяжения, но их размеры уменьшаются, не превышают 50 мкм. В этом горизонте как погребенных, так и поверхностной почв четко выделяются осветленные микрозоны, а также лишенные покровов зерна первичных минералов (преобладает кварц) в порах (рис. 2, AhE(b), b, d, f оранжевые стрелки). Но лишь в разрезе Од3п-19 в тех же самых порах, а также совсем в мелких порах (несколько мкм) обнаруживаются тонкие Fe-глинистые пленки, иногда слоистые внутри (рис. 2, AhE(b), d, зеленая стрелка).

В горизонте Vt разреза Од1п-19 почвенная масса в некоторых микрозонах еще заметно осветлена, имеются и скопления отмытых зерен первичных минералов в порах (рис. 2, Vtb, а оранжевые стрелки). Fe-глинистые пленки и натеки заполняют как мелкие (несколько мкм), так и сравнительно крупные поры (*d* до 1 мм), довольно часто ассимилированы почвенной массой (рис. 2, Vtb, b). Эти образования слоисты, иногда слои состоят из пылеватого материала. В разрезе Од3п-19 почвенная масса в этом горизонте однородно прокрашена оксидами железа в рыже-бурый цвет, микрозоны осветления практически незаметны. Хотя в порах размером 250–300 мкм имеются скопления отмытых пылеватых зерен первичных минералов (рис. 2, Vtb, с оранжевые стрелки). Также обнаруживаются скопления Fe–Mn хлопьев (рис. 2, Vtb, d), довольно часто Fe-глинистые слоистые пленки и натеки прокрашены Fe–Mn оксидами (рис. 2, Vtb, с зеленая стрелка), либо же пятна оксидов располагаются поверх Fe-глинистых новообразований. В современной почве в рассматриваемом горизонте в почвенной массе четко выделяются осветленные микрозоны (рис. 2, Vtb, е оранжевая стрелка). Fe-глинистые пленки слоисты, но в слоях большая доля принадлежит не глинистому материалу, а пылеватому (рис. 2, Vtb f), поэтому точнее эти новообразования можно назвать Fe-глинисто-пылеватыми.

Слои из курганных конструкций, которые были изучены на микроуровне, расположены наиболее близко к погребенной почве, как в кургане 1, так и 3 (рис. 1д, места отбора образцов для микроморфологического изучения). Как и в верхних горизонтах погребенной почвы разрез. Од1п-19, в слое курганной конструкции обнаруживаются микроучастки с заметной аккумуляцией точечных форм гумуса (рис. 3а), Fe–Mn конкреции и стяжения, разбросанные по всему слою (рис. 3б, но также видно и на рис. 3а, 3с), в порах хорошо заметны

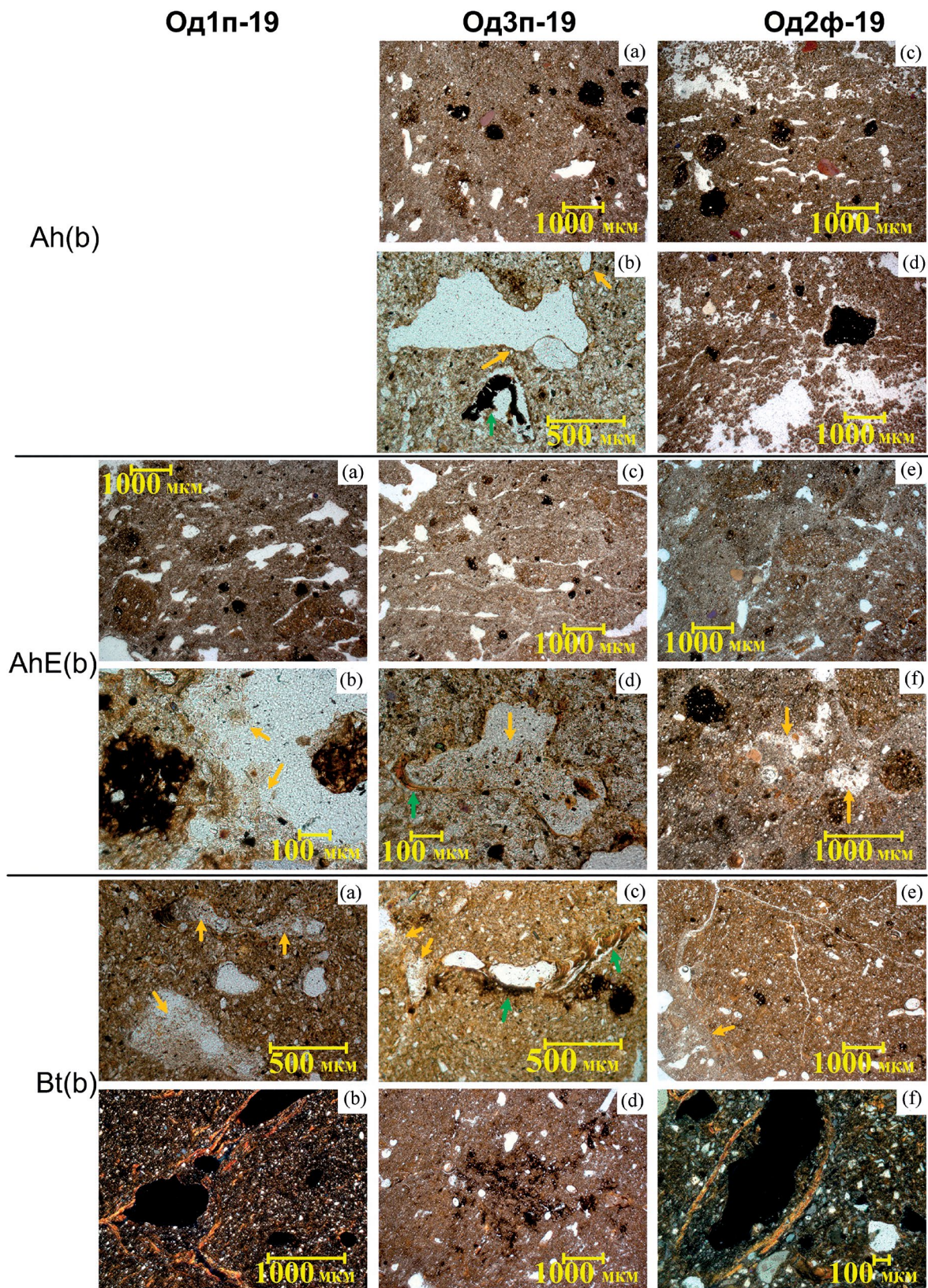


Рис. 2. Микростроение горизонтов Ah(b), AhE(b), Bt(b) почв хронорядя. Все фото сняты без анализатора, за исключением Bt(b) b, f, которые сняты с анализатором. Номера разрезов указаны сверху, индексы горизонтов – слева. Пояснения к рисунку даны в тексте.

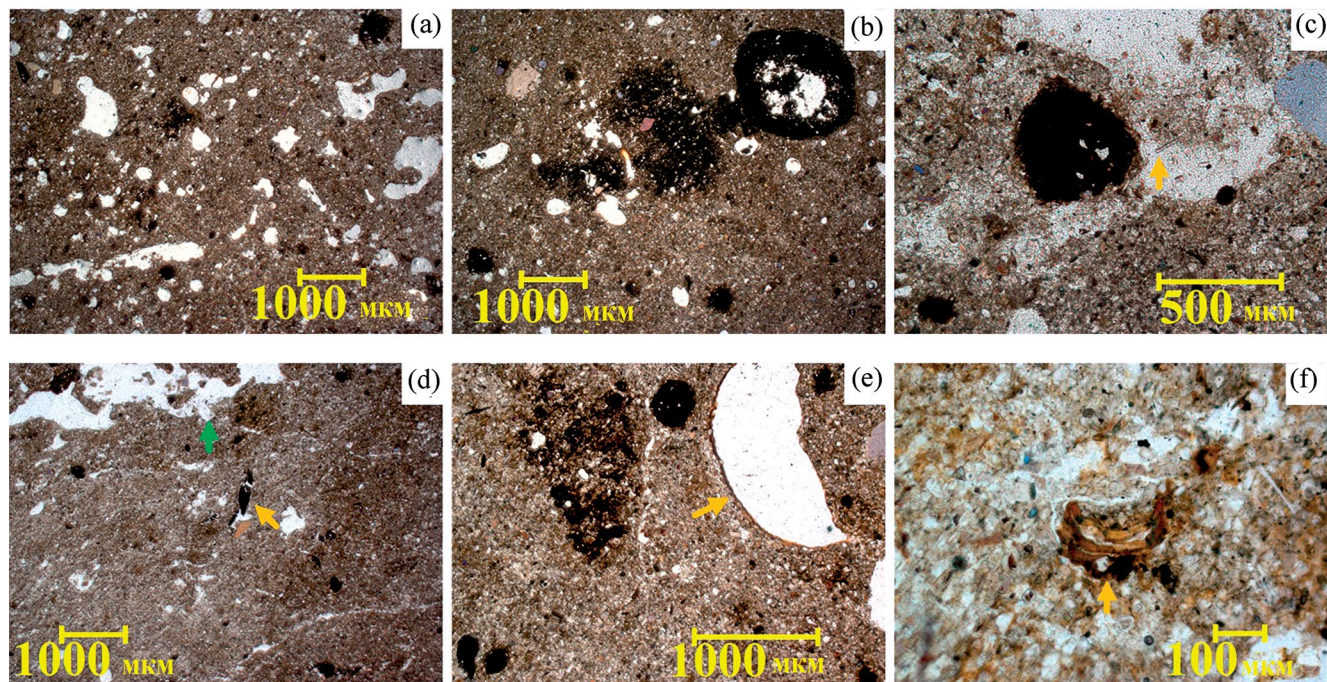


Рис. 3. Микростроение курганных конструкций в курганах 1 (а–с) и 3 (d–f). Все фото сняты без анализатора. Пояснения к рисунку даны в тексте.

скопления отбеленных (лишенных покровов) минеральных зерен силикатной основы (рис. 3с). В то же время, в таком же по мощности слое курганной конструкции в кургане 3 четко видны разные микрозоны, как более окрашенного Fe-оксидами, так и отбеленного материала (рис. 3d), разбитые протяженными субпараллельными микротрещинами на листовато-пластинчатые отдельности. Эти отдельности не так хорошо выражены, как в горизонте AhEb разреза ОдЗп-19, но все же довольно отчетливы. Наряду с Fe–Mn округлыми стяжениями и конкрециями присутствуют хлопьевидные железистые пятна (рис. 3е), тонкие Fe-глинистые натеки (рис. 3е, стрелка), а также единично – мелкие (размером 200–300 мкм) обломки Fe-глинистых натеков (рис. 3f, стрелка). В порах отмечаются скопления отбеленных кварцевых зерен (рис. 3d, зеленая стрелка). Такие же элементы микростроения мы видели в горизонтах Ahb, AhEb и отчасти E/Vtb изученных погребенных почв, и даже сохраняются различия микростроения, отмеченные для двух сравниваемых палеопочв. Поэтому на основе такого строения слоев из курганных конструкций можно с уверенностью подтвердить, что для сооружения курганов брался материал из трех верхних горизонтов палеопочв. Материал горизонта Vtb не обнаружен, поэтому, если материал для сооружения курганов брали из ровиков, они имели глубину не более 50–60 см.

Также стоит отметить элементы строения, появившиеся в результате деятельности человека,

связанной со строительством курганов. Необходимо обратить внимание на множество пор-ваг, имеющих повсеместное распространение в обеих курганных конструкциях (рис. 3а – наиболее ярко видно), включение фитолитов (рис. 3с, стрелка), единичные включения углей, скорее всего, травянистой растительности в кургане 3 (рис. 3d, оранжевая стрелка). Стоит напомнить, что также единичный фрагмент угля недифференцированного строения был обнаружен в поверхностном горизонте погребенной под этим курганом почвы (рис. 2b, Ahb). Следов перемешивания материала, которые могли быть, если бы древние строители перемешивали почву перед ее помещением в курганную конструкцию, обнаружить не удалось. Поэтому на основе наличия множества пор-ваг, имеющих не округлую, а причудливо-изрезанную форму, можно утверждать [34], что строительство курганных сооружений заключалось в трамбовке почвенного материала, скорее всего, в сухом виде. Возможна примесь растительного сырья, либо фитолиты попали вместе с напочвенным растительным покровом. Включения углей – случайность, поскольку они встречены единично.

По гранулометрическому составу верхнего горизонта погребенные почвы среднесуглинистые иловато-мелкопылеватые (рис. 4а, 4b). Далее, начиная с горизонта AhEb, гранулометрический состав постепенно утяжеляется и становится тяжелосуглинистым, к нижним горизонтам даже

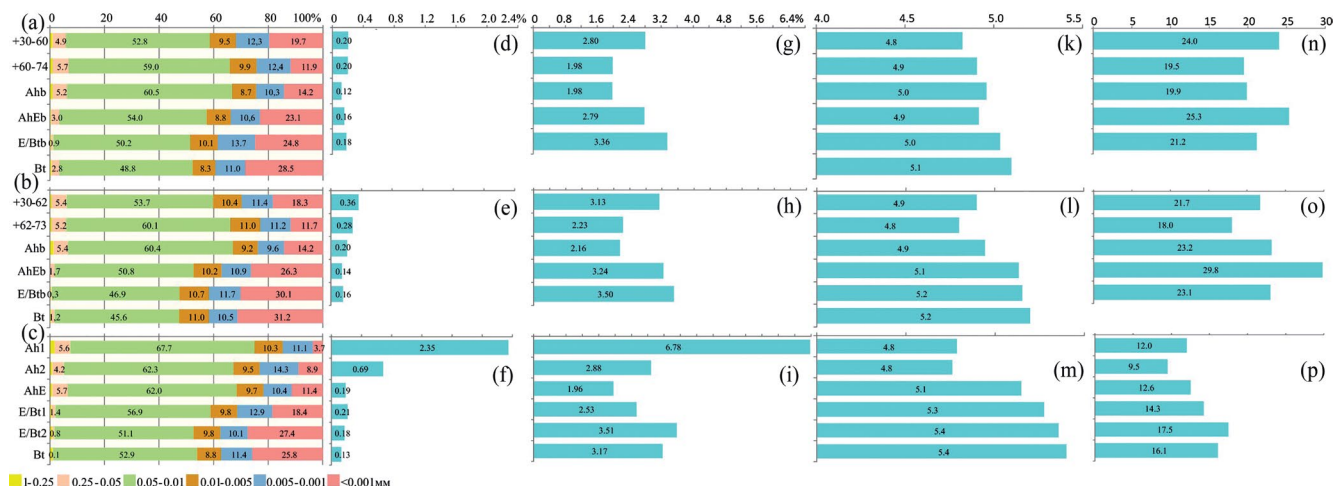


Рис. 4. Гранулометрический состав (а–с), содержание $C_{\text{орг}}$, % (d–f), ППП, % (g–i), (k–m) и магнитная восприимчивость, χ (10^{-8} СИ м³/кг), (n–p) почв хроноряда: а, d, g, k, n – разрез Од1п-19; б, е, h, l, о – разрез Од3п-19; с, f, l, m, p – разрез Од2ф-19.

переходя немного в градацию легкой глины, но с сохранением среди фракций преобладания ила и мелкой пыли. В современной почве лишь верхний горизонт сильно облегчен и по гранулометрическому составу относится к легкому суглинку (рис. 4с). Ниже по профилю гранулометрический состав современной и погребенных почв идентичны.

Курганные конструкции по гранулометрическому составу показывают обратную закономерность – гранулометрический состав утяжеляется не сверху вниз, как в погребенных почвах, а снизу вверх (рис. 4а, 4б). Можно говорить о зеркальном отражении данных гранулометрического состава для горизонтов Ahb и AhEb и отчасти E/Btb в двух изученных слоях курганных конструкций. Это может указывать на выкладку горизонтов в обратном порядке при сооружении курганов, если, например, материал для этого брался из ровика.

По содержанию органического углерода ($C_{\text{орг}}$) погребенные почвы похожи и содержат от 0.12 до 0.18% по всему профилю (рис. 4d, 4е). Современная почва демонстрирует резко аккумулятивный характер распределения $C_{\text{орг}}$ по профилю, поскольку в горизонтах Ah1 и Ah2 отмечаются существенно отличные от других горизонтов величины $C_{\text{орг}}$ – 2.35 и 0.69% соответственно, против 0.21–0.13% в нижних горизонтах (рис. 4f). В погребенных почвах такой картины распределения $C_{\text{орг}}$ не наблюдается, еще раз подтверждая тот факт, что верхние горизонты палеопочв отсутствовали на момент погребения.

Величины $C_{\text{орг}}$ в курганных конструкциях близки к таковым в горизонтах погребенных почв (рис. 4d, 4е), лишь иногда несущественно превышая их, возможно, за счет примеси исходного верха

гумусового горизонта погребенных почв, а также отчасти – современного гумусонакопления.

Потерей при прокаливании (ППП) называют убыль массы при нагревании почвы до 900°C. При прокаливании почва теряет кристаллизационную воду, гумус, CO₂ карбонатов, адсорбированные газы и частично хлориды. В случае изучаемых почв ППП коррелирует с распределением физической глины (сумма частиц <0.01 мм) в слоях курганных конструкций и почвенных горизонтах: с увеличением доли физической глины в гранулометрическом составе того или иного образца растет и процентное содержание ППП (рис. 4g, 4h). Это указывает на увеличение химически связанной воды в составе более глинистых образцов. В современной почве в двух верхних горизонтах, Ah1 и Ah2 распределение ППП повторяет таковое для $C_{\text{орг}}$, тогда как ниже, в горизонтах, где содержание $C_{\text{орг}}$ не превышает 0.20%, коррелирует с распределением физической глины (рис. 4i).

По величинам рН_{H₂O} верхние гумусовые горизонты погребенных почв характеризуются кислой реакцией среды, 4.8–4.9 ед., тогда как в элювиальном горизонте и иллювиальной части профиля реакция становится слабокислой, рН_{H₂O} – 5.0–5.2 (рис. 4k, 4l). Погребенные почвы практически не отличаются по этому показателю друг от друга. Но при этом есть отличия на 0.2–0.4 ед. в средней части профиля современной почвы: в горизонтах E/Bt и Bt погребенных и современной почвы рН_{H₂O} – 5.0–5.2 и 5.3–5.4, соответственно (рис. 4k, l сравнить с m). Хотя все равно в целом величины находятся в пределах слабокислых значений, различия несущественны.

Слои курганных конструкций имеют близкие величины рН_{H₂O}, как в двух сравниваемых

Таблица 2. Формы соединений железа (измеренные и расчетные) в почвах изучаемого хронорядя

Разрез	Горизонт, глубина, см	Fe _d	Fe _o	Fe _c	Fe _o /Fe _d (коэффициент Швертмана)
		%			
Од1п-19	Ahb, [0–10]	0.55	0.14	0.40	0.26
	AhEb, [10–35]	0.79	0.17	0.62	0.21
	E/Btb, [35–60]	0.88	0.11	0.77	0.13
Од3п-19	Ahb, [0–15(20)]	0.51	0.13	0.38	0.25
	AhEb, [15(20)–45]	0.74	0.13	0.61	0.18
	E/Btb, [45–60]	0.89	0.14	0.75	0.16
Од2ф-19	Ah1, 0–8	0.45	0.23	0.22	0.50
	Ah2, 8–30	0.41	0.21	0.20	0.51
	AhE, 30–44	0.47	0.18	0.28	0.39
	E/Bt1, 44–65	0.58	0.20	0.38	0.35
	E/Bt2, 65–95	0.76	0.18	0.58	0.23
	Bt, 95–115	0.78	0.16	0.62	0.21

Примечание. Формы железа: Fe_d – извлекаемые дитионит-цитратной вытяжкой по Мера–Джексона, несиликатные оксиды и гидроксиды; Fe_o – извлекаемые оксалатной вытяжкой по Тамму, аморфные или слабоокристаллизованные; Fe_c – Fe_d–Fe_o, расчетные, несиликатные, хорошо окристаллизованные.

курганах, так и с горизонтом Ah современной и Ahb погребенных почв, 4.8–4.9.

Для магнитной восприимчивости (МВ) можно отметить ее наибольшие величины в почве под курганом 3 (разрез Од3п-19) во всех трех горизонтах, в которых была измерена эта характеристика (рис. 4о сравнить с п, р). Если для горизонтов AhEb и E/Btb эти различия можно объяснить максимальным содержанием илстой фракции в них в разрезе Од3п-19 по сравнению с аналогичными горизонтами разрезов Од1п-19 и Од2ф019, поскольку МВ сильно зависит от величины содержания илстой фракции [8], то в самом верхнем горизонте Ahb, где проценты илстой фракции для всех трех почв близки, это можно объяснить лучшими условиями увлажнения почвы, погребенной под курганом 3, когда окислительно-восстановительные условия сбалансированы, восстановительные процессы не приводят к понижению величины МВ. Показательно, что современная почва демонстрирует минимальные величины МВ среди всех трех сравниваемых почв не только в верхних гумусовых горизонтах, но и по всему профилю (рис. 4р сравнить с п и о). Это указывает на то, что по режиму увлажнения современная и погребенные почвы различаются. Установлено, что величина МВ в почвах гумидных регионов резко уменьшается при воздействии процессов поверхностного оглеения или сезонного застоя влаги [7].

Слои курганных конструкций в каждом кургане зеркально отражают по величинам МВ верхние горизонты изучаемых погребенных почв, так же, как

и по гранулометрическому составу, подтверждая обратный порядок выкладки почвенных горизонтов на поверхность погребенной почвы при сооружении курганов.

По содержанию и распределению форм железа погребенные почвы демонстрируют практически полное сходство: дитионит-цитратные формы (Fe_d), варьируя от 0.51 до 0.89%, в 3 раза или около того превышают оксалаторастворимые (Fe_o) (величины от 0.11 до 0.17%) (табл. 2). Fe_d и Fe_c формы постепенно увеличиваются вниз по профилю. Коэффициент Швертмана имеет небольшие величины по профилю, с максимумом в самом верхнем горизонте. Такое распределение коррелирует с наблюдаемым при микроморфологических наблюдениях максимальным количеством Fe–Mn стяжений и конкреций в горизонте Ah погребенных почв, указывая на периодически застойный режим влаги в поверхностном горизонте, что могло возникать в весеннее время при небыстром протаивании сезонно-мерзлого слоя почвы. Но такой режим не повлиял глубже, чем на поверхностный слой почв, поэтому за исключением этого сравнительно непродолжительного периода времени в году, изучаемые палеопочвы формировались преимущественно в окислительных условиях.

В целом, погребенные почвы отличаются от современной почвы тем, что в ней практически в два раза увеличивается содержание оксалаторастворимых форм железа (Fe_o) и незначительно уменьшается содержание Fe_d. Это приводит к тому, что содержание расчетной формы железа, хорошо окристаллизованного несиликатного (Fe_c), также

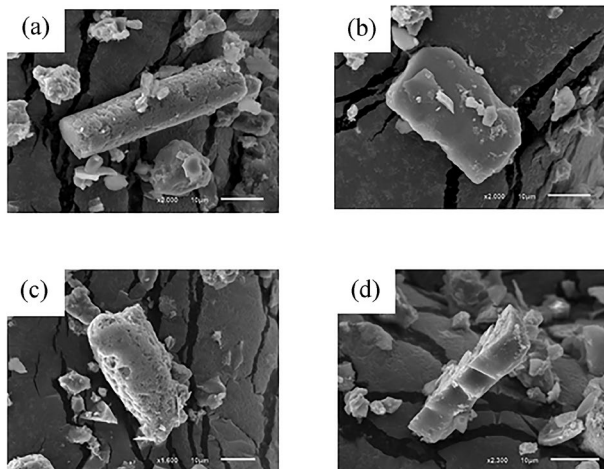


Рис. 5. Морфотипы фитолитов из горизонта AhEb разреза ОдЗп-19: а – ELO_ENT, разнотравье; б – BLO_RES, хвойные; с – ACU_BUL_1, лесные злаки; д – BIL, луговые злаки.

в 2 раза меньше по сравнению с таковым в погребенных почвах. В 2 раза, а иногда в 3, выше коэффициент Швертмана в современных почвах по сравнению с погребенными; особенно это верно для поверхностных горизонтов Ah и Ah E. Все это указывает на то, что окислительно-восстановительный режим современной почвы немного иной – восстановительные условия имеют более выраженное влияние на свойства ее профиля, чем в погребенных почвах. Такой вывод подтверждается и данными по магнитной восприимчивости.

Микробиоморфный анализ показал, что в изученных горизонтах имеются различные морфологические формы фитолитов, классифицированные согласно правилам ICPN 2.0 (рис. 5).

При подсчете обнаруживаются различия в количественном распределении фитолитов по профилю (табл. 3). Хорошо видно, что верхний горизонт почвы под курганом 3 содержит больше фитолитов, здесь выше доля разнотравья по сравнению с таким же горизонтом почвы под курганом 1. Такое распределение фитолитов может говорить о менее нарушенном растительном напочвенном покрове во время сооружения кургана 3 [41]. В целом, состав фитолитных комплексов сходен, что позволяет допустить небольшой временной интервал, имевший место между созданием обоих курганов. Доминируют формы, характерные для лугового разнотравья с небольшой долей фитолитов, характерных для смешанных лесов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Погребенные почвы в своих свойствах показывают как сходство, так и различия между собой

и современной почвой. На основе макро- и микроморфологического анализов можно полагать, что почва под курганом 1 развивалась в условиях, более благоприятных для гумусоаккумулятивного процесса и биологической активности мезофауны, тогда как в почве под курганом 3 лучше выражены признаки процессов отбеливания (переувлажнения и/или оподзоливания) почвенной массы, редоксиморфные признаки, а также процессов сезонно-криогенного оструктурирования, что отразилось в наиболее хорошо морфологически сформированной листовато-пластинчатой структуре горизонта AhE в разрезе ОдЗп-19. Аналитическое изучение показывает, что все почвы изучаемого хроноряды сходны по гранулометрическому составу – среднесуглинистые с утяжелением вниз по профилю, лишь самый верхний горизонт современной почвы – легкий суглинок. Все они по значениям pH_{H_2O} – слабокислые. Из-за того, что срезаны примерно 15–20 см гумусового горизонта погребенных почв, не удастся выявить различий между ними по содержанию $C_{орг}$. Величина магнитной восприимчивости, которая в данном случае служит мерой воздействия окислительных либо восстановительных условий, наименьшая для современной почвы по всему профилю и наибольшая в горизонте Ahb – для почвы под курганом 3. По содержанию и распределению оксалатно-растворимых и дитионит-цитратных форм железа погребенные почвы демонстрируют полное сходство и отличаются от современной. Коэффициент Швертмана выше в современных почвах по сравнению с погребенными; что особенно заметно в верхних частях профилей. По данным микробиоморфного анализа курган 3 строился на поверхности с менее нарушенным напочвенным растительным покровом, чем курган 1. По предположению авторов и согласно выявленной разнице по свойствам погребенных под изучаемыми курганами почв, курган 3 скорее всего был сооружен немного раньше кургана 1 в пределах могильника. Это предположение согласуется с палеоклиматическими реконструкциями за время функционирования могильника, которые обсуждаются ниже.

Палеоклиматические реконструкции проведены с учетом полученных и литературных данных о времени сооружения курганов. Погребенные почвы датированы XII–XIII вв. н.э.

По данным моделирования на основе имеющихся фактических материалов (в основном, палинологических) по реконструкциям климата для лесной зоны Русской равнины в период от начала до середины XII в. зафиксировано увеличение количества осадков примерно на 50 мм по сравнению с климатической нормой, за которую авторы принимали количество осадков за период 1951–1980 гг. Температура была ниже нормы на 0.2–0.5°C. Далее,

Таблица 3. Количественное распределение и состав фитолитных комплексов в погребенных почвах курганов

Курган	Горизонт	Глубина, см от современной поверхности	Фитолиты, всего, шт.	Диагностические группы фитолитов*, %					
				1	2	3	4	5	6
1	Ahb,	74	57	30	17	5	32	5	11
	AhEb	85	26	50	50	22	12	0	8
	E/Btb	100	1	100	0	0	0	0	0
3	Ahb,	77	74	51	11	5	19	4	10
	AhEb	89	84	57	8	11	17	2	5
	E/Btb	112	1	100	0	0	0	0	0

*Цифрами указаны фитолитные комплексы: 1 – разнотравье (ELO_ENT), 2 – хвойные (BLO_RES; BLO_VEL), 3 – лесные злаки (ACU_BUL_1); 4 – луговые злаки (ACU_BUL_2; BIL; ELO_SIN; POL); 5 – степные злаки (сухих лугов) (RON_CON; RON_TRZ); 6 – не диагностируемые обломки.

на рубеже XII–XIII вв. температура была выше на 0.4°C, осадки ниже на 20 мм, а в XIII в. температура была ниже на 0.2–0.5°C, осадки – на том же уровне. [21].

При проведении палеоклиматических реконструкций мы сравниваем погребенные почвы с современной, считая, что почвы отражают в своих “быстрых” свойствах климат последних 30 (50) лет [24, 29]. Для средней полосы России современный климат за последние 30 лет характеризуется возрастанием среднегодовых температур как минимум на 0.5°C, увеличением годового количества осадков, в основном за счет осадков осенне-зимнего сезона на 100–120 мм [26] относительно прежней климатической нормы. Таким образом, если переместить нулевые линии по температуре и осадкам от климатической нормы за период 1951–1980 гг. [21] к условной норме последних 30-ти лет, 1990–2020 гг., получается, что в XII в. количество осадков было примерно таким же как, как в последние 30 лет, а от рубежа XII–XIII вв. до середины XIII в. – меньше чем на 70 мм и более. По температуре тренд изменчивости относительно последних 30 лет в том же временном направлении менялся в сторону похолодания. Следовательно, температура от рубежа XII–XIII вв. до середины XIII в. была ниже почти на 1°C (0.7–0.8°C) по сравнению с современностью. Возвращаясь к рассмотрению всего комплекса данных для изучаемого хроноряда, можно сделать ряд заключений о палеоклиматической реконструкции и скоростях изменчивости рассмотренных свойств изучаемых почв.

В изученных палеопочвах зафиксированы различия по степени проявления процессов переувлажнения и/или оподзоливания, а также по морфологическим данным – аккумуляции гумуса и биологической активности. Очевидно, изученный коротковременной хроноряд почв отразил

климатическое колебание от рубежа XII–XIII вв. до середины – конца XIII в., и именно поэтому, согласно выявленным различиям в свойствах погребенных почв, курган 3 предположительно был сооружен раньше, чем курган 1. Если почва, погребенная под курганом 3, формировалась в относительно теплый и влажный период, по климатическим условиям очень похожий на интервал от 1990 до 2020 гг., но с возможным наличием экстремальных погодных явлений в виде суровых зим и аномальных по осадкам годов (не более 5–10 лет подряд), то под курганом 1 – в относительно сухой и холодный.

В современной почве влияние большего воздействия восстановительных условий в основном просматривается для верхней части профиля, поэтому можно предположить, что это достигается за счет изменившихся условий зимнего сезона – периоды оттаивания случаются зимой чаще, почва в это время сильно переувлажнена, что приводит к более длительному развитию восстановительных процессов в почвах нашего времени.

Можно сделать вывод и о **скорости проявления тех или иных свойств почв** в изучаемых дерново-подзолистых суглинистых почвах при меняющихся климатических условиях. Морфологически хорошо заметные редоксиморфные признаки в виде пятен оксидов железа в почвенной массе и/или разноокрашенных оксидами железа микроучастков, но не проявившиеся в количественных определениях разных форм железа – это очень быстрый процесс, декадный. То же можно сказать и о формировании листоватых или листовато-пластинчатых агрегатов в гумусовых горизонтах – достаточно нескольких лет с экстремально морозными зимами, чтобы структурная трансформация почвенной массы была хорошо выражена морфологически, по крайней мере, на микроуровне. Поэтому в палеопочве кургана 3 именно эти свойства

отразили экстремальные погодные условия, свойственные началу XIII в.

При отражении климатического ритма длительностью примерно 30 (до 50) лет изменились морфологические проявления процессов аккумуляции гумуса и биологической активности, а также признаки поверхностного переувлажнения, определяемые аналитически (формы железа) и инструментально (магнитная восприимчивость). Именно эти свойства отразили более длительные (30–50 лет), чем упомянутые выше экстремальные погодные условия, климатические колебания в XIII в.

Вместе с тем процесс снятия красящих пленок с песчано-пылеватых зерен в профиле изучаемых поверхностных (фоновых) почв с появлением языков отбеленного материала, хорошо видимых ниже горизонта *Vt* – это процесс нескольких столетий, в основном, в условиях малого ледникового периода.

Технико-технологические приемы создания изучаемых курганов в могильнике Лайково III включали трамбовку в естественном состоянии (без дополнительного увлажнения) материала почвенных горизонтов, выбранных из почв ровиков или скальпированных с подкурганной поверхности, поскольку курганы созданы на уже лишенных верха почвах. Глубина отбора материала для строительства кургана не более 60 см, почвенные горизонты выкладывались на поверхность погребяемых почв в обратном порядке – внизу, на поверхности погребенной почвы, располагается самый верхний гумусовый горизонт, а выше в курганной конструкции – средние горизонты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования показали высокую информативность почв, погребенных под курганами в лесной зоне. Благодаря комплексному подходу стало возможным не только реконструировать природно-климатические условия в Подмосковье в XII–XIII вв. н.э., их динамику, но и определить порядок сооружения курганов, а также специфику сооружения курганных конструкций. Полученные результаты существенно дополняют базу данных информационного блока почвенных архивов на примере древних лесных почв под курганами.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Статья написана в рамках выполнения плановых тем государственного задания № 122040500036-9 (О.С. Хохлова) и АААА-А19-119022190169-59 (FMGE 2019-0006) (А.А. Гольева).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александровский А.Л.* Изменения почв и природной среды на юге России в голоцене // *ОРУС. Междисциплинарные исследования в археологии.* 2002. № 1–2. С. 109–119.
2. *Александровский А.Л., Белинский А.Б., Калмыков А.А., Корневский С.Н., Ван дер Плихт Й.* Погребенные почвы Большого Ипатовского кургана и их значение для реконструкции палеоклимата // *Материалы по изучению историко-культурного наследия Северного Кавказа.* М.: Издательство “Памятники исторической мысли”, 2001. Вып. 2. С. 131–143.
3. *Антонова З.П., Скалабян Л.Г., Сучилкина Л.Г.* Определение содержания в почвах гумуса // *Почвоведение.* 1984. № 11. С. 130–133.
4. *Борисенков Е.П., Пасецкий В.М.* Летопись необычайных явлений природы за 2.5 тысячелетия. СПб: Гидрометеоздат, 2002. 536 с.
5. *Борисов А.В., Демкина Т.С., Демкин В.А.* Палеопочвы и климат Ергеней в эпоху бронзы, IV–II тысячелетие до н.э. М.: Наука, 2006. 206 с.
6. *Борисов А.В., Мимоход Р.А., Демкин В.А.* Палеопочвы и природные условия южнорусских степей в посткатакомбное время // *Краткие сообщения Института археологии.* 2011. № 225. С. 144–154.
7. *Вадюнина А.Ф., Бабанин В.Ф.* Магнитная восприимчивость некоторых почв СССР // *Почвоведение.* 1972. № 10. С. 55–66.
8. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
9. *Воробьева Л.А.* Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
10. *Гольева А.А.* Микробиоморфные комплексы природных и антропогенных ландшафтов. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 238 с.
11. *Демкин В.А., Ельцов М.В., Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Демкина Т.С., Борисов А.В.* Развитие почв Нижнего Поволжья за историческое время // *Почвоведение.* 2004. № 12. С. 1486–1497.
12. *Демкина Т.С., Борисов А.В., Демкин В.А.* Микробиологические исследования подкурганых палеопочв пустынно-степной зоны Волго-Донского междуречья // *Почвоведение.* 2004. № 7. С. 853–859.
13. *Жарких И.А., Русаков А.В., Михайлова Е.Р., Соболев В.Ю., Хохлова О.С.* Почвенно-археологические исследования педохронорядов в средневековых курганных могильниках на территории Плюсского района Псковской области // *Динамика экосистем в голоцене.* СПб.: Изд-во РГПУ им. АИ Герцена, 2022. С. 422–427.
14. *Зайдельман Ф.Р.* Эколого-мелиоративное почвоведение гумидных ландшафтов. М.: Агропромиздат, 1991. 320 с.

15. *Зданович Г.Б., Иванов И.В., Хабдулина М.К.* Опыт использования в археологии естественных методов исследования (курганы Кара-оба и Обалы в северном Казахстане) // Советская археология. 1984. № 4. С. 35–48.
16. *Иванов И.В., Васильев И.Б.* Человек, природа и почвы Рын-песков Волго-Уральского междуречья в голоцене. М.: ООО “Экспертно-консалтинговый центр Интеллект”, 1995. 144 с.
17. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
18. *Клименко В.В., Климанов В.А., Сирин А.А., Слепцов А.М.* Изменение климата на западе Европейской части России в позднем голоцене // Доклады Академии наук. 2001. Т. 376. № 5. С. 679–683.
19. *Овечкин С.В., Майнашева Г.М.* Опыт использования кластерного анализа при климатическом районировании Московской области // Вестник МГПУ. Сер. Естественные науки. 2010. № 2. С. 65–74.
20. *Рябогина Н.Е., Южанина Э.Д., Иванов С.Н., Гольева А.А.* Микробиомаркеры природного окружения и внутреннего обустройства жилищ неолита и энеолита (поселения Мергень 6 и 7) // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2021. № 4 (55). С. 5–16.
<https://doi.org/10.20874/2071-0437-2021-55-4-1>
21. *Слепцов А.М., Клименко В.В.* Обобщение палеоклиматических данных и реконструкция климата Восточной Европы за последние 2000 лет // История и современность. 2005. № 1. С. 118–135.
22. *Суслова Е.Г.* Леса Московской области // Эко-системы: экология и динамика. 2019. Т. 3. № 1. С. 119–190.
<https://doi.org/10.24411/2542-2006-2019-10029>
23. *Ташнинова Л.Н., Цуцкин Е.В., Гольева А.А., Богун А.П., Чичагова О.А.* Почвы, погребенные под разновозрастными курганами на Черных землях Калмыкии // Почвоведение. 2005. № 2. С. 149–160.
24. *Хохлова О.С.* Внутривековая (декадная) эволюция почв и скорости изменчивости свойств в степных почвах на разных породах // Экология и почвы. Лекции и доклады XIII Всерос. школы. Пушкино, 2006. Т. V. С. 278–286.
25. *Хохлова О.С., Макеев А.О., Энговатова А.В., Кузнецова Е.А., Гольева А.А.* Палеоэкология и хозяйственная деятельность человека на основе изучения культурных слоев и палеопочвы Тульского кремля // КСИА. 2022. V. 268. С. 357–378.
<http://doi.org/10.25681/IARAS.0130-2620.268.357-377>
26. *Худяков О.И., Решоткин О.В.* Эволюция почв в связи с современным потеплением климата // Теоретическая и прикладная экология. 2017. № 2. С. 38–43.
27. *Цуцкин Е.В., Ташнинова Л.Н., Гольева А.А., Лопатин В.А., Богун А.П., Бадмаев В.Н.* Почвенные горизонты курганной группы “Черноземельской-1” // Вестник Калмыцкого института социально-экономических и правовых исследований. 2001. № 3. С. 112–118.
28. *Чендев Ю.Г., Ершова Е.Г., Александровский А.Л., Хохлова О.С., Русаков А.В.* Палеоботанические и палеопочвенные индикаторы эволюции лесостепного ландшафта во второй половине голоцена: Белгородская область // Проблемы природопользования и экологическая ситуация в Европейской России и сопредельных странах: материалы V междунар. науч. конф. Белгород: НИУ БелГУ, 2013. С. 201–210.
29. *Чендев Ю.Г.* Медленные и быстрые реакции палеопочв на климатические изменения в голоцене // Палеопочвы, палеоэкология, палеоэкономика. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2017. С. 200–205.
30. *Яковлев М.Ю.* Анализ метеорологических характеристик Московского региона // Russ. J. Rehabilitation Medicine. 2019. № 4. С. 87–97.
31. *Aseyeva E., Puzanova T., Makeev A., Kurbanova F., Kust P., Rusakov A., Khokhlova O., Mihailov E., Golyeva A.* Paleolandscape reconstruction based on the study of a buried soil of the bronze age in the broadleaf forest area of the russian plain // Geosciences (Switzerland). 2019. V. 9. P. 111.
<https://doi.org/10.3390/geosciences9030111>
32. *Barczy A., Joó K., Petó Á. et al.* Survey of the buried paleosol under the Lyukas mound in Hungary // Eurasian Soil Sci. 2006. V. 39. Suppl 1. P. 133–140.
<https://doi.org/10.1134/S1064229306130217>
33. *Barczy A., Golyeva A., Peto Á.* Palaeoenvironmental reconstruction of Hungarian kurgans on the basis of the examination of palaeosoils and phytolith analysis // Quater. Int.. 2009. V. 193. P. 49–60.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.10.025>
34. *Cammis C.* Micromorphology of earth building materials: Toward the reconstruction of former technological processes (Protohistoric and Historic Periods) // Quater. Int.. 2018. V. 483. P. 160–179.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.01.031>
35. IUSS Working Group WRB. 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, 2022. 236 p.
36. *Golyeva A., Svirida N.* Quantitative distribution of phytoliths as reliable diagnostical criteria of ancient arable lands // Quater. Int. 2017. V. 34B. P. 51–57.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.062>
37. Kurgan Studies: An environmental and archaeological multiproxy study of burial mounds in the Eurasian steppe zone // BAR International Series. 2011. V. 2238. P. 19. 348 p.
<https://doi.org/10.30861/9781407308029>

38. Makeev A., Kurbanova F., Milanovskiy E., Denisova E., Aseyeva E., Rusakov A., Khokhlova O., Kust P., Lebedeva M., Rusakova E., Egli M., Mihailov E. Soils at archaeological monuments of the Bronze Age – A key to the Holocene landscape dynamics in the broadleaf forest area of the Russian Plain // *Quater. Int.*. 2021. V. 590. P. 26–47.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.09.015>
39. Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R.S., Hughes M.K., Shindell D. et al. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly // *Science*. 2009. V. 326. № 5957. P. 1256–1260.
<https://doi.org/10.1126/science.1177303>
40. Neumann K., Strömberg C.A.E., Ball T., Albert R.M., Vrydaghs L., Cummings L.S. International Code for Phytolith Nomenclature (ICPN) 2.0 // *Annals of Botany*. 2019. V. 124. P. 189–199.
<https://doi.org/10.1093/aob/mcz064>
41. Pető Á. Burial mounds: detecting ancient surfaces. The method of (semi)quantitative phytolith and biomorph analysis // *Archeologia e Calcolatori*. 2010. V. 21. P. 315–324.
42. Rusakov A., Sorokin P., Golyeva A., Savelieva L., Rusakova E., Safronov S. Soils of a medieval burial mound as a paleo-environmental archive (Leningrad region, Northwest Russia) // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2018. V. 90. P. 315–325.
<https://doi.org/10.17741/bgsf/90.2.013>
43. *Stoops G.* Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections. Madison: Soil Science Society of America, Inc. 2003. 179 p.

Paleopedological and Microbiomorphological Study of Medieval Kurgans in Moscow Region

O. S. Khokhlova¹ and A. A. Golyeva^{2, *}

¹*Institute of Physical, Chemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

²*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: golyevaaa@ya.ru

Soils buried under burial mounds (kurgans) of the Middle Ages (12th–13th centuries AD) and surface soddy-podzolic soils (Retisols) in the Odintsovo district of the Moscow region have been studied. In the buried soils, differences were recorded in signs of the processes of waterlogging and/or podzolization, as well as in morphological data – humus accumulation and biological activity. The surface soil shows the most light-colored profile with deep tongues of bleached material. Based on the data of microbiomorph analysis, a relative chronological order of the kurgans construction in the necropolis is proposed. At the beginning of the 13th century AD a relatively warm and humid climatic conditions under which the soil buried under kurgan 3 was formed have been reconstructed, similar to those of the last thirty years, but with extreme weather events in the form of severe winters and anomalous precipitation years (no more than 5–10 years in a row), and relatively dry and cold climate in the second half of the same century, when the soil under kurgan 1 was formed. The study confirmed the variable nature of the climate in the forest zone of the Moscow region during the last completed climatic rhythm of the Holocene. An approach for the construction of kurgans has been determined: soil horizons from ditches around the kurgan was laid in reverse order on the cut surface of the buried soil and tamping the soil without additional moisture. The results obtained supplement the database of the information block of ancient forest soils under the kurgans.

Keywords: forest zone, buried soils, soil micromorphology, dynamics of climate, kurgan constructions

ПОЧВЕННО-ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕО-ЭНЕОЛИТИЧЕСКОГО ПОСЕЛЕНИЯ “АЛГАЙ” В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ

© 2024 г. А. Ю. Овчинников^а, *, О. Г. Занина^а, Д. А. Лопатина^б, А. А. Выборнов^с,
А. М. Макшанов^а

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская 2, Московская область, Пущино, 142290 Россия

^бГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

^сСамарский государственный социально-педагогический университет,
ул. М. Горького, 65/67, Самара, 443099 Россия

*e-mail: ovchinnikov_a@inbox.ru

Поступила в редакцию 14.06.2023 г.

После доработки 23.08.2023 г.

Принята к публикации 24.08.2023 г.

Исследовано археологическое поселение “Алгай”, расположенное в Нижнем Поволжье, в Александрово-Гайском районе Саратовской области. Поселение нео-энеолитического времени включает несколько археологических культурных слоев, сформированных за последние 8 тыс. лет. Современные почвы представлены антропогенно-преобразованными светло-каштановыми карбонатными (Eutric Cambisol (Loamic, Protocalcic, Ochric)). В работе применяли почвенные, палеопочвенные, палеоботанические методы, метод радиоуглеродного датирования. Почвенная толща представлена стратиграфически разделенными разновременными полнопрофильными голоценовыми почвами, показывающими разную скорость процессов эолового осадконакопления и почвообразования, смену растительности и антропогенного присутствия на данной территории. Палеопочвенные и палеоботанические данные показали, что окружающая природная обстановка территории не была стабильной в течение всего голоцена, и на изучаемой территории существовали сухие степи. Наиболее активные процессы осадконакопления и почвообразования происходили в середине голоцена в период АТ-2. В этапы аридизации климата происходили процессы активного осадконакопления и произрастания угнетенной растительности, что сказывалось на отсутствии человека на данной территории. Этапы гумидизации климата выражались в эпигенном почвообразовании с формированием органо-аккумулятивных горизонтов, в разнообразных растительных ассоциациях, в богатом видовом составе диких животных, что говорит о благоприятной окружающей обстановке для проживания человека в регионе. Полученные материалы показали смену окружающей природной обстановки на изучаемой территории, формирование разновременных голоценовых почв, периодическую миграцию человека. В отличие от современной почвы, погребенные почвы формировались в крайне аридных условиях, характеризующихся формированием процессов содового засоления почв. Проведенное исследование позволило получить новые данные о природно-климатических, почвенных и палеоботанических особенностях изучаемого региона.

Ключевые слова: палеопочвоведение, микробиоморфы, голоцен, Eutric Cambisol (Loamic, Protocalcic, Ochric)

DOI: 10.31857/S0032180X24010121, EDN: ZKUBIR

ВВЕДЕНИЕ

Исследования проводили на территории Нижнего Поволжья (Заволжья) в Саратовской области в Александрово-Гайском районе. На протяжении последних десятилетий на данной территории ведутся археологические исследования [6–9, 28], а в последние годы к работам по изучению были

привлечены почвоведы [13, 20, 21]. На территории Нижнего Заволжья, в частности в Саратовской области, слабо исследованы голоценовые палеопочвы, неполно представлена история развития и эволюция почв в предголоцене и голоцене.

Цель исследования – выявление палеопочв, сформированных в голоцене, а также восстанов-

ление и дополнение палеогеографических и палеоботанических особенностей. Актуальность работы заключалась в применении комплексных исследований при изучении археологического поселения. Объект исследования – поселение нео-энеолитической эпохи “Алгай” (50°09′23″ N, 48°31′37″ E). Уникальность памятника в том, что он содержит археологические культурные слои (КС), сформированные за последние 7.5–8 тыс. лет, т.е. практически за голоцен. Это единственный стратифицированный памятник неолита и энеолита для Волго-Уральского междуречья. Стратифицированность позволяет делать достоверную периодизацию эпох неолита и энеолита. Культурные слои расположены не один на другом, как это часто встречается на поселениях, а прерываются горизонтами суглинков. Горизонты суглинков или горизонты В не содержат артефактов разных археологических культур и названы “стерильными”. По археологическим находкам верхний КС идентифицирован временем хвалынской археологической культуры (возраст 5700–5500 BP). В этом горизонте или КС обнаружены немногочисленные фрагменты керамики и каменного инвентаря. В среднем КС обнаружены находки, свойственные прикаспийской археологической культуре (возраст 5900–5800 BP). В ходе проведения археологических работ обнаружено более 100 фрагментов керамики, кварцитовые и кремневые изделия (кварцитовые наконечники стрел в форме рыбки), что характерно именно для прикаспийской культуры. Артефакты нижнего КС, залегающего на “материке”, по характеру орнаментов на сосудах и своеобразию каменных артефактов идентифицированы орловской археологической культурой (возраст 7200–6200 BP). В трех выявленных одновременных археологических КС были обнаружены остеологические останки дикой лошади, тура, сайги, кулана, домашней собаки, а в двух верхних слоях домашней овцы. Почвенные исследования на археологическом памятнике проводили с использованием комплексного методического подхода, часто применяемого в последнее время [2, 10–15, 20–22, 29–32]. Необходимость таких подходов связана с неполнотой данных и их пополнения для геологической, палеогеографической, палеопедологической, палеоботанической информации об изучаемом регионе.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Почвенные исследования для реконструкции условий меняющейся среды в голоцене проводили в археологическом раскопе поселения “Алгай”, возраст которого около 8 тыс. лет, т.е. оно существовало и развивалось практически весь голоцен. Памятник находится в 1.5 км к северу от с. Александров-Гай Саратовской области на одном из мысов правого коренного берега р. Большой

Узень (рис. 1). Археологический раскоп стоянки (разрез 1–2021) располагался в обнажении обрывистого берега реки, в 100 м от нее. Разрез заложен в южной стенке раскопа, на рис. 2 представлена северная экспозиция. На фотографии приведена почвенная толща, верхние 1.5 м от поверхности – балласт, образовавшийся в результате отвала от предыдущих археологических раскопок и хозяйственной деятельности в последние десятилетия.

Современные почвы исследуемой территории представлены светло-каштановыми карбонатными (Eutric Cambisol (Loamic, Protocalcic, Ochric), в археологическом раскопе они антропогенно-образованные в течение практически всего голоцена [17, 33].

В работе применяли следующий комплекс методов.

Морфологический и стратиграфический – для изучения почв, почвообразующих пород, палеопочв, культурных слоев, почвенных горизонтов и других почвенных параметров [24].

Физическими и инструментальными методами определяли гранулометрический состав почвенно-грунтовой толщи [5, 16] и магнитную восприимчивость почв (МВ). Определение объемной МВ выполняли в полевых условиях каппаметром КТ-6 (Чешская Республика) по каждому генетическому горизонту всего почвенного профиля. Данные измерений МВ почв позволили дополнительно идентифицировать биоклиматические условия исследуемой территории в разные этапы голоцена и в какой-то степени сепарировать этапы почвообразования и осадконакопления [25].

Химическими методами определяли $C_{орг}$, pH водный, CO_2 карбонатов [1, 3].

Классификационный метод. На основе совокупности данных по свойствам почв определяли их принадлежность по разным квалификаторам [17, 33].

Методы радиоуглеродного датирования. Метод радиоуглеродного датирования ^{14}C [26] и AMS-радиоуглеродного датирования образцов (г. Познань (Польша), г. Орхус (Дания). Определяли возраст артефактов (кости животных, нагар на сосудах, фрагменты керамики). Полученные радиоуглеродные характеристики использовали для горизонтов почв, устанавливая их временную принадлежность [18, 19].

Палеоботанический метод. В работе проведено микробиоморфное изучение биогенных компонентов образцов: панцирей диатомовых водорослей, спикул пресноводных губок, пыльцы, спор, фитолитов и растительного детрита с последующим анализом всего комплекса в целом. Обработку проб выполняли выделением органогенной фракции в тяжелой жидкости (KI + CdI₂). Полученных



Рис. 1. Местоположение археологической стоянки «Алгай».

мацератов исследовали с помощью светового микроскопа Carl Zeiss (Германия) при увеличении в 100 и 400 раз и сканирующего электронного микроскопа Vega 3 Tescan (Чешская Республика) в режиме высокого и переменного вакуума с использованием анализаторов BSE и SE. При описании форм фитолитов название по международному коду номенклатуры фитолитов ICPN 2.0 [35] даны в скобках. Определение форм отдельных видов растений, в том числе тростника, производили согласно авторским коллекциям. Результаты изучения спор, пыльцы и фитолитов поселения «Орошаемое» частично опубликованы [20]. В настоящей работе приводятся более полные результаты палинологического и фитолитного анализов стоянок «Орошаемое» и «Алгай» с радиоуглеродными датами. Расстояние между поселениями составляет 0,3–0,5 км, расположены они в одной геоморфологической позиции и имеют идентичную стратиграфию горизонтов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотрена неоднородность свойств современных и погребенных почв нео-энеолитической стоянки «Алгай». При проведении палеоботанических исследований приводится часть ранее опубликованных данных по стоянке «Орошаемое»,

располагающейся в 0,3–0,5 км от стоянки «Алгай» [20]. Территория, где расположены два памятника, идентична.

В стенке (бровке) археологического раскопа стоянки «Алгай» окрашенные в темные цвета горизонты А, являющиеся разновременными КС в почвенном профиле выражены отчетливо, а темный (гумусированный) оттенок данным горизонтам, вероятно, придали процессы почвообразования и антропогенная проработанность в прошлые эпохи. Наличие светлых бурых горизонтов В (без находок), состоящих из лёссовидного суглинка, наоборот предполагает преимущественно этапы осадконакопления и замедления процессов почвообразования. Отсутствие артефактов в горизонтах В суглинка показывает миграцию населения с данной территории. Вероятно, условия природной среды не были благоприятными (или некомфортными) для проживания человека. Оставление человеком данной территории в эти этапы можно объяснить кратковременными природными катаклизмами (аридизация климата, суховеи, скудная растительность).

Данные радиоуглеродного датирования показали, что все выявленные разновременные КС были сформированы в голоцене, имеют следующий некалиброванный радиоуглеродный возраст (в скобках приведен калиброванный возраст, обрабатывали



Рис. 2. Фото стенки археологического раскопа поселения “Алгай”, разрез 1–2021. Глубина разреза 3.5 м. Верхние 1.5 м от поверхности балласт. Приведены данные радиоуглеродного возраста. I – верхняя современная голоценовая почва, II – средняя голоценовая погребенная почва, III – нижняя голоценовая погребенная почва.

в программе OxCal 4.4.3) и получены по костям животных, углю и нагару на стенках керамической посуды: 6800±40 BP (Poz-65198; 1σ 5722–5662 calBC, 2σ 5741–5631 calBC); 6654±80 BP (SPb-1509; 1σ 5640–5510 calBC, 2σ 5710–5470 calBC); 6605±32 BP (AAR-21893; 1σ 5565–5510 calBC, 2σ 5620–5480 calBC); 6318±33 BP (AAR-21892; 1σ 5330–5280 calBC, 2σ 5360–5210 calBC); 6245±32 BP (AAR-21891; 1σ 5300–5210 calBC, 2σ 5310–5200 calBC); 5875±60 BP (SPb-1968; 1σ 4833–4687 calBC, 2σ 4856–4580 calBC); 5846±70 BP (SPb-3116; 1σ 4792–4614 calBC, 2σ 4851–4534 calBC); 5720±120 BP (SPb-1475; 1σ 4710–4450 calBC, 2σ 4840–4340 calBC) [20].

Морфологический анализ. Почвенные толщи разделены на серии разновременных погребенных почв и выделены на рис. 2 индексами I, II и III. “Стерильные” или горизонты В служат почвообразующими породами для каждой из сформированных почв.

Верхняя современная голоценовая почва обозначена индексом I и включает следующие горизонты: Ас.п. (глубина залегания 0–20(25) см), А1В (20(25)–40 см, КС хвалынской культуры), ВА1₂са (40–58(65) см, “стерильный” горизонт). Горизонт ВА1₂са по морфологии существенно отличается от вышележащих гумусированных горизонтов, он маломощный по сравнению с вышележащими, но имеет признаки горизонта А1. Горизонт ВА1₂са “стерильный” от находок и формировался в условиях кратковременного и активного осадконакопления. Отсутствие находок в данном горизонте говорит о неблагоприятных условиях для заселения человеком данной территории, вероятно, существовал дефицит диких животных и соответственно источника питания для человека. Современная голоценовая почва имеет мощность 60 см (глубина залегания 0–60 см) и формировалась около 5.5–6 тыс. лет в период 5700(5800) BP – настоящее время.

Средняя голоценовая погребенная почва обозначена индексом II и включает горизонты: [A₁2V]ca (58(62)–88(90) см, КС прикаспийской культуры), [BA₁3]ca (88(90)–140 см, “стерильный” горизонт). Данная погребенная почва по морфологии сформирована двумя горизонтами общей мощностью около 1 м, в полевых условиях более дробно данные горизонты разделить не удалось. В каждом горизонте образцы отбирали через каждые 10 см, для идентификации почвенных свойств на разных глубинах. Горизонт [BA₁3]ca, “стерильный” от находок, по морфологии отличается от вышележащего гумусированного горизонта погребенной почвы. Данная голоценовая погребенная почва, согласно радиоуглеродным датам, сформировалась примерно за 500 лет в период около 6245–5700 (5800) ВР и имеет мощность 80 см (глубина залегания 60–140 см).

Нижняя голоценовая погребенная почва обозначена индексом III и включает следующие горизонты: [A₁4V]ca (140–170(180) см, КС орловской культуры), [BA₁4]ca (170(180)–196(200) см (дно разреза), “стерильный” горизонт). Ниже залегает “материк” или лёссовидный суглинок (продолжение горизонта [BA₁4]ca), вероятно, сформированный в позднем плейстоцене. Опираясь на радиоуглеродные даты, можно констатировать, что данная погребенная почва сформировалась в течение 700–800 лет в период 7200–6245 ВР и имеет мощность 60 см (глубина залегания 140–200 см) [21].

Таким образом, вся изученная почвенная толща морфологически разделена на серию наложенных друг на друга современных и погребенных голоценовых почв, имеющих развитые почвенные профили. Необходимо отметить, что “стерильные” горизонты выступают как горизонты В в каждой почве (индексы I, II и III). “Стерильные” горизонты или горизонты В верхней и нижней погребенных почв (индексы II и III) маломощные. Согласно расчетам мощностей и радиоуглеродным датам, они формировались в очень короткие временные интервалы. Отсутствие артефактов говорит, что, вероятно, заселение территории человеком в эти периоды не происходило в силу возможных природных катаклизмов или скудной растительности, что приводило к миграции диких животных – источника питания для человека. Можно утверждать, что в течение практически всего голоцена на данной территории существовала цикличность процессов осадконакопления и почвообразования, причем циклы отличались друг от друга по времени. В этапы осадконакопления формировались горизонты В или “стерильные”, следом на них формировались темноокрашенные горизонты А, но в условиях преимущественных почвообразовательных процессов.

Исходя из морфологических данных и данных радиоуглеродного датирования видно, что средняя

погребенная почва на 20 см мощнее выше- и нижележащих почв. Следовательно, наиболее активные процессы осадконакопления и почвообразования происходили в момент формирования данной почвы в середине голоцена в период АТ-2. Если рассматривать две погребенные голоценовые почвы (индексы II и III), то на фоне современной почвы они сформировались за очень короткий срок, исходя из их мощностей, т.е. от начала и до середины голоцена в большей степени преобладали процессы осадконакопления, а в некоторые периоды условия окружающей среды были более благоприятными для почвообразовательных процессов, в которые формировались гумусированные горизонты погребенных почв. Найденные разновременные артефакты в данных горизонтах говорят о благоприятной обстановке окружающей среды для проживания человека.

Физический и химический анализ. Анализ почв по гранулометрическому составу выявил явную дифференцированность современной и погребенных почв. В почвенных профилях значительно преобладают фракции мелкого песка, ила и в большей степени крупной пыли. В почве полностью отсутствует фракция крупного песка (табл. 1). Например, средняя голоценовая погребенная почва (индекс II) – среднесуглинистая и обладает более легким гранулометрическим составом по сравнению с выше- и нижележащей почвами. Ее мощность и более легкий гранулометрический состав свидетельствуют об эоловом и стремительном осадконакоплении в момент формирования. Современная и нижняя голоценовая погребенные почвы (индекс I и III) характеризуются тяжелосуглинистым гранулометрическим составом. Предположительно в разные периоды голоцена накапливался несколько разный по гранулометрическому составу материал. В начале и конце голоцена накапливалась минеральная масса более тяжелого состава, в середине голоцена минеральный материал обладал более легким составом и большей скоростью накопления. Гидроморфный генезис почвенной толщи исключен в силу геоморфологического расположения археологического поселения на высоком коренном берегу р. Б. Узень, а территория поселения не затапливалась.

Были определены физические и химические характеристики почв, проведено изучение магнитной МВ. По содержанию С_{орг} отмечается дифференцированность между современной и погребенными почвами. Некоторое увеличение значений приурочено к гумусированным горизонтам А каждой из почв, что напрямую связано с антропогенной нагрузкой, так как каждый из этих горизонтов является КС разных археологических культур. Нижние погребенные почвы (индексы II и III) формировались в крайне аридных условиях, характеризующихся формированием процессов содового засоления

Таблица 1. Гранулометрический состав почв в разрезе археологического поселения “Алгай”, разрез 1–2021

Горизонт	Глубина, см	Содержание фракций (мм), %						
		1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01
Ас.п.	0–10	2	13	40	7	14	24	45
Ас.п.	10–20	2	22	40	4	10	22	36
A1B	20–30	0	18	39	8	9	26	43
A1Bca	30–40	0	17	41	6	9	27	42
BA1 ₂ ca	40–50	0	18	41	6	10	25	41
BA1 ₂ ca	50–60	0	13	44	7	10	26	43
[A1 ₂ B]ca	60–70	0	17	42	4	12	25	41
[A1 ₂ B]ca	70–80	0	17	45	5	9	24	38
[A1 ₂ B]ca	80–90	0	31	36	5	7	21	33
[BA1 ₃]ca	90–100	0	32	38	4	6	20	30
[BA1 ₃]ca	100–110	0	31	34	6	7	22	35
[BA1 ₃]ca	110–120	0	30	39	5	4	22	31
[BA1 ₃]ca	120–130	0	19	42	6	9	24	39
[BA1 ₃]ca	130–140	0	16	43	5	10	26	41
[A1 ₄ B]ca	140–150	1	14	43	6	10	26	42
[A1 ₄ B]ca	150–160	1	15	43	5	11	25	41
[A1 ₄ B]ca	160–170	0	13	42	7	10	28	38
[BA1 ₄]ca	170–180	0	15	43	7	8	27	42
[BA1 ₄]ca	180–190	0	19	42	6	6	27	39
[BA1 ₄]ca	190–200	0	16	41	7	8	28	43

почв, о чем свидетельствует высокие значения рН среды. Во всех горизонтах рН_{H₂O} составляет 8–8.3 ед., что соответствует щелочности почв, что вероятно приводило к угнетению растительного покрова.

Неравномерное распределение CO₂ карбонатов в профилях почв напрямую связано с увеличением гумидности на данной территории от прошлого к настоящему, в верхней части профиля с дополнительными мелиоративными мероприятиями при сельскохозяйственном освоении территории в прошлом столетии. Высокие значения показателей МВ на поселении приурочены к КС или к верхним горизонтам почв. Это подтверждает интенсивность почвообразовательных процессов и участия антропогенного влияния. Наименьшие значения по всему профилю фиксируются в средней голоценовой погребенной почве (индекс II), что показывает преобладание осадконакопления над почвообразованием в данный период. Для реконструкции растительности применяли фитолитный и палинологический методы. Проанализированы образцы из двух разрезов, заложенных на стоянках “Алгай” и “Орошаемое”. Сводный разрез представлен в табл. 3, материалы приведены по КС разных археологических культур и “стерильным” горизонтам.

Фитолитный анализ. В фитолитном спектре пробы, отобранной из современной почвы стоянки “Алгай”, преобладают удлиненные (elongate), в большом количестве представлены веерообразные (bulliform flabellate), трапециевидные лопастные (crenate) и килевидные (acute bulbosus) формы. Округлые (spheroid psilate), усеченные конические (rondel), удлиненные с волнистым краем (elongate sinuate) и гладкие пластинчатые формы (elongate tabular) зафиксированы в незначительном количестве (рис. 3).

В КС хвалынской культуры (современная голоценовая почва, индекс I) количество фитолитов резко снижается, доминируют удлиненные гладкие цилиндрические (elongate cylindrical) и пластинчатые (tabular) формы, килевидные с широким основанием (acute bulbosus with wide base) и округлые (spheroid psilate). В мацерате “стерильного” горизонта стоянки “Алгай”, разделяющего КС хвалынской и прикаспийской культур (горизонт на границе со средней погребенной голоценовой почвой, индекс II) фитолиты отсутствуют. Комплекс фитолитов КС прикаспийской культуры содержит единичные удлиненные цилиндрические (elongate cylindrical) формы. В слое “стерильного” горизонта стоянки “Алгай”,

Таблица 2. Физико-химические свойства каштановых почв в разрезе археологического поселения “Алгай”, разрез 1–2021

Горизонт	Глубина, см	C _{орг} , %	pH H ₂ O	CO ₂ карб, %	МВ, ×10 ⁻⁵ ед. СИ
Ас.п.	0–10	0.89	7.23	0.36	0.43
Ас.п.	10–20	0.88	7.40	0.54	0.43
A1B	20–30	0.77	7.32	0.36	0.25
A1Bca	30–40	0.64	7.69	1.08	0.26
BA ₁ ca	40–50	0.49	7.98	2.70	0.22
BA ₁ ca	50–60	0.43	8.07	3.78	0.22
[A ₁ B]ca	60–70	0.48	8.23	3.15	0.23
[A ₁ B]ca	70–80	0.39	8.28	3.77	0.21
[A ₁ B]ca	80–90	0.25	8.30	3.77	0.16
[BA ₁]ca	90–100	0.24	8.34	3.22	0.17
[BA ₁]ca	100–110	0.23	8.39	3.59	0.17
[BA ₁]ca	110–120	0.21	8.29	3.49	0.15
[BA ₁]ca	120–130	0.22	8.30	3.78	0.23
[BA ₁]ca	130–140	0.22	8.28	3.43	0.32
[A ₁ B]ca	140–150	0.22	8.24	3.25	0.50
[A ₁ B]ca	150–160	0.27	8.22	2.89	0.58
[A ₁ B]ca	160–170	0.29	8.27	3.26	0.29
[BA ₁]ca	170–180	0.27	8.28	3.07	0.27
[BA ₁]ca	180–190	0.24	8.29	2.53	0.22
[BA ₁]ca	190–200	0.15	8.30	2.71	0.23

Таблица 3. Сводная таблица для разрезов археологических поселений “Алгай” и “Орошаемое”

Разрез/ поселение	Археологическая культура/”стерильный” горизонт	Горизонт	Глубина, см	¹⁴ C-возраст климатических этапов л.н., календарный по данным поселений “Алгай” и “Орошаемое”
Фоновый разрез “Алгай”		Ad	0–4	–
	Хвалынская культура	A ₁ Bca	40–50	5667 ± 100 BP
	”Стерильный” горизонт	BA ₁ ca	50–60	–
	Прикаспийская культура	[A ₁]ca	80–90	5806 ± 26 BP
	”Стерильный” горизонт	[BA ₁]ca	120–130	–
	”Стерильный” горизонт	[BA ₁]ca	130–140	≥5934 ± 100 BP
	Орловская культура	[A ₁ B]ca	155–160	–
	Орловская культура	[A ₁ B]ca	165–170	6654 ± 80 BP

разделяющего КС прикаспийской и орловской культур, выявлена высокая насыщенность фитолитами при небольшом их разнообразии. Более половины составляют килевидные формы с широким основанием (*acute bulbosus with wide base*). В меньшем количестве определены округлые (*spheroid psilate*), удлиненные гладкие цилиндрические (*elongate cylindrical*) и пластинчатые (*elongate tabular*) формы, удлиненные шиповатые (*elongate dentate*). Комплекс фитолитов из КС

орловской культуры поселения стоянки “Орошаемое” отличается меньшим разнообразием форм. В нем отмечено высокое содержание группы верообразных форм (*bulliform flabellate*), а также зафиксированы удлиненные гладкие (*elongate cylindrical*) и округлые (*spheroid psilate*) фитолиты. В спектре пробы, отобранной со дна жилища орловской культуры (горизонт [A₁B]ca, глубина отбора 165–170 см) поселения стоянки “Алгай”, зафиксировано максимальное содержание

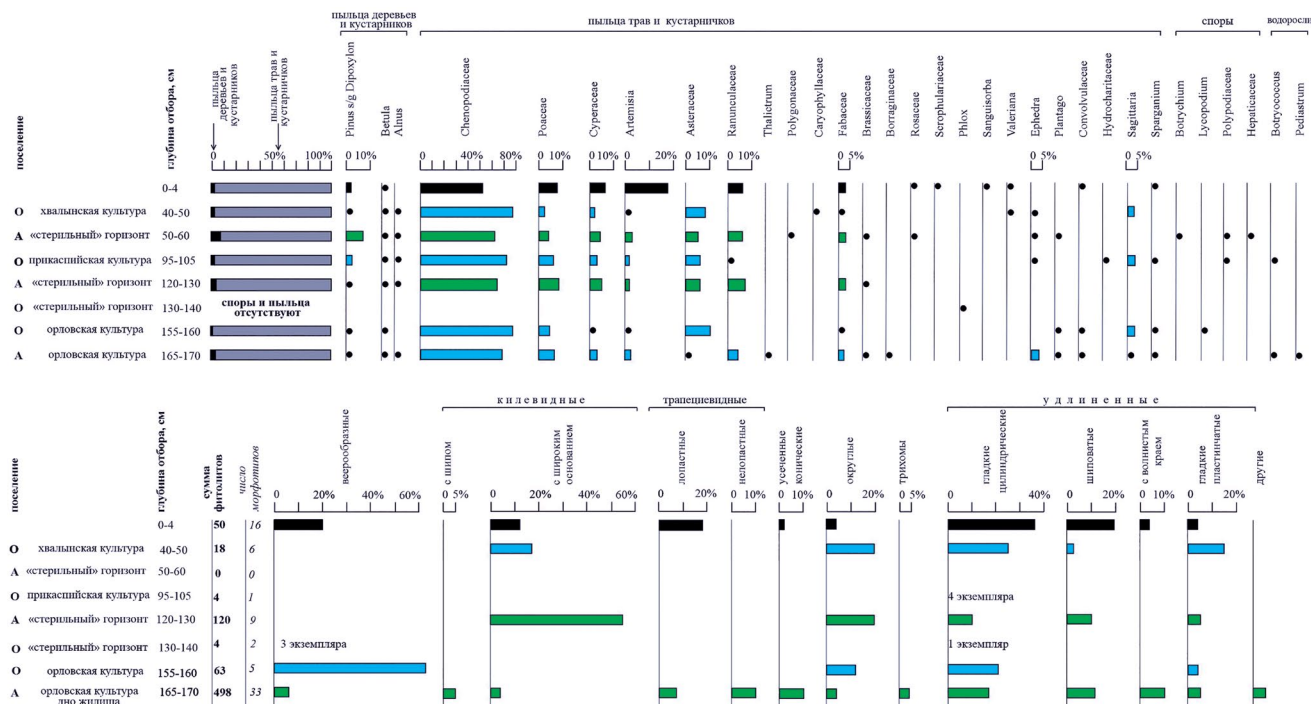


Рис. 3. Содержание палиноморф и фитолитов в образцах из поселений “Алгай” и “Орошаемое”. Условные обозначения: А – поселение “Алгай”, О – поселение “Орошаемое”.

фитолитов (498 экземпляров), при наибольшем их разнообразии (определено 33 морфотипа). Преобладают средне- и крупноразмерные фитолиты (50–150 мкм). В мацерате отмечено большое количество детрита – обугленных и лигнифицированных тканей растений. В комплексе фитолитов преобладают разнообразные формы удлиненных (elongate) и трапециевидных лопатных (senate) групп. Подчеркнем присутствие относящихся к тростнику веерообразных (bulliform flabellate) форм и килевидных форм с шипом (acute bulbosus with prickle), вероятно, сформированных по краям листа этого растения, а также округлых (spheroid psilate) и длинных с волнистым (петельчатым) краем (elongate with columnar margins), характерных для данного рода. Заметную роль играют удлиненные шиповатые (elongate dentate) формы и усеченные конические (gondel). Килевидные формы с широким основанием (acute bulbosus with wide base) зафиксированы в незначительном количестве. В мацерате данной пробы отмечено высокое содержание спикул губок (44 целых и 34 обломки), а также единичные панцири диатомовых водорослей.

Палинологический анализ. Во всех изученных пробах преобладает пыльца трав и кустарничков при доминировании сем. Chenopodiaceae (62–77%), в значительно меньшем количестве (2–9%) представлена пыльца сем. Poaceae, Cyperaceae,

Ranunculaceae, Asteraceae (в том числе Artemisia). Разнотравье, включающее луговые и степные растения, представлено единичными зернами и составляет в сумме без учета упомянутых семейств 4–10%. Также единична пыльца деревьев и кустарников (*Pinus*, *Alnus*, *Betula*), вероятно, являющаяся заносной. Редкие споры определены лишь в нескольких пробах. Остановившись более подробно на особенностях спектров проб, отобранных на рассматриваемых поселениях, отметим, что в спектре пробы из фоновой почвы стоянки “Орошаемое” в заметном количестве определена пыльца *Artemisia* (18%). В спектре из КС хвалынской культуры (современная голоценовая почва, индекс I) установлена пыльца прибрежно-водного растения *Sagittaria* (3%) и *Ephedra* (1.5%) – ксерофитного растения, характерного для степей и полупустынь. Привнос остатков прибрежно-водных организмов связан, вероятно, с распахкой и мелиорацией территории в прошлом веке.

В спектре пробы из “стерильного” горизонта, разделяющего КС хвалынской и прикаспийской культур, несколько увеличивается по сравнению со спектром из КС хвалынской культуры количество пыльцы травянистых и кустарничковых растений, в частности сем. Poaceae, Cyperaceae, Ranunculaceae, Asteraceae, Fabaceae, а также пыльцы *Pinus* (7%). Отметим находки единичных зерен *Ephedra* и *Plantago*, произрастающих на участках

с несформированным или нарушенным почвенным покровом.

Отличительными особенностями спектра пробы из КС прикаспийской культуры являются относительно низкое разнообразие пыльцы трав и кустарничков и присутствие единичной пыльцы влаголюбивых растений, представителей сем. Hydrocharitaceae, родов *Sagittaria* и *Sparganium*.

Спектр пробы из нижележащего “стерильного” горизонта, разделяющего КС прикаспийской и орловской культур, также характеризуется низким разнообразием пыльцы данной группы. Пыльца водных растений здесь не обнаружена, но отмечены обрывки колоний пресноводных водорослей рода *Botryococcus*.

Спектры проб из КС орловской культуры поселения стоянки “Алгай” (дно жилища) и стоянки “Орошаемое” в целом сходны. Различия между ними заключаются в более разнообразном составе пыльцы трав и кустарничков в пробе взятого со стоянки “Алгай”, в большем количестве пыльцы Poaceae, Cyperaceae, Ranunculaceae, Artemisia и присутствии Eriophora в количестве 3.5%. В спектре из образца со стоянки “Орошаемое” определена пыльца *Thalictrum*, в большем количестве определена пыльца *Sagittaria*. Единичная пыльца сорных растений *Plantago* и сем. Convolvulaceae, а также находки пресноводных водорослей *Botryococcus* зафиксированы в обоих спектрах.

Сходные по составу спектры с доминированием маревых и участием разнотравья описаны в работе [4] из средней и верхней частей КС орловской культуры, а также КС прикаспийской и хвалынской культур памятника “Орошаемое I”. Авторы отмечают сходство спектров проб, отобранных из КС орловской культуры этого поселения, с таковыми из проб неолитических слоев Варфоломеевской стоянки, которая находится примерно в 30 км к западу от “Орошаемого” [27].

Описание растительности непосредственно возле рассматриваемых поселений, расположенных на пойме р. Большой Узень, не проводили. По литературным данным [23] на открытых участках поймы преобладают луговые, лугово-степные и степные ассоциации. В старичных понижениях развита преимущественно луговая и лугово-болотная растительность. К ним приурочены разнотравно-кострово-полынные сообщества. В зоне русла имеются засоленные участки с разреженным растительным покровом, состоящим преимущественно из полыни и маревых. Тростник, рогоз и кубышка отмечены в составе прибрежно-водной растительности. В спектре пробы из самого верхнего современного горизонта почвы стоянки “Орошаемое” более половины от суммы всех палиноморф составляют маревые, несколько ниже содержание полыни, злаковых и осоковых. Сопоставление

состава этого спектра и современной растительности позволяет предположить лучшую сохранность пыльцы маревых по сравнению с другими травами и кустарничками в сухих субэриальных условиях и, соответственно, их преобладание среди палиноморф. В комплексе фитолигов из пробы поверхностного слоя почвы доминируют различные удлиненные (elongate) формы, отражающие присутствие разнотравья в составе растительности, а также свойственные злакам трапециевидные лопастные формы и, в частности, луговым злакам килевидные формы с широким основанием (acute bulbosus with wide base). В комплексе фитолигов зафиксированы веерообразные (bulliform flabellate) фитолиги тростника (около 20%), произрастающего по берегам реки. Результаты сравнения комплексов микрофитофоссилий и современной растительности следует принимать во внимание при анализе ископаемого материала.

Килевидные формы с широким основанием (acute bulbosus with wide base) и округлые формы (spheroid psilate), преобладающие в пробе из КС хвалынской культуры, с учетом данных сравнительного анализа проб из поверхностного слоя почвы и современной растительности, позволяют предположить значительную роль злаков в составе реконструируемой растительности. Присутствие в заметном количестве удлиненных гладких цилиндрических (elongate cylindrical) и пластинчатых (tabular) форм – доминирующее участие разнотравья. Состав пыльцы разнотравья в спорово-пыльцевых спектрах разнообразен, но представлена она единичными зернами. Таким образом, фитолигитный анализ позволяет сделать вывод о значительном участии и разнообразии злаковых и злаково-разнотравных группировок в составе современной растительности.

В спектре пробы из “стерильного” горизонта, разделяющего КС хвалынской и прикаспийской культур, фитолиги отсутствуют. Данные микрофитофоссилии единичны в пробе из КС прикаспийской культуры стоянки “Орошаемое”. В спорово-пыльцевом спектре из этой пробы зафиксировано относительно низкое разнообразие пыльцы трав и кустарничков. Результаты двух анализов позволяют сделать вывод о существовании в этот период редкой, угнетенной растительности, произрастающей в условиях наиболее сухого климата. На это указывают и авторы [4] для КС прикаспийской культуры памятника “Орошаемое I”. Присутствие единичной пыльцы влаголюбивых растений, представителей сем. водокрасовых (Hydrocharitaceae), рода стрелолист (*Sagittaria* sp.) и рода ежеголовник (*Sparganium* sp.), вероятно, свидетельствует о наличии водоема.

Важными диагностическими формами фитолигов являются веерообразные (bulliform flabellate) формы, характерные для тростника [34], зафик-

сированные в пробах из КС орловской культуры в двух поселениях. Они продуцируются растением в небольших количествах, поэтому даже сравнительно низкое содержание около 6% от спектра (30 экземпляров из 498 экземпляров в КС орловской культуры стоянки “Алгай”) позволяет сделать вывод о значительной доле тростника в составе растительного материала, в том числе о его произрастании в непосредственной близости от жилища и применении в хозяйстве. К тростнику в спектре, вероятно, относятся килевидные формы с шипом (*acute bulbosus with prickle*), формирующиеся по краям листа этого растения, и частично округлые (*spheroid psilate*) формы и длинные с волнистым (петельчатым) краем (*elongate with columnar margins*). Представляется, что это растение использовалось человеком в качестве подстилки/циновки/для пола или материала для кровли жилища. В изученных мацератах отмечена пыльца влаголюбивых растений (стрелолиста и ежеголовника), в спектре пробы со стоянки “Алгай” зафиксировано высокое содержание спикул губок (44 целых и 34 обломки), единичные панцири диатомовых водорослей и обрывки колоний пресноводных водорослей р. *Botryococcus* и *Pediastrum*, что позволяет реконструировать водоем, по берегам которого произрастал тростник. Вероятно, эти микрофоссилии были привнесены вместе с илом, либо на нижних частях стеблей тростника при хозяйственном использовании.

Отсутствие фитолитов тростника в пробе из “стерильного” горизонта, разделяющего КС прикаспийской и орловской культур на стоянке “Алгай”, возможно, обусловлено тем, что фитолитный анализ работает на локальном уровне. Выявленное качественное и количественное содержание фитолитов образца со дна жилища стоянки “Алгай” отражает использование человеком тростника в хозяйственных целях, а его отсутствие в пробах из “стерильного” горизонта связано с естественными растительными сообществами. Присутствие в комплексах фитолитов форм с шипами (*elongate dentate*), а также усеченных конических (*rondel*) форм является показателем произрастания на рассматриваемой территории представителей остепенной ксерофитной флоры и сухости климата, что подтверждает выводы, полученные при палинологическом анализе.

Таким образом, результаты палинологического и фитолитного анализов позволяют реконструировать сухие степные ландшафты с участием злаковых и злаково-разнотравных ассоциаций, эфедры и маревых на засоленных территориях, и наличие водоема, заросшего преимущественно тростником, а также стрелолистом и ежеголовником. Монодоминантный и обедненный состав спектров, присутствие пыльцы рудеральных растений (вьюнка и подорожника), позволяет предположить сильное

преобразование растительного покрова вокруг поселений, как результат активной хозяйственной деятельности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В почвенной толще археологического раскопа нео-энеолитической стоянки “Алгай” в Нижнем Поволжье выделены три голоценовые почвы, одна из них современная, две другие – погребенные. Рассмотренные три полноценных почвенных профиля на археологическом поселении выявили периодичность и разную скорость процессов осадконакопления и почвообразования в голоцене. “Стерильные” горизонты или горизонты В верхней и нижней погребенных почв маломощные и формировались в очень короткие временные интервалы. Отсутствие в горизонтах В артефактов говорит, что заселение территории человеком в периоды формирования почв не происходило. Наличие во всех горизонтах А каждой почвы множества артефактов показывает антропогенное присутствие разных культур в рассматриваемые периоды. “Стерильные” горизонты или горизонты В каждой почвы формировались в этапы осадконакопления, затем следовало формирование темноокрашенных горизонтов А, но уже с преимуществом почвообразовательных процессов, и судя по найденным артефактам антропогенного присутствия. Наиболее активное осадконакопление и почвообразование происходило в середине голоцена в период АТ-2, когда формировалась средняя голоценовая погребенная почва. Данная почва по сравнению с выше- и нижележащей более мощная и сформировалась за короткие сроки. Гранулометрический состав всей толщи говорит об эоловом осадконакоплении материала, а специфической особенностью исследуемой почвенной толщи является разный гранулометрический состав профилей разновременных почв.

Полученные материалы показали, что окружающая природная обстановка территории не была стабильной в течение всего голоцена, что отражалось в том числе на растительном покрове. Присутствие в фитолитных спектрах форм, характерных для злаков и разнотравья и свойственных растительности засушливых местообитаний, наличие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы ксерофитов и галофитов, пыльцы степного и лугового разнотравья, позволяет сделать вывод о существовании на изучаемой территории в голоцене сухих степей и водоема непосредственно возле жилища человека. Наиболее неблагоприятные условия для развития растительности фиксируются обоими методами для времени формирования КС прикаспийской культуры. В периоды активного осадконакопления и формирования “стерильного” горизонта, перекрывающего КС орловской культуры,

произрастала угнетенная растительность, что, вероятно, отражалось в недостатке кормов для диких животных — источника добычи и, как следствие, отсутствии человека на данной территории. Этапы гумидизации климата выражались в более богатом видовом составе растительности и эпигенном почвообразовании с формированием органо-аккумулятивных горизонтов. В данные периоды окружающая обстановка была благоприятной для проживания животных и человека, о чем свидетельствует большое количество артефактов в культурных слоях.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-29-05178-МК. Археологическая часть и радиоуглеродное датирование выполнены при поддержке РФФИ проект № 22-28-00082 “Неолитизация Нижнего Поволжья: междисциплинарный подход”. Палеоботанические исследования выполнены в рамках госзадания ГИН РАН. Аналитические работы осуществляли в ЦКП ИФХиБПП РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв. М., 1975. 436 с.
2. Александровский А.Л. Культурный слой: генезис, география, систематика, палеоэкологическое значение // Археология и естественные науки в изучении культурного слоя объектов археологического наследия. Матер. науч. конф. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2018. С. 7–6.
3. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 487 с.
4. Борисова О.К., Выборнов А.А., Юдин А.И. Палинологические данные к реконструкции природных условий в степном Поволжье в неолите/энеолите (поселение Орошаемое I) // Актуальные проблемы современной палинологии. Матер. XV Всерос. палинологической конф. М., 2022. С. 86–90.
5. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 399 с.
6. Выборнов А.А., Юдин А.И., Васильева И.Н., Косинцев П.А., Кулькова М.А., Гослар Т., Дога Н.С. Новые данные по неолиту-энеолиту Нижнего Поволжья // Известия Самарского научного центра РАН. 2015. Т. 17. № 3. С. 235–241.
7. Выборнов А.А., Юдин А.И., Васильева И.Н., Косинцев П.А., Кулькова М.А., Дога Н.С., Попов А.С. Исследования поселения Орошаемое в Нижнем Поволжье // Известия Самарского научного центра РАН. 2016. Т. 18. № 3. С. 140–145.
8. Выборнов А.А., Юдин А.И., Васильева И.Н., Косинцев П.А., Кулькова М.А., Дога Н.С., Попов А.С. Новые материалы исследований на поселении Орошаемое в Нижнем Поволжье // Известия Самарского научного центра РАН. 2017. Т. 19. № 3. С. 185–190.
9. Выборнов А.А., Лебедева (Овчинникова) Н.В., Овчинников А.Ю., Хохлов А.А. Обзор погребальных памятников неолита и энеолита лесостепного Волго-Уралья в контексте радиоуглеродных дат // Stratum. Прочнее меди. Сб. ст. к 80-летию В.А. Дергачева. Новосибирск, 2023. С. 243–258.
10. Демкин В.А. Палеопочвоведение и археология: интеграция в изучении истории природы и общества. Пушкино, 1997. 213 с.
11. Демкина Т.С., Борисов А.В. Продуцирование CO₂ образцами подкурганых палеопочв степной зоны эпох относительной аридизации и климатического оптимума // Почвоведение. 2018. № 8. С. 943–951.
12. Демкин В.А., Ельцов М.В., Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Демкина Т.С., Борисов А.В. Развитие почв Нижнего Поволжья за историческое время. Почвоведение. 2004. № 12. С. 1486–1497.
13. Ельцов М.В., Овчинников А.Ю., Митенко Г.В., Алексеев А.О. Отклик почв на изменение климата в степной зоне европейской части России за последние десятилетия // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1437–1448.
14. Иванов И.В., Александровский А.Л., Макеев А.О. и др. Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. М.: ГЕОС, 2015. 925 с.
15. Иванов И.В., Васильев И.Б. Человек, природа и почвы Рын-песков Волго-Уральского междуречья в голоцене. М.: Интеллект, 1995. 264 с.
16. Качинский Н.А. Методы механического и микроагрегатного анализа почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1943. 45 с.
17. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 224 с.
18. Кулькова М.А. Методы прикладных палеоландшафтных геохимических исследований. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2012. 152 с.
19. Кулькова М.А. Радиоуглерод (¹⁴C) в окружающей среде и метод радиоуглеродного датирования. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2011. 40 с.
20. Овчинников А.Ю., Выборнов А.А., Кулькова М.А., Занина О.Г., Лопатина Д.А., Дога Н.А., Юдин А.И., Алифанов В.М. Почвенно-экологические условия на нео-энеолитическом поселении “Орошаемое” в Нижнем Поволжье // Почвоведение. 2020. № 2. С. 165–177.

21. Овчинников А.Ю., Выборнов А.А., Кулькова М.А., Макшанов А.М., Худяков О.И. Почвенно-экологические условия на территориях нео-энеолитических поселений Нижнего Поволжья // Почвоведение. 2022. № 11. С. 1341–1350.
22. Палеопочвы как индикаторы эволюции биосферы. М.: НИА Природа, 2007. 282 с.
23. Полупустынное Саратовское Приустье: структура почвенного покрова, ландшафты и проблемы природопользования. Саратов: Наука, 2015. 193 с.
24. Розанов Б.Г. Морфология почв. М.: Академический Проект, 2004. 432 с.
25. Теории и методы физики почв / Под ред. Шейна Е.В., Карпачевского Л.О. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
26. Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 157 с.
27. Юдин А.И. Варфоломеевская стоянка и неолит степного Поволжья. Саратов: Изд-во СГУ, 2004. С. 28.
28. Юдин А.И., Выборнов А.А., Васильева И.Н., Косинцев П.А., Кулькова М.А., Гослар Т., Филиппсен Б., Барацков А.В. Неолитическая стоянка Алгай в Нижнем Поволжье // Самарский научный вестник. 2016. № 3(16). С. 61–68.
29. Bennett N.J., Blythe J., Tyler S., Ban N.C. Communities and change in the anthropocene: understanding social-ecological vulnerability and planning adaptations to multiple interacting exposures // Regional Environ. Change. 2016. V. 16. P. 907–926. <https://doi.org/10.1007/s10113-015-0839-5>
30. Hoffecker J.F., Holliday V.T., Anikovich M.V., Sinitzyn A.A., Popov V.V., Sinitzyn S.N., Levkovskaya G.M., Pospelova G.A., Forman S.I., Giaccio B. From the Bay of Naples to the River Don: the Campanian Ignimbrite eruption and the Middle to Upper Paleolithic transition of Eastern Europe // J. Human Evolution. 2008. V. 55. P. 858–870. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2008.08.018>
31. Holliday V.T., Hoffecker J.F., Goldberg P., Macphail R.I., Forman S.L., Anikovich M.V., Sinitzyn A.A. Geoarchaeology of the Kostenki-Borshchevo sites, Don River, Russia // Geoarchaeol. 2007. V. 22. P. 181–228. <https://doi.org/10.1002/gea.20163>
32. Horák J., Klir T. Pedogenesis, Pedochemistry and the Functional Structure of the Waldhufendorf Field System of the Deserted Medieval Village Spindelbach, the Czech Republic // Interdisciplinaria Archaeologica Natural Sciences in Archaeology. 2017. V. 29. P. 43–57. <https://doi.org/10.24916/iansa.2017.1.4>
33. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Update 2015. FAO, Rome, 2015. 192 p.
34. Liu L., Jie, D., Liu H., Li N., Guo J. Response of phytoliths in *Phragmites communis* to humidity in NE China // Quaternary Int. 2013. V. 304. P. 193–199. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.03.020>
35. Neumann K., Strömberg C.A.E., Ball T., Albert R.M., Vrydaghs L., Cummings L.S. International Code for Phytolith Nomenclature (ICPN) 2.0 // Annals Botany. 2019. V. 124. P. 189–199. <https://doi.org/10.1093/aob/mcz064>

Soil and Ecological Features of the Neo-Eneolithic Settlement “Algai” in the Lower Volga Region

A. Yu. Ovchinnikov^{1, *}, O. G. Zanina¹, D. A. Lopatina², A. A. Vybornov³, and M. A. Makshanov¹

¹*Institute of physicochemical and biological problems in soil science of the Russian Academy of Sciences, Puschino, 142290 Russia*

²*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

³*Samara State University of Social Sciences and Education, Samara, 443099 Russia*

*e-mail: ovchinnikov_a@inbox.ru

The results of the research of the archaeological settlement “Algai” located in the Lower Volga region, in the Alexandrovo-Gaysky district of the Saratov region are presented. The settlement of the Neo-Eneolithic period includes several archaeological cultural layers formed over the last 8 thousand years. Modern soils are represented by anthropogenically transformed light chestnut carbonate (Eutric Cambisol (Loamic, Protocalcic, Ochric)). The work used soil, paleosurface, paleobotanical methods, radiocarbon dating method. The soil stratum is represented by stratigraphically separated multi-temporal full-profile Holocene soils, showing different rates of Aeolian sedimentation and soil formation processes, vegetation change and anthropogenic presence in this area. Paleosurface and paleobotanical data showed that the natural environment of the territory was not stable throughout the Holocene, and dry steppes existed in the studied territory. The most active processes of sedimentation and soil formation occurred in the middle of the Holocene during the AT-2 period. During the stages of climate aridization, the

processes of active sedimentation and the growth of oppressed vegetation took place, which affected the absence of a person in this territory. The stages of climate humanization were expressed in epigenic soil formation with the formation of organo-accumulative horizons, in various plant associations, in a rich species composition of wild animals, which indicates a favorable environment for human habitation in the region. The obtained materials showed the change of the natural environment in the studied area, the formation of Holocene soils of different times, and periodic human migration. Unlike modern soil, buried soils were formed in extremely arid conditions characterized by the formation of soda salinization processes of soils. The conducted research made it possible to obtain new data on the climatic, soil and paleobotanical features of the studied region.

Keywords: paleopedology, microbiomorphs, Holocene, Eutric Cambisol (Loamic, Protocalcic, Ochric)

ПЕДОХРОНОРЯДЫ СРЕДНЕВЕКОВЫХ КУРГАННЫХ МОГИЛЬНИКОВ, ПСКОВСКАЯ ОБЛАСТЬ

© 2024 г. И. А. Жарких^{а, *}, А. В. Русаков^а, Е. Р. Михайлова^а, В. Ю. Соболев^а, О. С. Хохлова^б,
А. О. Макеев^с

^аСанкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^бИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
Пушино, Московская область, 142290 Россия

^сМГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, 119991 Россия

*e-mail: igor.j88@mail.ru

Поступила в редакцию 19.06.2023 г.

После доработки 05.09.2023 г.

Принята к публикации 05.09.2023 г.

Изучены почвы, погребенные под раннесредневековыми курганами IX и начала XI вв. Проведена реконструкция влияния естественных изменений природной среды на динамику процессов почвообразования на основании сравнительного анализа свойств почв, погребенных под разновозрастными курганами, дневных (фоновых) и вновь образованных на курганных конструкциях; дополнены данные о времени формирования почв на песчаных почвообразующих породах в таежной зоне. Регион исследования относится к Прибалтийской провинции дерново-подзолистых почв южно-таежной подзоны. Описаны почвы, погребенные под курганными конструкциями в периоды с различными климатическими условиями. Почвы, развивавшиеся перед погребением в условиях прохладного и влажного климата VIII–IX вв. н.э., характеризуются подвижностью форм железа по профилю и морфологически выраженным скоплением отбеленных кварцевых зерен в верхней его части. Влияние теплого и сухого климата X в. н.э. на процессы почвообразования проявляется в меньшей подвижности соединений железа и более активном гумусонакоплении, меньшем осветлении минеральных зерен. Время формирования профиля дерново-подбуря в материале курганных конструкций оценено в 1 тыс. лет. Сооружение курганных конструкций состояло в последовательной насыпке вала от краев к центру площадки, при которой в верхней части кургана оказывался материал срединных горизонтов исходной почвы.

Ключевые слова: погребенные почвы, дерново-подбуры, динамика природной среды в голоцене, мезоморфология, археологическое почвоведение, Северо-Запад Русской равнины

DOI: 10.31857/S0032180X24010132, **EDN:** ZKOJVV

ВВЕДЕНИЕ

Изучение почв, погребенных под историческими памятниками, относится к сфере археологического почвоведения, и является активно развивающимся направлением палеогеографической и палеоэкологической реконструкции ландшафтов. Большое внимание уделяется изучению почв масштабных исторических памятников: крепостей, монастырей и окрестностей древних городов. Опубликованы многочисленные работы, посвященные реконструкции функционирования ландшафтов, типов землепользования и хозяйственной деятельности человека на территории исторических памятников [2, 10, 11, 28]. При совместной работе различных специалистов реализуется комплексный подход к изучению культурного и природного

наследия. На территории Северо-Западного региона России сосредоточено значительное количество погребальных памятников, представляющих большой интерес для специалистов различного профиля [13], но их палеопочвенному изучению пока уделено недостаточно внимания. Немалый интерес для исследователей представляют локальные археологические объекты, такие как курганы, каменные насыпи и прочие ритуальные сооружения [10]. Значительный объем данных накоплен по палеопочвам курганов, расположенных в степной и лесостепной зонах, представлены материалы, характеризующие динамику компонентов природной среды в предыдущие исторические эпохи [1, 25, 26]. На основании данных непочвенных природных архивов дана оценка изменения климатических

условий на протяжении позднего голоцена на территории запада Русской равнины [16, 22], поэтому интересно верифицировать отражение изменений климатических условий в свойствах почв, выступающих в качестве геоархеологических архивов. Всестороннее изучение погребенных почв и переотложенного почвенного материала, использованного для сооружения курганных комплексов, особенно актуально для реконструкции особенностей функционирования природной среды в позднем голоцене на территории лесной зоны, как наименее изученной в археологическом почвоведении. Особый интерес представляют почвы легкого гранулометрического состава, такие как подзолы и подбуры, так как пока нет данных, каким образом они отражают в своих свойствах условия окружающей среды. Почвы, сформированные на курганных конструкциях, также широко изучаются в рамках археологического почвоведения [2, 11, 29]. Являясь единовременно созданным субстратом для почвообразования, земляные конструкции исторических памятников дают важную информацию в изучении онтогенеза почв [8, 18].

Цель работы – на основании сравнительного анализа свойств почв, погребенных под раннесредневековыми курганами в IX и начале XI вв. н.э., дневных (фоновых) и вновь образованных на поверхности курганов реконструировать влияние естественных изменений природной среды на динамику процессов почвообразования, а также дополнить данные о характерном времени формирования почв на песках в таежной зоне.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Материал для данной работы был собран в ходе экспедиции в Плюсский район Псковской области в сентябре 2021 г. Объект располагается в 2.5 км к востоку от д. Которск (рис. 1а). Представлены результаты изучения двух курганов, отнесенных археологами к IX в.н.э. (курган 7) и началу XI в.н.э. (курган 1) в курганном могильнике Которск XII [19].

Район исследования относится к Прибалтийской провинции дерново-подзолистых слабогумусированных и болотно-подзолистых почв зоны дерново-подзолистых почв южной тайги [9]. Климат Псковской области характеризуется как умеренно-континентальный, влажный. Область находится на границе зоны переходного климата – от морского к континентальному. Такое расположение обуславливает неустойчивый характер погоды во все сезоны года. В среднем за год выпадает около 600 мм осадков. Средняя годовая температура воздуха на территории области находится в интервале от +4.3 до +4.8°C [30, 31].

Территория исследования сложена породами водно-ледникового генезиса песчаного

гранулометрического состава. Данные отложения являются бескарбонатными и характеризуются хорошей водопроницаемостью [9].

Курганная группа Которск XII расположена на вершине камового холма под сосняком зеленомошным (рис. 1б). Курганы представляют собой куполообразные сооружения высотой 1.5–2.0 м с выположенной вершиной. Согласно археологической классификации, объекты относятся к культуре “длинных курганов” [17]. Данная культура является частью псковско-новгородской группы Приильменья. Памятники представлены различными видами погребальных сооружений, преимущественно куполообразными и валообразными по форме курганами. Топографически могильники приурочены к сосновым лесам [17, 21].

Большая часть курганов была раскопана в ходе археологических исследований в период с 1990 до начала 2000 гг. К моменту изучения было сохранено несколько нетронутых секторов в курганах, составляющих около четверти исходного размера.

В настоящей работе представлены результаты изучения разновозрастных почв в парном хроноряду, когда проводится сравнительный анализ сопряженной пары почв: погребенной под курганом (исходно дневной) и современной дневной (фоновой). Было изучено два хроноряда, включавшие погребенные почвы под курганом 1, курганом 7 и фоновые нарушенные почвы, по возможности максимально близко расположенные к этим курганам. Мощности курганных конструкций составляют 117 см для кургана 1 и 107 см для кургана 7. Кроме того, описаны профили почв, сформированные в почвенном материале конструкций обоих курганов.

Проведено полевое морфологическое описание почвенных профилей, индексы почвенных горизонтов и классификационное положение приведены в соответствии с [15]. Отобраны образцы по генетическим горизонтам почв для определения физико-химических свойств в лаборатории и изучения мезоморфологического строения. Детальное мезоморфологическое изучение проводили в “Образовательном ресурсном центре микроанализа и микроскопии СПбГУ” на стереомикроскопе Leica-M205 C. Гранулометрический состав определяли методом пипетки с использованием пирофосфата натрия для диспергирования, содержание фракции рассчитывали на абсолютно-сухую навеску с учетом определения гигроскопической влаги [5]. Значение рН водной вытяжки измеряли потенциометрически в почвенной суспензии при соотношении вода: почва 2.5 : 1, содержания форм несиликатного и аморфного железа анализировали методами Мера–Джексона и Тамма соответственно с определением на ФЭК КФК-2МП [4, 6, 7]. Картографические материалы обрабатывали в программе Q-GIS 3.16.0.

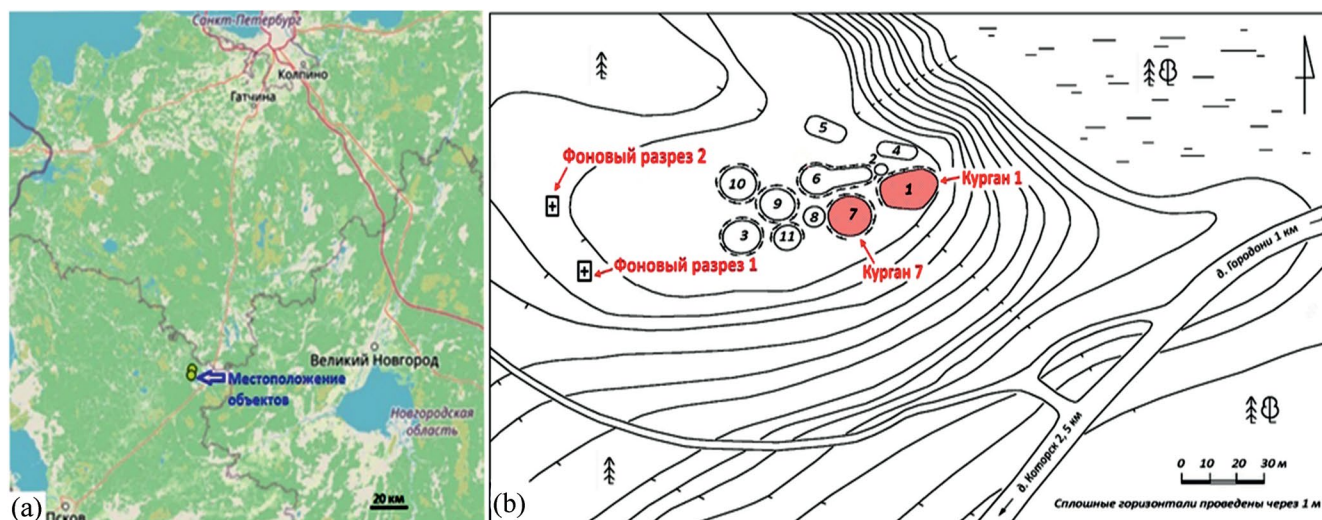


Рис. 1. Обзорная карта района исследования (а). Картограмма расположения курганной группы Которск XII (картограмма представляет результат глазомерной съемки местности, производимой в ходе археологических исследований) (б).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По результатам полевого описания, почвы кургана 1 имеют следующее строение:

– фоновая почва (O(0–4 см)/AY–Ah(4–7 см)/ВНF(7–13 см)/BF1(13–21 см)/BF2(21–39 см)/BCf1(39–73 см)/BCf2(73–112 см)/2C(112–125 см));

– погребенная почва (AY/Ah(0–8 см)/BF1(8–25 см)/Vfe(25–42 см)/BF2(42–63 см)/BCf(63–98 см)/2C(98–120 см));

– почва в материале курганной конструкции (AO(10–18 см)/AO–VFe(18–23 см)/BF(23–44 см)/BCf(44–80 см)/R(80–117 см)).

Общий вид разреза почвы, погребенной под курганом 1, и фоновой почвы вблизи этого кургана представлен на рис. 2.

В профиле погребенной почвы ясно выделяется горизонт AY/Ah как самый темноокрашенный. В срединной части профиля представлена серия горизонтов BF. Горизонты неоднородны по мощности и степени окрашенности. Присутствуют крупные морфоны яркой и блеклой окраски. Наблюдается исходная литологическая неоднородность почвообразующей породы, включение гравийных частиц среди общей песчаной толщи. В горизонте Vfe (25–42 см) отмечено наличие отбеленных песчаных зерен.

Профиль фоновой почвы более интенсивно окрашен гумусом в верхней части, интенсивность окраски снижается с глубиной. Подстилка имеет мощность около 4 см, тогда как для равновесно-развитой лесной подстилки в Северо-Западном регионе характерна мощность 8–12 см [27]. Малая мощность подстилки, скорее всего, связана

с лесными пожарами, что подтверждается наличием пирогенного угля в верхней части профиля. Под слоем подстилки залегает темноокрашенный горизонт AY–Ah, при этом в верхней части горизонта ясно видны скопления осветленных кварцевых зерен. Ниже залегает горизонт ВНF и серия горизонтов BF и BCf. Профиль имеет средне- и мелкопятнистую неоднородность в окраске.

Исходя из макроморфологической характеристики, фоновая и погребенная почвы относятся к дерново-подбурам иллювиально-железистым.

В материале курганной конструкции также сформирован почвенный профиль, по морфологическим характеристикам отнесенный к дерново-подбурами, но с более ярко проявленными признаками оподзоливания в верхней части почвенного профиля в виде обильных скоплений отбеленных кварцевых зерен по сравнению с погребенной почвой. Однако степень его развития недостаточна для выделения полноценного горизонта E. Мощности срединных горизонтов в почве курганной конструкции являются более растянутыми по сравнению с погребенной и фоновой почвами. Горизонт R почвенного профиля на курганной конструкции представляет собой турбированный почвенный материал, без признаков альфегумусового процесса, при этом содержащий угли и корни современных растений. Материал данного горизонта в минимальной степени подвергся трансформации процессами почвообразования, происходившими в курганной конструкции.

Почвы кургана 7 имеют следующее строение:

– фоновая почва (O(0–4 см)/AY/Ah(4–10 см)/ВНF(10–20 см)/BF(20–49 см)/BCf(49–82 см)/2C(82–95 см));

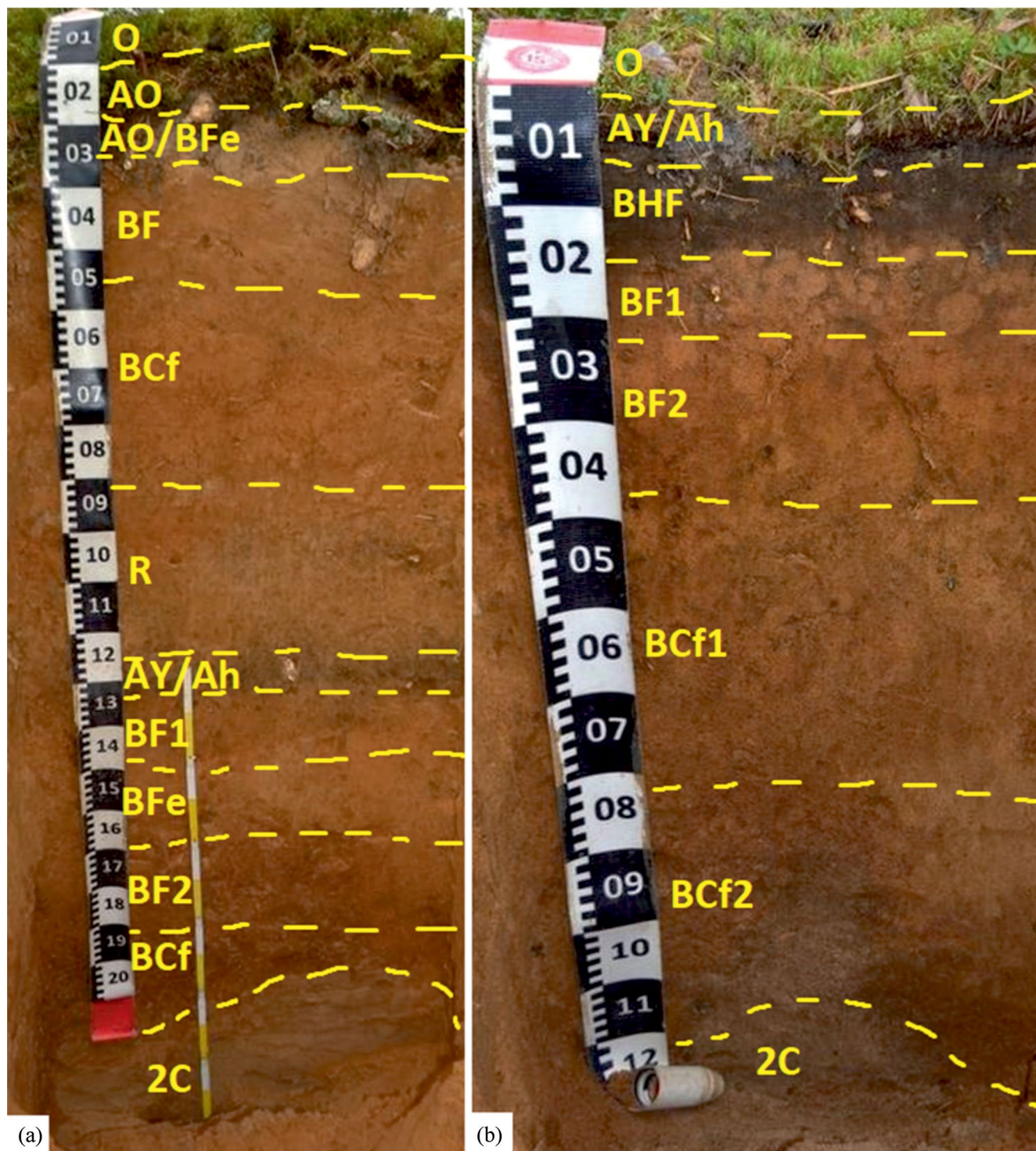


Рис. 2. Почва курганной конструкции с погребенной почвой, курган 1 начала XII в н.э. (а), фоновая почва (б).

- погребенная почва Ah(0–12 см)/BF(12–28 см)/BCf1(28–48 см)/BCf2(48–105 см)/2C(105–135 см);
- в материале курганной конструкции (O(0–9 см)/AO(9–13 см)/AY-Ah(13–17 см)/BFe(17–30 см)/BF(30–50 см)/BCf(50–90 см)/R(90–107 см).

В профиле погребенной почвы гумусовый горизонт Ah имеет следы перемешивания в виде небольших язычков и мозаичной окраски. В данном горизонте хорошо выражены скопления отбеленных кварцевых зерен. Нижележащие горизонты

BCf1 и BCf2 неоднородны по мощности и степени окрашенности. Присутствуют морфоны более яркой и более блеклой прокраски, многочисленные мелкие пятна и скопления ржаво-бурого цвета. Наблюдается исходная литологическая неоднородность почвообразующей породы, включение гравийных частиц среди общей песчаной толщи.

Профиль фоновой почвы вблизи кургана 7 сходен с таковой около кургана 1. Он также характеризуется маломощной подстилкой и лишь немного отличается чуть большим количеством отбеленных кварцевых зерен в верхней части горизонта Ah и большей равномерностью окраски горизонтов BHF и BF.

Почва в материале конструкции кургана 7 имеет более развитый горизонт BFe по сравнению с таковой на кургане 1. Цвет срединных горизонтов BF и BCf гораздо более яркий по сравнению с погребенной почвой данного кургана, профиль характеризуется очень постепенным переходом по цвету от горизонта к горизонту. Горизонт R почвенного профиля на курганной конструкции представляет собой турбированный почвенный материал с мозаичной окраской. Данный горизонт плотнее вышележащего, характеризуется наличием корней, щебнистого материала, а также отдельных частиц пирогенного угля. Как и в конструкции кургана 1, материал данного горизонта в минимальной степени подвергся трансформации процессами почвообразования.

Исходя из описания, почвы, погребенные под курганами и фоновые, представлены дерново-подбурами иллювиально-железистыми. Почвы, сформированные в материале курганной конструкции, относятся к дерново-подбурами иллювиально-железистыми оподзоленным.

Мезоморфологическое изучение почвенных горизонтов позволяет уточнить и систематизировать морфологические параметры организации твердой фазы почв. Результаты анализа мезоморфологического строения и физико-химических свойств почвенного материала изучаемых объектов представлены в табл. 1–3.

Гумусовый горизонт почвы на кургане 1 и фоновой почвы вблизи этого кургана насыщен темноокрашенным детритным материалом, содержит большое количество отмытых кварцевых зерен различной степени окатанности. Встречаются отдельные непрочные агрегаты до 5 мм в диаметре, скрепленные детритным материалом и пронизанные гифами грибов. В гумусовом горизонте погребенной почвы отбеленные зерна встречены единично.

Минеральные микроагрегаты, скрепленные железистым цементом, в основном распространены по всему профилю погребенной почвы и единично встречены в срединных горизонтах фоновой почвы (рис. 3а).

Наличие железистых кутан выявлено и в фоновой, и погребенной почве, единично — в почве на кургане. Кутаны обильно встречаются практически во всем профиле погребенной почвы и в срединных, и в нижних горизонтах почв курганной конструкции. Характер распространения железистых кутан в профиле фоновой и погребенной почв является сходным, хотя в погребенной почве данный признак распространяется на большую глубину. В профиле почвы курганной конструкции железистые кутаны выражены в меньшей степени по сравнению с погребенной и фоновой почвами.

Наличие пирогенного угля отмечено в верхней и центральной части профиля фоновой почвы, а также по всему профилю погребенной почвы и почвы на кургане. Максимальное скопление угля отмечено в верхних 25 см погребенной почвы и в гумусовом горизонте фоновой почвы (рис. 3б).

Среди ясно выраженных мезоморфологических признаков отмечено наличие скоплений пылеватого материала. Срединные горизонты почвы курганной конструкции характеризуется повышенным содержанием пылеватых частиц, формирующих скопления в виде гнезд пылеватого материала на неровностях поверхностей песчаных зерен. Визуально, количество пылеватых частиц значительно возрастает с глубиной. Скопления этого материала отмечены в материале погребенной почвы, с максимальным накоплением в верхних 25 см и уменьшением его количества вниз по профилю. В фоновой почве распространение данного признака выявлено по всему профилю с максимумом накопления пылеватого материала в срединных горизонтах (рис. 3с, 3д). Вероятно, подобный характер распределения пылеватых частиц в почвенном материале является следствием процесса партлювации.

Характер материала гумусовых горизонтов фоновой почвы и почвы конструкции кургана 7 сходен с гумусовыми горизонтами соответствующих почв кургана 1. Отмечено обилие детритного материала, пирогенного угля и отбеленных кварцевых зерен. При этом наличие отбеленных зерен также отмечается в горизонте AY погребенной почвы. Пирогенный уголь обилен в верхней части фоновой почвы, в верхней и центральной частях профиля погребенной почвы, а также в верхних и нижних горизонтах почвы курганной конструкции.

Минеральные агрегаты встречены единично в фоновой и погребенной почве кургана 7 IX в.н.э. В погребенной почве кургана 1 начала XI в.н.э. отмечено чуть большая встречаемость минеральных агрегатов по сравнению с фоновой почвой и почвой кургана 7. Данные новообразования представляют собой группу минеральных зерен, скрепленных железистым цементом. Возможно, некоторое накопление агрегатов в профиле погребенной

Таблица 1. Свойства почвенного материала фоновой и погребенной почвы, а также почвы курганной конструкции кургана 1 начала XI в.н.э.

Горизонт	Глубина, см	Отбеленные кварцевые зёрна	Скопление пылеватого материала	Угли	Детрит	Железистые кутаны	Минеральные микроагрегаты	pH _{H2O}	Fe _{nc} , %	Fe _a , %	K _ш	Содержание фракции, мм, %		
												1–0.25	0.25–0.05	<0.01
O	0–4	+	–	–	++++	–	–	–	–	–	–	–	–	–
AY	4–7	+	++	+++	+++	++	–	5.0	0.39	0.20	0.51	73	15	8
BHF	7–13	–	++	++	++	++	–	5.4	0.32	0.21	0.64	81	10	6
BF1	13–21	–	+++	++	+	++	–	5.2	0.39	0.21	0.53	84	11	5
BF2	21–39	–	+++	+	–	+++	++	5.4	0.31	0.13	0.42	81	15	3
BCf1	39–73	–	++	–	–	++	+	5.5	0.26	0.09	0.35	88	8	3
BCf2	73–112	+++	+	–	–	+	–	6.8	0.11	0.02	0.22	91	6	2
2C	112–125	–	+	–	–	+	–	6.9	0.25	0.01	0.02	81	15	3
AY	0–8	+	+++	+++	–	+	++	6.1	0.18	0.13	0.73	57	34	5
BF1	8–25	–	+++	+++	–	++	++	6.2	0.28	0.08	0.30	67	26	5
BFe	25–42	–	++	++	–	++	+	6.4	0.26	0.04	0.16	66	28	4
BF2	42–63	–	++	++	–	++	+	6.4	0.35	0.06	0.17	86	9	5
BCf	63–98	–	+	+	–	+++	++	6.4	0.37	0.06	0.16	87	7	5
2C	98–120	++++	–	–	–	+	++	6.5	0.14	0.01	0.08	81	15	3
O	0–10	+++	–	++	++++	–	–	–	–	–	–	–	–	–
AO	10–18	+++	+	++	+++	–	–	4.8	0.29	0.13	0.45	60	24	9
AO/BFe	18–23	–	++	++	++	+	–	5.3	0.27	0.10	0.36	69	23	6
BF	23–44	–	++	++	–	+	–	5.6	0.23	0.08	0.34	62	32	4
BCf	44–80	–	+++	++	–	+	–	5.6	0.30	0.11	0.35	52	40	5
R	80–117	–	++++	++	–	+	–	5.7	0.25	0.11	0.44	67	24	6

Примечание. Здесь и далее K_ш – коэффициент Швертмана. Степень проявления признака: ++++ встречается обильно, +++ встречается часто, ++ встречается редко, + встречается единично, – отсутствует.

почвы начала XI в.н.э. свидетельствует о периоде развития, при котором соединения железа в меньшей степени мигрировали вниз по профилю, а происходила аккумуляция в виде подобных новообразований.

Железистые кутаны отмечены в профиле фоновой почвы. Значительно обильнее представлены почти по всему профилю погребенной почвы и в срединных горизонтах и горизонте R почвы курганной конструкции.

Характер распределения скоплений пылеватого материала сходен у фоновой и погребенной почвы, с максимумом в горизонте BF. В почве курганной конструкции данный признак в максимальной степени выявлен в средних и нижних горизонтах.

Подводя итог мезоморфологическим наблюдениям почвенного материала, можно сделать следующие выводы:

1. В погребенных почвах обоих курганов отмечается наличие пирогенного угля практически по всей глубине профиля. Также уголь отмечен в верхней и самой нижней частях курганной конструкции, в верхних горизонтах фоновых почв. Вероятно, уголь в гумусовом горизонте почв на кургане и фоновых образован в ходе низовых пожаров, типичных для сосняков [27]. Уголь в нижней части почвы курганной конструкции и в гумусовом горизонте погребенных почв, скорее всего, был образован при выжигания порубочных остатков перед постройкой кургана.

Таблица 2. Свойства почвенного материала фоновой и погребенной почвы, а также почвы курганной конструкции кургана 7 IX в.н.э.

Горизонт	Глубина, см	Отбеленные кварцевые зерна	Скопление пылеватого материала	Угли	Детрит	Железистые кутаны	Минеральные микроагрегаты	pH _{H₂O}	Fe _{nc} , %	Fe _a , %	K _ш	Содержание фракции, мм, %	
												1–0.25	0.25–0.05
O	0–4	++	–	–	++++	–	–	–	–	–	–	–	–
AУ	4–10	+	+	++	+++	++	–	4.4	0.38	0.19	0.50	77	11
BHF	10–20	–	++++	+	+	++	–	5.2	0.62	0.26	0.41	78	12
BF	20–49	–	+++	+	–	+	+	5.5	0.39	0.19	0.50	78	16
BCf	49–82	–	++	–	–	+	–	5.7	0.23	0.10	0.43	75	21
2C	82–95	+++	+	–	–	–	–	5.7	0.14	0.02	0.18	82	14
Ah	0–12	++	++	+++	–	++	–	6.9	0.30	0.24	0.79	64	24
BF	12–28	–	+++	++	–	+++	+	6.6	0.43	0.29	0.68	60	29
BCf1	28–48	–	++	+	–	+++	+	6.5	0.49	0.31	0.63	66	24
BCf2	48–105	–	++	–	–	+++	+	6.6	0.34	0.24	0.71	65	27
2C	105–135	+++	+	–	–	+	–	6.6	0.10	0.01	0.08	73	22
O	0–9	++	–	++	++++	–	–	–	–	–	–	–	–
AO	9–13	+	+	+	+++	–	–	4.6	0.32	0.18	0,56	52	34
AУ	13–17	–	++	–	+++	+	–	4.9	0.36	0.25	0,68	73	18
BFe	17–30	–	++	–	–	+++	–	5.4	0.36	0.21	0,58	74	17
BF	30–50	–	++++	–	–	+++	–	5.6	0.37	0.25	0,68	64	27
R	90–107	–	++++	–	–	++++	–	5.6	0.35	0.20	0,57	78	15

2. В целом по характеру слагающего почвенного материала и содержанию угля, нижние части (горизонты R) курганных конструкций в большей степени сходны с материалом верхних (гумусовых) горизонтов, погребенных под ними почв. Исходя из этого можно сказать, что при постройке данных курганов прежде всего выжигался участок (о чем свидетельствует обилие углей), а затем происходила постепенная выкладка грунта послойно от краев площадки к ее центру. Таким образом, изученные курганные конструкции сложены из перемещенного материала верхних горизонтов (AУ и BF) исходной дневной почвы. При этом в верхней части кургана оказывался материал из более глубоких горизонтов исходной почвы.

3. В материале курганных конструкций с изначально перемешанным минеральным материалом сформированы зональные почвы (дерново-подбуры), морфологически сходные с фоновыми инзитными почвами. Сформирован гумусовый горизонт и срединные горизонты BFe и BF. При этом

нижний горизонт R данных почв, залегающий на поверхности погребенной почвы, в минимальной степени подвержен процессам почвообразования.

По гранулометрическому составу почвы характеризуются как песчаные и связнопесчаные. Выявлены различия в гранулометрическом составе между фоновыми и погребенными почвами, а также почвами курганных конструкций. Фоновые почвы характеризуются преобладанием фракции крупного и среднего песка (1–0.25 мм): от 73 до 91%. При этом погребенные почвы и материал конструкций в обоих курганах содержит в среднем от 60 до 70% данной фракции, с некоторым накоплением фракции мелкого песка (0.25–0.05 мм), в среднем от 20 до 30%.

Определение актуальной кислотности для почв хронорядов выявило увеличение значений pH_{H₂O} на единицу во всех погребенных почвах по сравнению с фоновыми и почвами курганных конструкций. Увеличение величин pH может быть связано с высоким содержанием пирогенного угля и золы

Таблица 3. Свойства погребенных почв курганов 1 и 7

Горизонт	Глубина, см	Отбеленные кварцевые зерна	Скопление пылеватого материала	Угли	Железистые кутаны	Минеральные микроагрегаты	pH _{H2O}	Fe _{nc} , %	Fe _a , %	K _ш	Содержание фракции, мм, %		
											1–0.25	0.25–0.05	<0.01
AУ	0–8	+	+++	+++	+	++	6.1	0.18	0.13	0.73	57	34	5
BF1	8–25	–	+++	+++	++	++	6.2	0.28	0.08	0.30	67	26	5
BFe	25–42	–	++	++	++	+	6.4	0.26	0.04	0.16	66	28	4
BF2	42–63	–	++	++	++	+	6.4	0.35	0.06	0.17	86	9	5
BCf	63–98	–	+	+	+++	++	6.4	0.37	0.06	0.16	87	7	5
2C	98–120	++++	–	–	+	++	6.5	0.14	0.01	0.08	81	15	3
Ah	0–12	–	++	+++	++	–	6,9	0.30	0.24	0.79	64	24	6
BF	12–28	–	+++	++	+++	+	6,6	0.43	0.29	0.68	60	29	6
BCf1	28–48	–	++	+	+++	+	6,5	0.49	0.31	0.63	66	24	6
BCf2	48–105	–	++	–	+++	+	6,6	0.34	0.24	0.71	65	27	5
2C	105–135	+++	+	–	+	–	6,6	0.10	0.01	0.08	73	22	5

в погребенной почве. Многие источники указывают на временный сдвиг реакции почвенной среды в щелочную сторону, как результат воздействия пожаров на почвы лесных экосистем [20, 27]. В данном случае из-за экранирования погребенной почвы курганом произошла своеобразная консервация этого признака.

Максимальное содержание несиликатных форм железа отмечено в верхних горизонтах фоновой почвы и срединных горизонтах погребенной почвы, около 0.35%, при средних значениях 0.20–0.25%. Распределение несиликатных форм железа в профиле почвы на кургане 1 достаточно равномерное.

Максимальное накопление аморфных форм железа характерно для верхних 20 см фоновой почвы, до 0.21%, при средних значениях 0.05–0.1%. Погребенная почва в среднем характеризуется меньшим содержанием аморфных соединений железа по сравнению с фоновой почвой. Наибольшее значение выявлено в гумусовом горизонте погребенной почвы. Содержание аморфных форм в почве курганной конструкции равномерное по горизонтам и соотносится с содержанием в верхних 25 см погребенной почвы. Возможно, обогащение гумусового горизонта погребенной почвы аморфными соединениями железа происходит при суспензионном переносе минеральных частиц вниз по профилю во взвеси, что описано для таежных почв с бурым горизонтом [23] или при миграции в составе органоминеральных соединений [14]. Таким

образом, некоторая часть железистых соединений из материала конструкции кургана вмывается в верхний горизонт погребенной почвы. Почвообразующая порода (горизонт 2C) содержит наименьшее количество аморфных форм железа.

Для горизонтов почв кургана 7 характерно увеличение общего количества железа по сравнению с почвами кургана 1. Наблюдается увеличение максимального содержания несиликатных форм железа до 0.62% в горизонте фоновой почвы, а также увеличение среднего значения до 0.35%. Распределение содержания несиликатных форм по профилю характеризуется максимумами накопления в горизонтах АУ, ВF, ВHF для фоновой почвы и горизонтах ВF, ВСf погребенной почвы. В почве на кургане распределение несиликатных форм железа достаточно равномерное с некоторым накоплением в нижнем горизонте R – до 0.44%.

Максимальное накопление аморфных форм железа характерно для горизонтов ВF и ВСf погребенной почвы, около 0.3%, при средних значениях 0.2–0.25%. В фоновой почве максимум содержания отмечается в горизонте ВHF 0.25%. В почве на кургане содержание равномерное со средним значением 0.22%. Почвообразующая порода 2C содержит наименьшее количество аморфных форм железа.

Почвы в материале курганных конструкций насыщены соединениями железа достаточно равномерно. В фоновых почвах сходным является

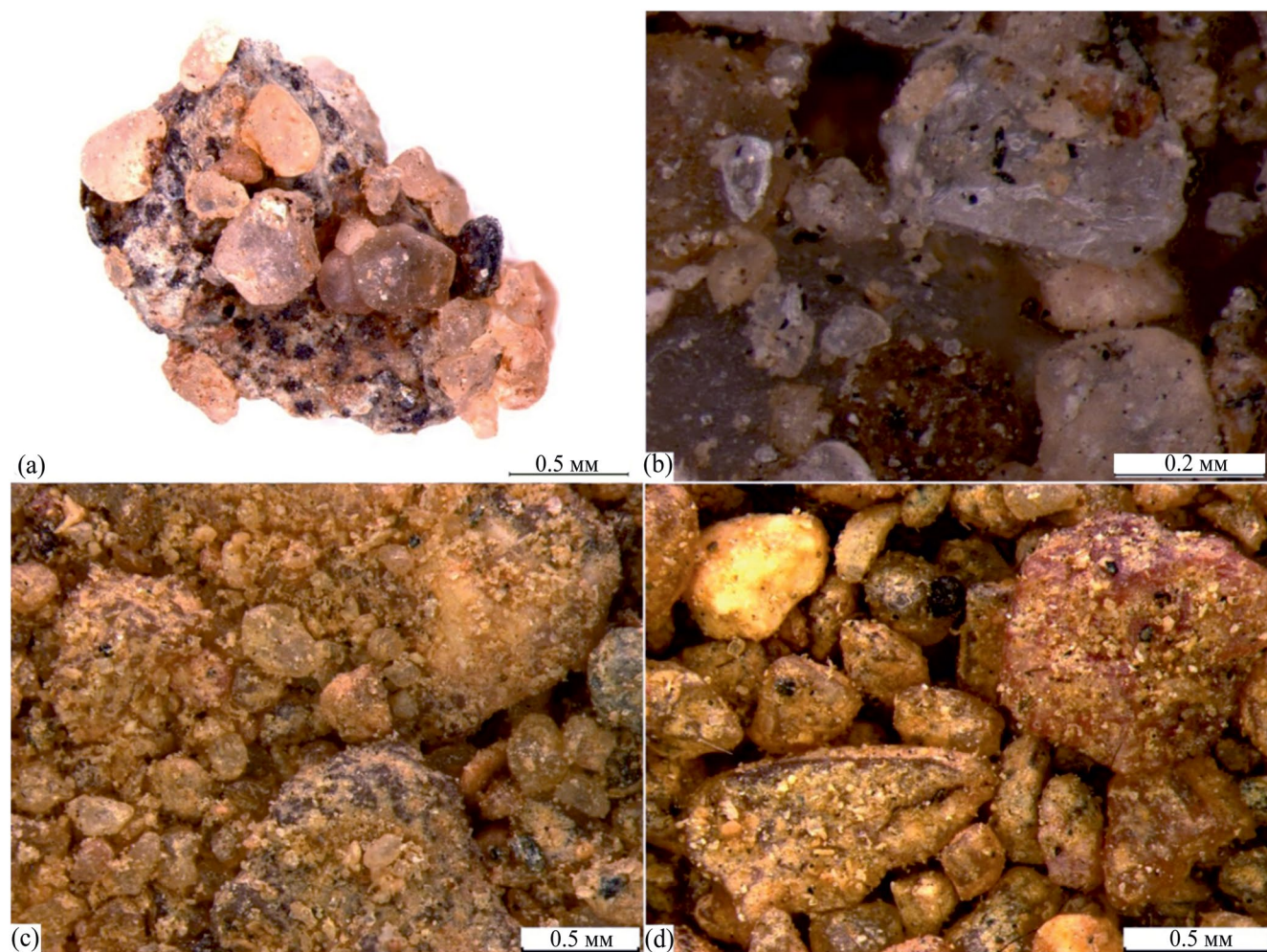


Рис. 3. Минеральный микроагрегат с железистой цементацией из горизонта BCf погребенной почвы кургана 1 (а). Частицы пироуглерода и пятна ожелезнения на кварцевых зернах в гумусовом горизонте погребенной почвы кургана 1 (б). Скопления пылеватого материала в горизонте BF погребенной почвы кургана 7 (с). Скопления пылеватого материала в горизонте BHF фоновой почвы кургана 7 (д).

содержание и распределение несиликатных и аморфных форм железа. Наблюдается повышенное содержание аморфных форм железа в погребенной почве второй кургана 7 (IX в.н.э.) по сравнению с погребенной почвой кургана 1 (начала XII в.н.э.). Почвообразующая порода, как погребенной, так и фоновой почв, характеризуется обедненным содержанием железистых минералов.

Анализ коэффициента Швертмана позволяет выявить степень гидроморфизма почв. Наименьшие значения коэффициента (в среднем 0.16) выявлены в срединных горизонтах погребенной почвы кургана 1 начала XI в.н.э. В срединных горизонтах погребенной почвы кургана 7 начала IX в.н.э. значения коэффициента составляют от 0.6 до 0.71 (рис. 4). В фоновых почвах значения коэффициента сходные, в среднем от 0.4 до 0.6. Таким образом, почва, погребенная под курганом 1

в начале XII в.н.э., развивалась в более сухой климатический период, что соотносится с данными, полученными на основе изучения непочвенных природных архивов [16, 22].

На основании полевого и камерального описания фоновые и погребенные почвы двух исследованных курганных групп отнесены к типу дерново-подбуров иллювиально-железистых. Наблюдаются признаки подзолистого процесса в гумусовом горизонте погребенной почвы кургана 7 и в верхней части гумусового горизонта фоновых почв.

Почвы курганных конструкций диагностированы как дерново-подбуры иллювиально-железистые оподзоленные. Степень проявления подзолистого процесса выше, чем в фоновых и погребенных почвах. Данные курганные сооружения датированы IX–началом XI вв.н.э. [19], таким образом длительность почвообразования на курганах более

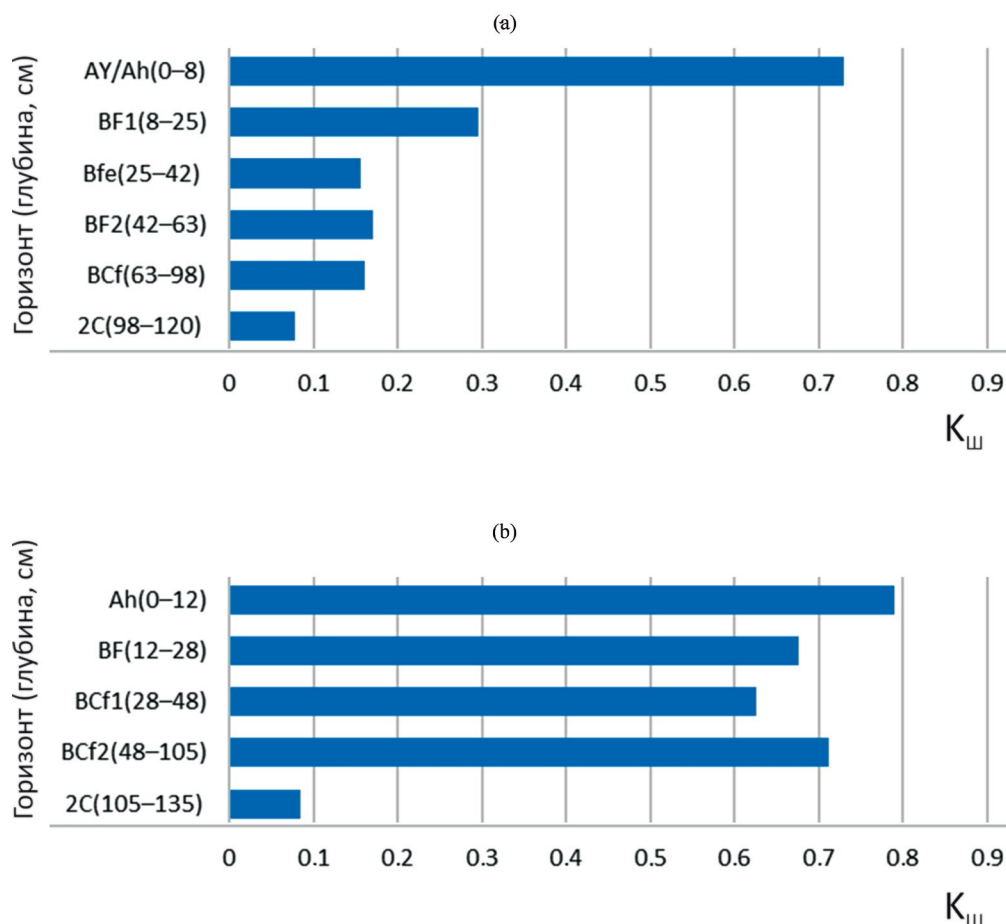


Рис. 4. Значения коэффициента Швертмана в погребенных почвах курганов 1 (а) и 7 (б).

1 тыс. лет. По литературным данным, для песчаных почв северо-запада Русской равнины короткая стадия роста почвенного профиля составляет 300 лет, а более длительная, 300–1200 лет. Это стадия дифференциации, при которой происходит постепенный рост и развитие уже сформированных почвенных горизонтов [3]. Оба профиля почв на курганных конструкциях имеют гумусовый горизонт и развитые горизонты BFe и BF, при этом нижний горизонт R в минимальной степени подвержен процессам современного почвообразования. Таким образом, степень развития данных почв относится к стадии длительной дифференциации, так как ясно фиксируется профиль дерново-подбуров иллювиально-железистых оподзоленных, развитых на изначально перемешанном материале курганных конструкций, сохраняющих на момент изучения в своей нижней части исходную текстурную организацию насыпного почвенного материала.

Формирование почв, погребенных под изучаемыми курганами, происходило в климатические периоды, отличающиеся по своим параметрам. Исходя из данных реконструкции климата,

X в.н.э. является самым теплым за прошедшие 2000 лет и относится к так называемой средневековой теплой эпохе [16, 22]. Почва под курганом 1, датированная началом XI в.н.э., перед погребением развивалась в течение теплого и сухого периода указанной эпохи. В ее профиле это проявляется в значительно меньшей степени выраженности признаков подзолистого процесса в гумусовом горизонте и меньшей подвижностью соединений железа по сравнению с более холодным и влажным периодом IX в.н.э. В данный период условия были более благоприятными для гумусоаккумуляции, и происходила маскировка отмытых зерен кварца вновь образующимся гумусом в гумусовом горизонте.

Курган 7 сооружен в IX в.н.э. Соответственно погребенная под ним почва формировалась в условиях более прохладного и влажного периода [16, 22], что привело к усилению развития подзолистого процесса. В гумусовом горизонте погребенной почвы отмечены слабые признаки оподзоливания, ясно видные при макроморфологическом описании.

Сложности в изучении развития и изменчивости во времени почв легкого гранулометрического состава проявляются в их слабой рефлекторности, т.е. способности воспринимать действие факторов почвообразования и отражать условия среды в своих свойствах и признаках. Данные почвы характеризуются слабой оструктуренностью, значительно меньшей степенью развитости процессов реорганизации почвенной массы, партлювации, процессов оглеения, в отличие от почв более тяжелого гранулометрического состава [24].

При этом комплексный подход к изучению лесных почв легкого гранулометрического состава с применением методов микроскопии и физико-химического анализа позволяет оценить динамику развития данных почв и выявить, каким образом в почвенном материале отражаются условия природной среды, изменяющиеся на протяжении всего лишь 100–200 лет.

По характеру распределения форм железа совместно с оценкой параметров результатов мезоморфологического анализа можно сделать вывод относительно технологии сооружения курганных конструкций. Очевидно, перед сооружением кургана происходило выжигание порубочных остатков на поверхности почвы. Затем гумусовый горизонт дневных на тот момент почв насыпали на поверхность погребенной почвы, и далее вверх в обратном порядке был выложен перемешанный материал из срединных горизонтов почвы. Таким образом, почвенный материал курганных конструкций в нижней части профиля оказывалась насыщенным остатками пирогенного угля, перемещенными из гумусового горизонта исходной дневной почвы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучены свойства почв, погребенных под курганами, датированными IX и началом XI вв. н.э. Дополнены данные, характеризующие эволюцию альфегумусовых почв в лесной зоне. За период в 1 тыс. лет в материале курганных конструкций сформировались почвы зонального типа – дерново-подбуры, в профиле которых ясно выражены признаки альфегумусового процесса. При этом нижняя часть курганных конструкций в минимальной степени затронута процессами почвообразования. Несмотря на слабую рефлекторность, результаты мезоморфологического анализа и соотношение форм железа в почвенном материале позволяют оценить изменения в профиле, произошедшие в результате климатических колебаний. Влияние теплого и сухого климата проявляется в меньшей подвижности соединений железа и более активном гумусонакоплении, снижении интенсивности подзолистого процесса в почвах, погребенных в начале XI в. н.э. Почвы, погребенные в IX в. н.э. и развивавшиеся в более холодный и влажный период, имеют

признаки большей подвижности соединений железа и повышения интенсивности подзолистого процесса. Современные дневные (фоновые) почвы и почвы, сформированные на курганах, характеризуются наличием скоплений осветленных кварцевых зерен в верхней части профиля, что указывает на их развитие в условиях значительного увлажнения и усиления промывного режима. Представленная схема сооружения курганных конструкций показывает изначальную неоднородность насыпного почвенного материала, при этом развитые на них современные почвы сходны между собой по своим морфологическим параметрам.

БЛАГОДАРОСТЬ

Авторы выражают благодарность сотрудникам «Образовательного ресурсного центра микроанализа и микроскопии СПбГУ» за техническое сопровождение в ходе мезоморфологического анализа почвенного материала.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александровский А.Л.* Изменения почв и природной среды на юге России в голоцене // *OPUS. Междисциплинарные исследования в археологии.* 2002. № 1–2. С. 109–119.
2. *Александровский А.Л., Кренке Н.А., Нефедов В.С.* Исследования почв и отложений под культурным слоем Земляного городища Старой Ладogi // *Краеугольный камень. Археология, история, искусство, культура России и сопредельных стран. 80-летию со дня рождения А.Н. Кирпичникова посвящается.* М.: Ломоносовь, 2010. Т. I. С. 43–60.
3. *Александровский А.Л., Александровская Е.И.* Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
4. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 491 с.
5. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
6. *Водяницкий Ю.Н.* Химия и минералогия почвенного железа. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2002. 236 с.
7. *Воробьева Л.А.* Химический анализ почв. М.: Изд-во МГУ, 1998. 272 с.
8. *Геннадиев А.Н.* Почвы и время модели развития. М.: Изд-во МГУ, 1990. 230 с.
9. *География почв России.* М.: КолосС, 2004. 460 с.

10. Гнездово. Результаты комплексного исследования памятника. Сб. науч. ст. / Отв. ред. Мурашева В.В. СПб.: Альфарет, 2007. 324 с.
11. Долгих А.В., Александровский А.Л. Почвы и культурный слой Великого Новгорода // Почвоведение. 2010. № 5. С. 515–526.
12. Долгих А.В. Почвенно-геохимические исследования культурных отложений Великого Новгорода (Ильменский раскоп) // Российская археология. 2012. № 3. С. 143–148.
13. Исследования погребальных памятников на западе средневековой Новгородской земли: Сборник научных статей / Отв. ред. Михайлова Е.Р. СПб.: Нестор-История, 2010. 168 с.
14. Касаткина Г.А. Особенности почвообразования в условиях сельгового рельефа Карельского перешейка. Дис. ... канд. биол. наук. СПб., 1992. 344 с.
15. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
16. Клименко В.В., Климанов В.А., Сирин А.А., Слепцов А.М. Изменение климата на западе Европейской части России в позднем голоцене // Доклады АН. 2001. Т. 376. № 5. С. 679–683.
17. Конецкий В.Я. Некоторые вопросы исторической географии Новгородской земли в эпоху средневековья // Новгородский исторический сборник. Т. 3. № 13. 1989. С. 3–19.
18. Лисецкий Ф.Н., Столба В.Ф., Голушов П.В. Моделирование развития черноземов в зоне степи и разработка методов почвенно-генетической хронологии // Почвоведение. 2016. № 8. С. 918–931.
19. Михайлова Е.Р. Могильник Которск XII: длинные курганы в древнерусскую эпоху // Города и веси средневековой Руси: археология, история, культура: к 60-летию Николая Андреевича Макарова. М.: Древности севера, 2015, С. 103–121.
20. Надпорожская М.А., Павлов Б.А., Мишин Д.М., Яконен К.Л., Седова А.М. Влияние лесных пожаров на формирование профиля подзолов // Биосфера. 2020. Т. 12. № 1–2.
21. Седов В.В. Восточные славяне в VI–XIII вв. М.: Наука, 1982. 327 с.
22. Слепцов А.М., Клименко В.В. Обобщение палеоклиматических данных и реконструкция климата Восточной Европы за последние 2000 лет // История и современность. 2005. № 1. С. 118–135.
23. Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных и гумидных областях. М.: Наука, 1971. 263 с.
24. Таргульян В.О. Теория педогенеза и эволюции почв. М.: ГЕОС, 2019. 296 с.
25. Чендев Ю.Г. Медленные и быстрые реакции палеопочв на климатические изменения в голоцене // Палеопочвы, палеоэкология, палеоэкономика. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2017. С. 200–205.
26. Чендев Ю.Г., Ершова Е.Г., Александровский А.Л., Хохлова О.С., Русаков А.В. Палеоботанические и палеопочвенные индикаторы эволюции лесостепного ландшафта во второй половине голоцена: Белгородская область // Проблемы природопользования и экологическая ситуация в Европейской России и сопредельных странах: материалы V междунар. науч. конф. Белгород, 2013. С. 201–210.
27. Чертов О.Г. Экология лесных земель (почвенно-экологическое исследование лесных местообитаний). Л.: Наука, 1981.
28. Хохлова О.С., Макеев А.О., Энговатова А.В., Кузнецова Е.А., Гольева А.А. Палеоэкология и хозяйственная деятельность человека на основе изучения культурных слоев и палеопочвы Тульского кремля 1 // Краткие сообщения Ин-та археологии. 2022. Вып. 268. С. 357–378.
29. Rusakov A., Sorokin P., Golyeva A., Savelieva L., Rusakova E., Safronov S. Soils of a medieval burial mound as a paleo-environmental archive (Leningrad region, Northwest Russia) // Bull. Geological Soc. Finland. 2018. V. 90. P. 315–325. <https://doi.org/10.17741/bgsf/90.2.013>
30. <http://meteo.ru>
31. <https://meteoinfo.ru>

Pedochronological Rows of Medieval Burial Mounds, Pskov Region

I. A. Zharkikh¹, A. V. Rusakov¹, E. R. Mikhailova¹, V. Y. Sobolev¹,
O. S. Khokhlova², and A. O. Makeev³

¹Saint Petersburg State University, St. Petersburg, 199034 Russia

²Institute of Physical, Chemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia

³Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: igor.j88@mail.ru

The soils buried under the early medieval mounds of the 9th and early 11th centuries have been studied. The reconstruction of the influence of natural changes in the natural environment on the dynamics of soil formation processes was carried out on the basis of a comparative analysis of the properties of soils buried under mounds of different ages, day (background) and newly formed on mound structures; supplemented with data on the time of soil formation on sandy soil-forming rocks in the taiga zone. The study area belongs to the Baltic province of soddy-podzolic soils of the southern taiga subzone. Soils buried under mound structures during periods with different climatic conditions are described. Soils that developed before burial in a cool and humid climate of the 8th-9th centuries. AD, are characterized by the mobility of iron forms along the profile and a morphologically pronounced accumulation of bleached quartz grains in its upper part. The influence of the warm and dry climate of the X century. AD on the processes of soil formation is manifested in the lower mobility of iron compounds and more active humus accumulation, less clarification of mineral grains. The time of formation of the profile of soddy podbur in the material of mound structures is estimated at 1 thousand years. The construction of the mound structures consisted in successive filling of the shaft from the edges to the center of the site, in which the material of the middle horizons of the original soil turned out to be in the upper part of the mound.

Keywords: buried soils, soddy podburs, soil chronological series, environmental dynamics, mesomorphology, archaeological soil science, North-West of the Russian Plain

ПОЧВЫ МЕЛОВЫХ ПОЛИГОНОВ ПОДУРАЛЬСКОГО ПЛАТО: МОРФОЛОГИЯ, СВОЙСТВА И КЛАССИФИКАЦИЯ

© 2024 г. Д. Г. Поляков^а, *, И. В. Ковда^б, А. Г. Рябуха^а

^аИнститут степи УрО РАН, ул. Пионерская, 11, Оренбург, 460000 Россия

^бПочвенный институт им. В. В. Докучаева, Пыжевский пер. 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

*e-mail: polakovdg@yandex.ru

Поступила в редакцию 03.06.2023 г.

После доработки 14.08.2023 г.

Принята к публикации 17.08.2023 г.

Для почв меловых полигонов Общего Сырта и Подуральского плато характерно сочетание разновозрастных признаков, сформированных в разных природных условиях. Современные признаки являются результатом биогенно-аккумулятивных процессов, структурообразования, засоления и коркообразования. Реликтовые признаки обусловлены палеокриогенезом, к ним относятся: палеомерзлотный комплекс блок–псевдоморфоза, криотурбации, палеомерзлотный клин, скопления и сортировка крупнозема и др. Хорошая выраженность реликтовых криогенных признаков и современные криогенные процессы определяют уникальность степных почв, горизонты и формула профиля которых отсутствуют в классификации и диагностике почв России (КиДПР). Для отражения особенностей современного облика почв и их генезиса в терминологии КиДПР предложен новый диагностический горизонт ВСМ криоструктурно-метаморфический, а почвы комплекса диагностированы как криоструктурно-метаморфические (Calcaric Regosol) на микроповышениях, на микросклонах – протогумусовые и светлогумусовые криоструктурно-метаморфические (Calcaric Regosol (Ochric)), светлогумусовые и светлогумусовые криометаморфические (Rendzic Calcaric Phaeozem) в микропонижении. Реликтовые криогенные признаки предлагается учитывать в классификации этих почв на уровне рода с приставкой палео.

Ключевые слова: (палео)криогенез, микрорельеф, реликтовые признаки, мозаичный профиль, структурный метаморфизм, криотурбации, засоление

DOI: 10.31857/S0032180X24010148, EDN: ZKLOWO

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Восточно-Европейской равнины почвы на карбонатных породах занимают около 2 млн га. Они встречаются на Среднерусской, Калачской, Приволжской и Подольской возвышенностях, а также на территории Донецкого кряжа, Общего Сырта, Подуральского плато, Степного Крыма и Северного Прикаспия [20].

В зависимости от биоклиматических условий на карбонатных породах формируются арктические карбонатные, перегнойно-карбонатные, дерново-карбонатные почвы, остаточно-карбонатные черноземы или темно-каштановые почвы [15]. Снижение мощности рыхлого чехла до 30 см и менее при подстилании плотными карбонатными породами приводит к формированию рендзин. При выходе белого пясчег мела на поверхность, отмечается развитие элювиального слоя, представляющего смесь обломков мела, окаменевших

остатков морских организмов и тонкодисперсного мела, называемого “меловой мукой” [20].

В степных и сухостепных ландшафтах юга России на известняках и мергелях известны остаточно-карбонатные, темно-каштановые, темно-каштановые неполноразвитые почвы и рендзины [1, 25, 35]. В Казахстане на меловых породах встречаются особые карбонатные солонцы, образование которых связывалось с периодическим сезонным поступлением солевых растворов из близко залегающих грунтовых вод, содержащих натриевые соли [16].

Новая классификация и диагностика почв России (КиДПР) [10, 21, 46] ставит перед почвоведом задачу обновления номенклатуры почв и почвенной карты Российской Федерации. Проведенный анализ [15] показал, что в зависимости от географических особенностей территории, состава и свойств пород, почвы на карбонатных породах попадают в различные отделы, типы и подтипы

почв. При переводе этих почв в КидПР возникают классификационные проблемы, так как ареалы дерново-карбонатных почв образуют несколько кластеров, в каждом из которых проявляются свои географо-генетические закономерности. Авторы отмечают разнообразие проявления процессов гумусообразования в верхних горизонтах, структурный метаморфизм, иллювиирование, элювиирование и криометаморфизм в срединных горизонтах, проявление которых зависит от свойств субстрата, климата и условий дренирования [15]. Важным выводом является предложение “не ограничивать выделение подтипов их перечнями в рамках типов” в связи с необходимостью использовать несуществующие в перечне признаки. В качестве примера приводится признак “криометаморфизованный”, не предусмотренный для отдела органо-аккумулятивных почв, предлагается ввести тип светлогумусовых карболитоземов и др.

Особенностью Подуральского региона и всей Оренбургской области является распространение ареалов специфических ландшафтных комплексов, состоящих из упорядоченных бугров пучения [42]. Бугры пучения встречаются на глинистых и меловых породах, в случае последних было предложено название “меловые полигоны” [34]. Они представляют сочетание микроповышений, разделенных ложбинообразными микропонижениями. Вершины бугров представлены незадернованными меловыми пятнами, разбитыми на сегменты узкими полосами с растительностью. Микропонижения образуют полигональную сеть и характеризуются густым растительным покровом. Высота микроповышений в основном колеблется от 10 до 30 см, расстояние между центрами соседних микроповышений около 5–6 м.

Почвы меловых полигонов впервые были исследованы в работе [12]. Описав необычное морфологическое строение почв бугров (смятые в складки слои почвы или шток известковых пород, деформированные почвенные горизонты), авторы предложили включить их в Красную книгу почв Оренбургской области в качестве эталона уникальных почв. Уникальным на их взгляд был “анизотропный педотурбационный характер строения почвенного профиля” и нетипичное строение почв, что не позволило авторам диагностировать генетические горизонты и почвы согласно принятой на тот период диагностике и классификации почв [9]. Горизонты были индексированы римскими цифрами, а почвы получили авторское название “гидролакколиты анизотропные глинистые на меловых породах” [12].

Генезис почв бугров пучения, в частности, меловых полигонов, остается дискуссионным. Образование меловых полигонов связывалось с морозобойными явлениями, высыханием грунта и весенним выдавливанием жидкого мела на поверхность [34], с криогенными процессами, химическим растворением и механическим разрушением

мело-мергельных пород подземными водами [20], педотурбациями (перемещением и вспучиванием почвенных слоев) неясной природы [11].

Наши исследования последних лет выявили достаточно широкое (17 участков площадью от 5 до 30 га, обычно состоящих из нескольких разобнесенных ареалов) распространение бугров пучения на меловых породах. В Оренбургской области они встречаются в пределах Общего Сырта и Подуральского плато [24]. Исследования, проведенные в траншеях, вскрывших почвы не только бугров, но весь комплекс меловых полигонов, включая понижения между буграми, обнаружили под понижениями двухъярусные клиновидные образования, называемые криолитологами грунтовыми жилами или псевдоморфозами [22, 23]. Это позволило выдвинуть гипотезу палеокриогенного происхождения меловых полигонов [24]. Морфологические исследования выявили сочетание разнообразных криогенных макро- и микропризнаков [13]. Это позволило отнести почвы меловых полигонов к предложенной в работе [19] формации криогенных холодных длительно сезоннопромерзающих почв (имеющих морфологические криогенные признаки, выраженные, как правило, слабее, чем в мерзлотных почвах, развивающихся за пределами области распространения многолетней мерзлоты), и еще раз подтвердило уникальность почв меловых полигонов и необходимость их включения в Красную книгу [11, 17].

Формирование криогенных макропризнаков таких, как криотурбации, клиновидные двухъярусные жилы и др., могло происходить только в условиях мерзлоты, поэтому в настоящее время они являются реликтовыми [40]. Современные криогенные признаки, такие как полигональный микрорельеф, плитчатая структура почвы, морозная сортировка крупнозема и др. предполагают наличие механизмов поддержания или воспроизводства, что совершенно нетипично для современных условий степи. Появление новой классификации почв России [10, 21, 46] и ее открытость позволяет провести диагностику и классификацию почв меловых полигонов, которым не было места в классификации почв СССР [9], определить место и роль криогенных процессов и признаков при их диагностике.

Таким образом, в задачи данной работы входит выявление и систематизация характерных признаков уникальных почв меловых полигонов, включая криогенные, для уточнения генезиса, диагностики и классификации почв меловых полигонов в современной системе КидПР.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили на Подуральском плато на двух ключевых участках с различной формой микрорельефа микроповышений (рис. 1).

(a)



(b)



(c)



Рис. 1. Расположение (a) и общий вид ключевых участков меловых полигонов Новопапловского (b) и Итчашканского (c) участков.

Участок Новопапловка представлен чередованием слабовыпуклых микроповышений с выпуклым меловым пятном, оконтуренных ложбинообразными микропонижениями (рис. 2a). Он располагается на юго-восточной окраине с. Новопапловка ($51^{\circ}08'10''$ N, $55^{\circ}37'16''$ E), на слабопологом склоне юго-западной экспозиции, примыкающем к р.

Акмола. Абсолютная высота 185 м над ур. м. Меловые полигоны участка Итчашкан ($51^{\circ}8'1.12''$ N, $55^{\circ}43'43.70''$ E) характеризуются микроповышениями с плоскими меловыми пятнами (рис. 2b). Данный участок расположен на 8 км восточнее Новопапловского участка на правом берегу р. Итчашкан в пределах выровненной поверхности

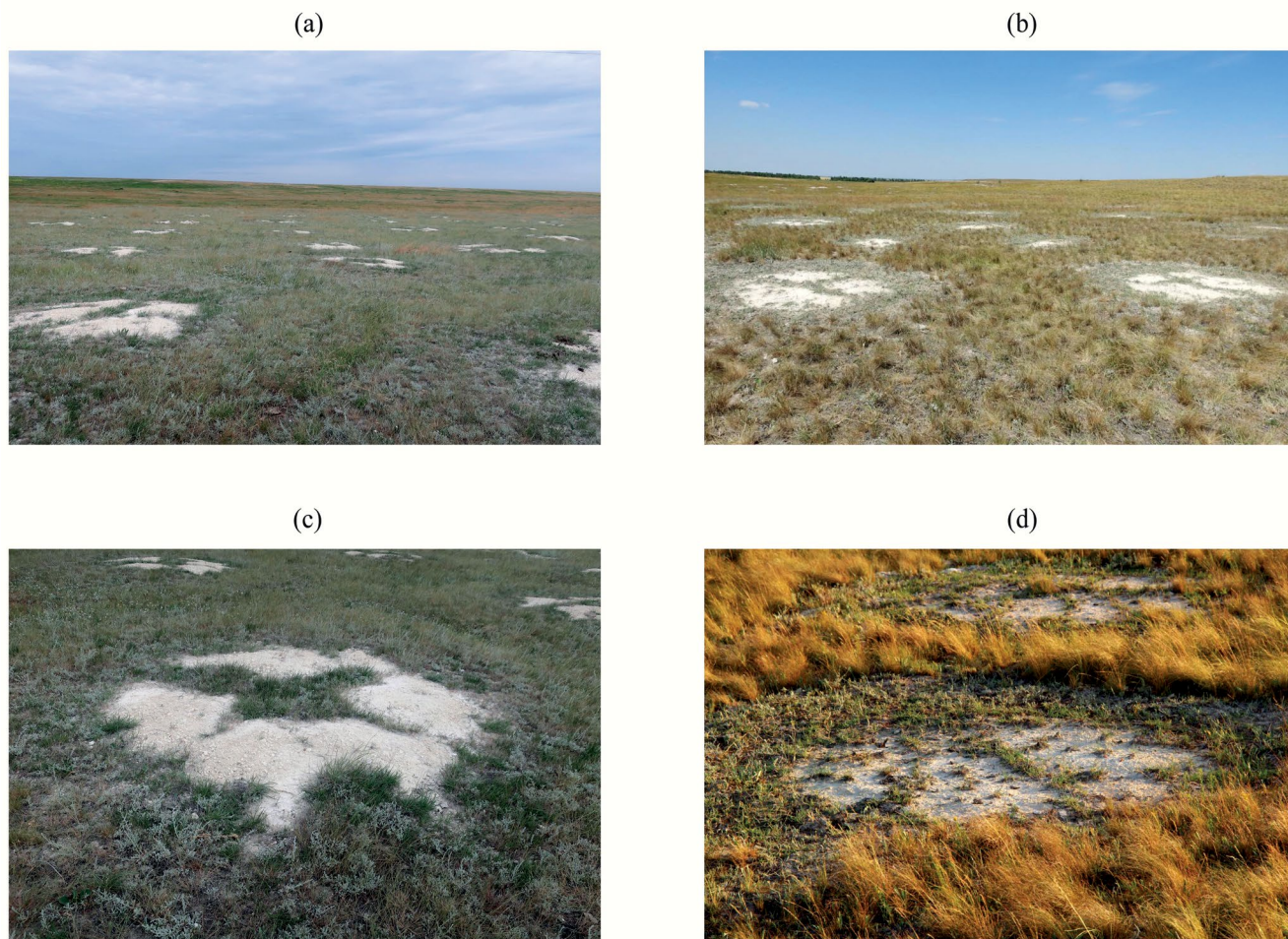


Рис. 2. Внешний вид полигонов Новопавловского (а, с) и Итчашканского (b, d) участков на местности.

склона южной экспозиции, на высоте 2.5–3.0 м над урезом реки и абсолютной высоте 217 м над ур. м. На других участках (50°37'2" N, 54°41'5" E; 50°40'51" N, 54°36'0" E; 52°5'18" N, 53°8'59" E), меловые полигоны изучали в разрезах, показавших принципиальное сходство в строении с описываемыми объектами.

Почвообразующими породами выступают рыхлые отложения с большим содержанием мела, подстилающими – толща мела маастрихского возраста или продукты его переотложения. Климат континентальный ($T_{\text{ср год}} \sim 4^{\circ}\text{C}$) с большой годовой амплитудой температур и значительным преобладанием испаряемости (800–900 мм) над осадками (260–390 мм). Зима холодная ($T_{\text{ср янв}} -15^{\circ}\text{C}$), малоснежная, глубина промерзания до 120–140 см. Лето жаркое ($T_{\text{ср июля}} +21^{\circ}\text{C}$). Продолжительность безморозного периода достигает 140 дней. Зональный почвенный покров представлен черноземами, характерна комплексность почвенного и растительного покровов. В ботанико-географическом

отношении территория относится к зоне бедноразнотравных типчаково-ковыльных степей. Грунтовые воды не обнаружены. Участки с меловыми полигонами приурочены к педиментам (выровненным наклонным, до 5°, поверхностям), дренируемым мелкими водотоками.

Почвы изучены в траншеях длиной около 4–5 м и глубиной 1.2–1.3 м, вскрывающих толщу между центрами двух соседних микроповышений. Дополнительно закладывали прикопы на элементах микрорельефа соседних полигонов. Строение почв схематично зарисовано и сфотографировано, из наиболее представительных горизонтов (морфонов) отобраны образцы для лабораторных исследований (рис. 3). Цвет почв определен с использованием таблиц Манселла. Диагностика почвенных горизонтов и классификация почв выполнена в соответствии с Полевым определителем почв России [21] с учетом дополнений [30, 31, 46].

Содержание общего углерода определяли на анализаторе АН-7529 методом сухого сжигания

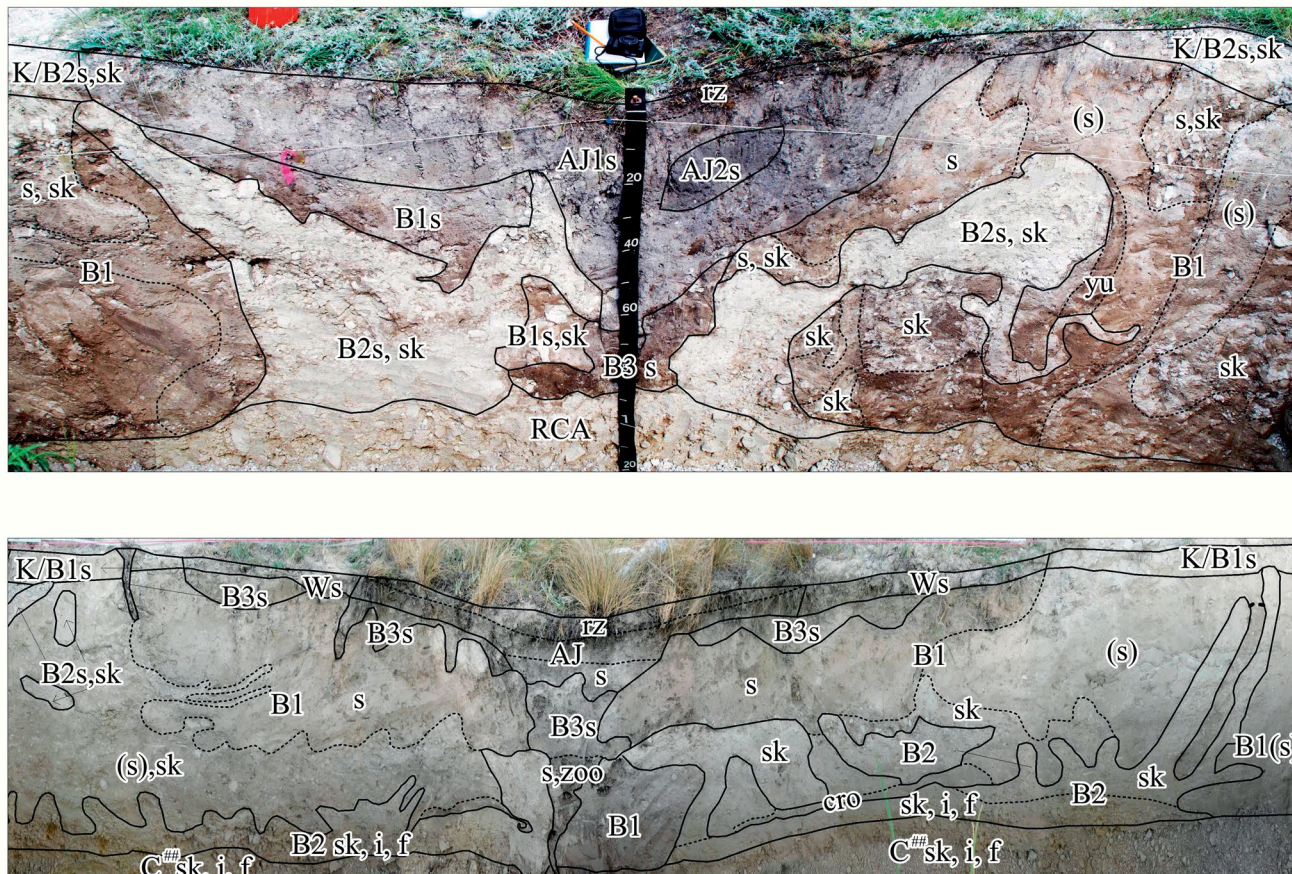


Рис. 3. Схема строения почв Новопавловского (верхний профиль) и Итчашканского (нижний профиль) участков. Границы горизонтов показаны сплошной линией, морфонов – пунктирной.

в токе кислорода [14, 44], неорганического углерода – автоматическим титрованием при разложении соляной кислотой на этом же приборе. Содержание органического углерода рассчитывали по разности между содержанием общего и неорганического углерода. Эквивалентное содержание CaCO_3 рассчитывали, исходя из доли неорганического углерода в относительной молекулярной массе карбоната кальция. Обменный калий и подвижный фосфор определяли по методу Мачигина, pH водной суспензии – потенциометрически, ионы легкорастворимых солей – в водной вытяжке при соотношении почва : вода 1 : 5 [28], гранулометрический состав пипет-методом с предварительной пирофосфатной дисперсией [36]. Минералогический состав илстой фракции исследовали в ЦКП Почвенного института им. В. В. Докучаева рентгendifрактометрическим методом с помощью универсального рентгendifрактометра HZG-4a (Carl Zeiss, Jena). Режим съемки: CuK_α -излучение, напряжение на трубке 30 кВ, сила тока 20 мА, угловая скорость движения счетчика 2θ град/мин. Расчеты производили с применением программного обеспечения дифрактометра-авто,

версия 2014, разработчик ООО “Ирис”. Съемку ориентированных препаратов из фракций, насыщенных магнием, выполняли в воздушно-сухом состоянии, сольватированном этиленгликолем в течение 2 сут и после прокаливании при 550°C в течение 2 ч. Соотношения основных минеральных фаз в илстой фракции рассчитано по методу Бискайя [37, 38].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Морфологическое строение почв. Почвы Новопавловского и Итчашканского участков имеют принципиальное сходство в отсутствии “нормальных” горизонтов и фрагментарном (мозаичном) сочетании материала трех толщ серого, палевого и белого цвета с четкими границами и резкими переходами между ними (рис. 3).

Главной особенностью обоих ключевых участков является двухчленное строение (палевый материал, подстилаемый меловой породой), нарушаемое клиновидными структурами в центральной части понижений и восходящими интрузиями

мелового материала с выходом на поверхность и образованием меловых пятен.

Клиновидные структуры (грунтовые жилы) заполнены наиболее темным гумусированным материалом, переходящим книзу в темный палевый. Они имеют двухъярусное строение, с расширенной верхней частью и сужающейся нижней, переходящей в тонкую извилистую волосовидную, иногда ветвящуюся трещину в меловой породе. Подробное описание морфологии клиновидных структур и их размеров дано ранее [24, 43]. Материал неоднородный по цвету, состоит из осветленных и более темных морфонов субгоризонтальной и субвертикальной ориентации. На передних стенках, вскрытые грунтовые жилы имеют максимальную ширину и мощность расширенной части. На задних стенках траншей – они более узкие и укороченные (рис. 4а, 4б). Горизонтальные зачистки траншей на различных глубинах показали, что гумусированные клинья на противоположных стенках траншей соединены между собой и образуют единую полигональную систему.

Палевая толща окружает и подстилает грунтовую жилу. Она пронизана меловыми интрузиями и имеет фрагментарное строение, состоящее из морфонов разнообразной формы, отличающихся по оттенку (светло- и темно-палевые), оструктуренности (с плитчатостью и без) и насыщенности меловыми включениями (зоны скопления меловых включений и зоны практически полного отсутствия включений). Встречаются морфоны вертикально ориентированные, изогнутые или повторяющие очертания меловых интрузий (рис. 4д). На микроповышениях палевый материал сильно перемешан с меловым и содержит максимальное количество меловых включений. Палевые участки, практически без включений, располагаются между меловой интрузией и перемешанной зоной.

Почвенный профиль подстилается горизонтально залегающей плотной белой меловой породой. Характерной особенностью обоих ключевых участков является наличие белых меловых жил-интрузий шириной от 5 до 20 см. Они поднимаются от горизонтально залегающей меловой породы из центра микропонижения к меловым пятнам на вершинах микроповышений под углом от 45°–60° до 80° (рис. 3, 4е). На участке Новопавловка, с выпуклыми меловыми полигонами, интрузии выражены более четко, они широкие, смятые в складки. На участке Итчашкан с плоскими меловыми полигонами меловые интрузии диапировидные, менее четкие на общем светло-палевом фоне. Материал интрузий состоит из диспергированного мела, имеет плитчатую структуру и насыщен твердыми включениями мела разного размера и степени окатанности. Меловые пятна на поверхности микроповышений также состоят из меловой муки с включениями окатанного и раздробленного мела

и белемнитов. На участке Новопавловка пятна покрыты солевым налетом, а на Итчашканском участке солевой налет отсутствовал.

Генезис меловых полигонов. На макроуровне, на поверхности и в толще почв обоих ключевых участков, прослеживаются упорядоченные полигональные формы микрорельефа и приуроченные к ложбинообразным микропонижениям клиновидные двухъярусные образования.

Отсутствие явных горизонтов, фрагментарное и мозаичное строение почв обычно интерпретируется как результат физических деформаций, которые могут быть вызваны одним из процессов: усадкой–набуханием в случае глинистого смектитового состава почв, зоотурбациями, газогидротермальным турбированием почв, криотурбациями и криогенным пучением [18, 32, 33, 39, 41].

Однако проведенный минералогический анализ показал полиминеральный состав илистой фракции материала заполнения грунтовой жилы: слюды и гидрослюды, имеющие три- и диоктаэдрический характер заполнения октаэдров (48–55%), лабильные силикаты, представленные неупорядоченными высокозарядными смешанослойными иллит-смектитовыми структурами (15–28%), железисто-магнезиальный хлорит (9–16%) и каолинит (10–19%) несовершенного и совершенного типа. Также идентифицированы тонкодисперсные кварц, калиевые полевые шпаты и плагиоклазы. Смешанослойная фаза представлена неупорядоченным образованием с сегрегацией пакетов смектита и значительного (>>50%) количества иллита с единичными хлоритовыми пакетами. Основные диагностические рефлексы смектита, слюды, хлорита и каолинита имеют слабовыраженные пики, при этом на дифрактограммах присутствует высокой интенсивности с широким основанием рефлекс 0.44 нм, свидетельствующий о значительной агрегации ориентированных препаратов, вероятно, за счет карбонатов.

На основании отсутствия достаточного количества разбухающих минералов, сликенсайдов и клиновидных агрегатов, термальных вод, признаков зоотурбаций, и при этом наличия таких типичных признаков криогенеза, как морозная сортировка и скопления крупнозема, повышенная окатанность меловых включений в интрузиях, а также их дробление, вихревой рисунок морфонов, позволили связать мозаичность профиля с криотурбациями.

Детальное изучение морфологии и пространственного расположения меловых интрузий и диапиров, выходящих или близко подходящих к дневной поверхности, с послойным препарированием стенок, подтвердило, что именно они являлись каналами поступления мелового материала на поверхность, за счет чего образовались меловые пятна.

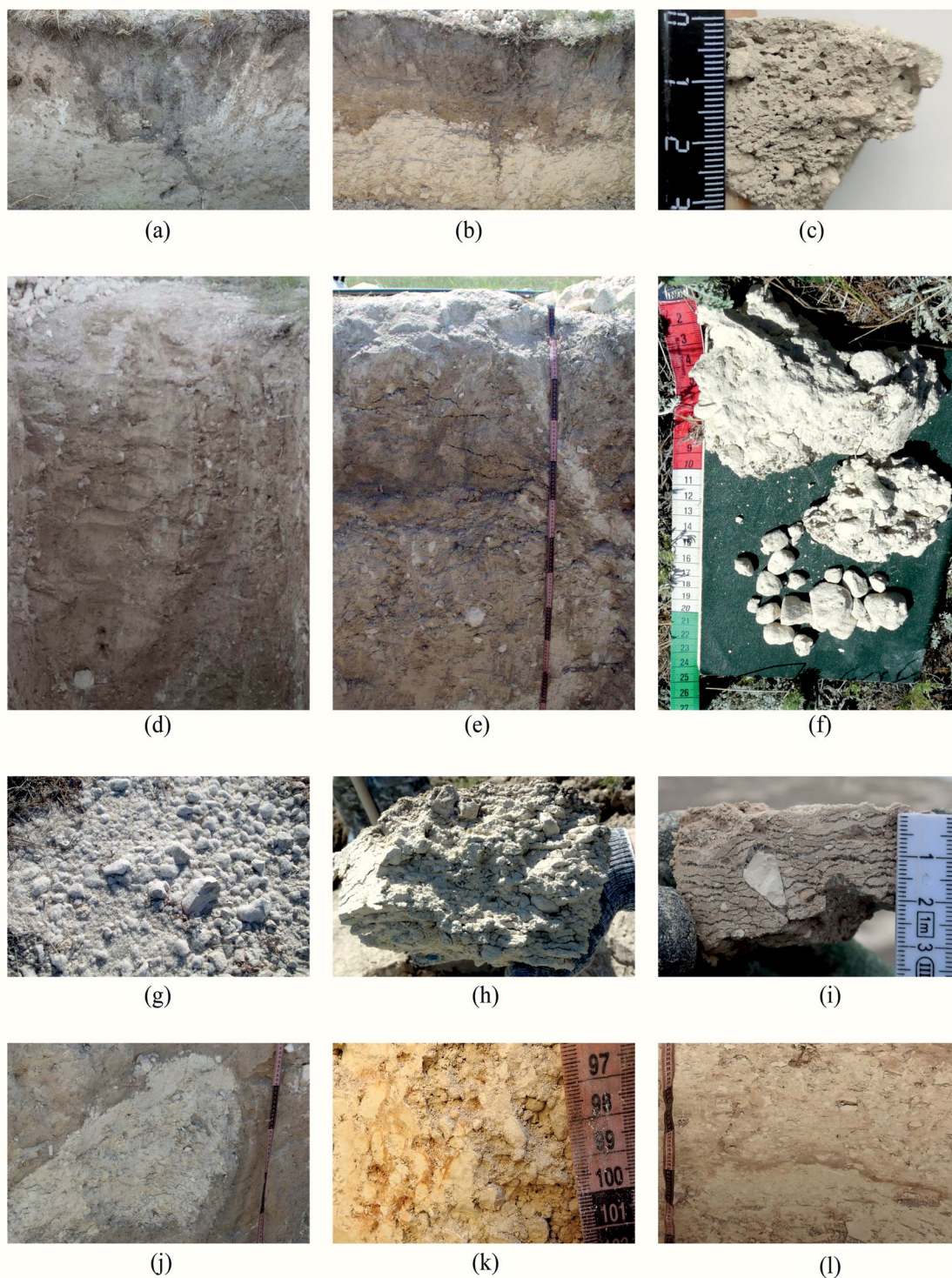


Рис. 4. Некоторые морфологические признаки почв меловых полигонов: двухъярусные клиновидные тела на задней стенке траншеи ОР2018–1 (а) и ОР2019–1 (b); меловая корка (с); вертикально ориентированный морфон (d); интрузивные внедрения мелового материала на боковой стенке (е); сочетание меловой муки и твердых меловых включений различного размера и степени окатанности в интрузиях (f); солевой налет на поверхности мелового пятна (g); постшлировая структура с окатанными меловыми включениями горизонта В2 (h); криотекстура горизонта В1 с вертикально ориентированным крупноземом с ледяной каймой (i); темные изогнутые морфоны по трещинам на границе ВМ1 и ВМ2 (j); пропиточные пятна ожелезненной меловой муки горизонта ВМ2 (k); темная измятая полоса в нижней части профиля (l).

Известно, что мел является специфическим материалом, слабосцементированной дисперсной структурированной карбонатной породой, отличающейся значительной изменчивостью физико-механических свойств при изменении влажности и нарушении структуры. В сухом состоянии он прочный, при промерзании легко дробится. Во влажном состоянии приобретает вязко-пластичные свойства, может переходить в разжиженное состояние, меняет свои деформационные свойства [29].

В настоящее время подобные процессы пучения и пятнообразования под воздействием криостатического давления активно протекают в современной криолитозоне. Пучение почвенной массы, с формированием нанопolygonального рельефа и почв-пятен, происходит в криоземах с близким к поверхности (до 70 см) залеганием многолетнемерзлых пород [8].

Выше отмечалось, что меловой материал в интрузиях представляет собой сочетание меловой муки и твердых меловых включений различного размера и степени окатанности (рис. 4f). По сезонным наблюдениям в летний период интрузии характеризуются повышенной влажностью, а в зимний в них образуются наиболее толстые ледяные шлиры.

Двухъярусные клиновидные структуры известны как результат перигляциальных процессов в суровых резкоконтинентальных условиях многолетней мерзлоты [22, 23] и считаются надежным индикатором многолетнемерзлых пород с температурами грунтов не выше -3°C [27].

В работе [3] установлено, что поздневалдайская фаза криогенеза (25–12 тыс. л. н.) характеризовалась наиболее суровым и континентальным сухим климатом. По наличию реликтового криогенного микрорельефа и псевдоморфоз по жильным льдам, зона низкотемпературной сплошной мерзлоты была реконструирована до 48° – 49° N, вплоть до низовий Волги и Прикаспийской низменности [2, 45] и Казахстана [6, 7]. Это позволяет экстраполировать реконструированные границы палеомерзлоты на территорию левобережья Волги, Подуралья и Зауралья, что было подтверждено натурными исследованиями [26, 43]

Полагаем, что на этапе присутствия многолетней мерзлоты и формирования макроклиньев, происходило криостатическое выдавливание мелового материала, находящегося во влажно-пластичном состоянии. Отражение этих процессов прослеживаются в виде завихрений на стенках траншей, интрузий и диапиров в почвенной толще вплоть до выхода на поверхность с образованием бугристого микрорельефа и пятен мела.

Судя по сходной морфологии, почвы микроповышений и микросклонов можно считать реликтами криоземов, а меловые пятна на поверхности микроповышений – реликтами пятен излияния.

Диагностические признаки горизонтов и морфонов. Меловые пятна на микроповышениях представлены пористой коркой (К) мощностью 2–4 см, состоящей из смеси диспергированного мелового материала и плотного крупнозема (включений меловой острорезберной щебенки и окатышей, единичных обломков белемнитов в диаметре до 2 см – признак sk), который находится как внутри корки, так и на ее поверхности (рис. 4с). В летний сезон на поверхности часто отмечается солевой налет, напоминающий иней (рис. 4g), свидетельствующий о подтягивании и испарении легкорастворимых солей (признак s). На срезе корка имеет слабовыраженную слоеватость, пористая: поры в основном округлой формы, иногда щелевидные или неправильной формы с выраженными углами (признак akl).

Под коркой расположена рассыпчатая белая масса, состоящая из смеси мелового крупнозема (признак sk) и тонкодисперсного мела с ясно выраженной горизонтальной делимостью (рис. 4h). Наблюдения в зимний период обнаружили в меловой массе под пятнами ледяные шлиры (рис. 4i). Таким образом, встречающиеся здесь плитовидные и линзовидные агрегаты толщиной около 1–2 мм можно считать постшлировой структурой. По ощущениям материал влажнее окружающей серой и палеовой массы.

В серой толще вне меловых пятен и интрузий выделены несколько морфонов соответствующих горизонтам W и AJ.

W (протогумусовый) формируется в верхней части микросклона по периферии меловых пятен. Светло-серый 10YR7/3, при высыхании светлеет до 10YR8/1, рыхлый, структура мелкозернистая (~1 мм) со слоеватостью (толщиной ~ 1–2 мм), редко пористый.

AJ (светлогумусовый) наиболее темноцветный в траншее, встречается в микрозападинах и на микросклонах, заполняя бывшие ледяные клинья, серого цвета, более темный в верхней центральной части под ложбинами (10YR4/2 влаж., 10YR5/1–6/1 сух.), рыхлый, постепенно переходящий в уплотненный, структура комковатая, распадается на острорезберные неправильной формы и зернистые отдельности (d 1–2 мм) с примесью мелкокомковатых, содержит много корней и незначительное количество меловых включений, преимущественно неокатанной формы, покрытых темно-серым налетом. Признаки биологической активности не выражены. Локально развита дернина (признак rz).

На Новопавловском участке выделяется темноокрашенный морфон в виде небольшого наклонно-вытянутого овала, который может интерпретироваться как второй гумусовый горизонт (AJ2) или фрагмент погребенного гумусового горизонта.

Срединная часть профилей почв микросклона и микроповышения, которую в целом можно характеризовать как горизонт В (срединный), состоит из сочетания мозаичного палевого материала, прерываемого меловыми интрузиями.

Палевый материал горизонта В плотноватый со слабым уплотнением книзу, плитчатой структурой с элементами линзовидности и постепенным переходом с глубиной от тонокоплитчатой (пластинчатой) до среднеплитчатой под микроповышением. Содержит небольшое количество крупнозема, имеющего в основном уплощенную или вытянутую форму с преобладанием неокатанных или слабоокатанных форм. Горизонт неоднородный, состоит из морфонов, отличающихся плотностью, оттенками палевого цвета от светло-палевого (10YR7/3 влажн., 10YR9/2 сух.) до темно-палевого, формой и криотурбированностью (признак @), степенью насыщенности окатанным и неокатанным меловым крупноземом (признак sk), выраженностью плитчатой структуры, наличием линзовидности и угловато-крупитчатой структуры. В нижней части горизонта Итчашканского участка появляются железистые новообразования – кутаны вокруг крупнозема и пятна, пропитывающие меловую муку между ним (признаки i, f, рис. 4k). Здесь встречаются тонкие измятые прослойки темного цвета (рис. 4l).

На Новопавловском участке в зоне микросклона встречаются вертикальные и изогнутые гумусированные морфоны горизонта В более темного серовато-палевого цвета (рис. 4j) (признак @) без включений крупнозема и без признаков постшлировой текстуры. Морфоны оконтурены крупноземом. В зоне перехода от микросклона к микроповышению между меловой турбированной зоной и зоной, насыщенной крупноземом, расположена палевая зона (морфон). Она характеризуется повышенной плотностью и сухостью, практически без включений и признаков плитчатости (постшлировой текстуры), с признаками угловато-крупитчатой структуры (признак crm).

Темно-палевый морфон с плотным бесструктурным материалом горизонта В встречается в нижней части срединной толщи, в том числе заполняет нижнюю языковатую часть (хвосты) псевдоморфоз в микропонижениях (признак yu), содержит небольшое количество мелового щебня аналогичного крупнозему в материале AJ.

На Итчашканском участке фрагментарно под горизонтами AJ и W встречается горизонт В светло-серого цвета (2.5Y7/1), белеющий при высыхании (2.5Y8/1 сух.), свежий, уплотненный, с хорошо выраженной тонкоплитчатой структурой (~1–2 мм), редким меловым крупноземом и единичными кротовинами.

Интрузии или диапиры белого цвета состоят из смеси тонкодисперсного мела и мелового

крупнозема различной степени окатанности. Доля крупнозема около 50% (признак sk), преобладают изометричные окатанные отдельности. Материал плотный, влажноватый, с выраженной крупноплитчатой структурой толщиной ~1 см (рис. 4h), делится на плитчатые (толщиной ~2–3 мм), линзовидные (угловато-крупитчатые) агрегаты и округлые включения меловой породы. По границе некоторых крупных меловых отдельностей отмечены скопления тонких корней.

С одной стороны, меловые интрузии и диапиры представляют собой диспергированную подстилающую породу (RCA' или D'). С другой стороны, они включены в современный почвенный профиль и фактически представляют собой фрагменты метаморфического горизонта B2 с признаками @, crm, sk, lit.

Подстилающая карбонатная порода (RCA) отмечается на Новопавловском участке. Она представлена крупными острорезерными отдельностями плотного мела, увеличивающимися в размере с глубиной, с редкими железистыми примазками. На свежих сколах видны ржавые нитевидные прожилки и точки (признак i). В центральной части микропонижения, вблизи хвостовой части грунтовой жилы, железистые пятна и примазки становятся обильнее, появляются железистые кутаны (признак f) (рис. 4k).

C^{##} вскрыт на Итчашканском участке, белый, состоит из отдельностей меловой гальки (до 5 см в диаметре) разного размера, увеличивающегося с глубиной и небольшого количества мелового мелкозема, не полностью закрывающего пространство между галькой. Характерны бурые железистые пятна и примазки (признак f), наибольшее количество которых сосредоточено на границе с горизонтом B2.

В качестве общих признаков и характеристик почв обоих участков можно отметить низкое количество корней и их неравномерное распределение. Корни преимущественно тонкие (единичные d до 1 см) в слое 2–7 см, реже до 20–30 см, по грунтовым жилам – видны до дна. Бурное вскипание с поверхности и во всей толще, включая микропонижение. Низкое содержание C_{орг} (за исключением верхней части микрозападин), вплоть до его отсутствия под меловыми пятнами. Появление солевого налета на стенках при их подсыхании.

Основные химические свойства почв и состав водной вытяжки приведены в табл. 1 и 2. Отмечается очень высокое (57–93%) содержание CaCO₃, щелочная (>8.2) реакция среды со слабой пространственно-профильной дифференциацией. Практически все горизонты имеют содержание токсичных солей >0.1–0.2% (признак s). На участке Итчашкан засоление почв более сильное. Тип

Таблица 1. Основные химические свойства почв меловых полигонов

Горизонт/морфон	Глубина, см	pH H ₂ O	C _{орг} , %	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaCO ₃ , %	Σ < 0.01 мм, %
				мг/кг			
Новопавловский участок							
Микроповышение							
K/B1s, sk	0–10	8.2	0.0	6.2	105	85	33
B1sk, s	10–20	8.4	0.0	8.3	107	87	79
B1	40–50	8.4	0.4	7.7	93	78	79
B1	57–67	8.3	0.0	11.1	101	85	80
Микросклон							
AJs	3–13	8.2	1.8	5.8	662	71	61
B1s	15–25	8.2	0.7	5.5	433	79	73
B2s, sk	35–45	8.4	0.0	12.0	92	93	53
Микропонижение							
AJs	5–15	8.2	3.6	12.4	644	57	63
AJs	10–20	8.2	2.9	9.5	428	Не опр.	67
AJs	43–53	8.3	1.3	9.8	513	70	73
Bs	70–90	8.3	0.2	7.3	430	Не опр.	71
Итчашканский участок							
Микроповышение							
K/B1s	0–10	8.8	0.0	9.4	202	84	60
B1s	20–30	8.5	0.0	6.9	62	91	83
B2s, sk	25–35	8.4	0.0	6.8	32	93	64
B1	50–60	8.4	0.0	6.5	57	92	82
B2f, i, sk	80–90	8.4	0.0	6.9	36	93	60
CCAf, i, sk	110–120	8.3	0.0	Не опр.	Не опр.	91	33
Микросклон							
Ws	0–5	8.4	0.2	4.0	89	77	57
B3s	5–15	8.8	0.2	4.2	76	84	58
B1s	30–40	8.8	0.1	20.2	249	89	69
B1s	60–70	8.9	0.0	4.9	162	90	78
CCAf, i, sk	110–120	8.5	0.0	3.1	84	94	52
Микрозападина							
AJrz	0–5	8.3	0.9	4.0	61	70	38
AJ	5–15	8.4	0.5	5.1	35	68	46
B3s	30–40	9.0	0.3	14.8	329	77	41
CCAs, f, i, sk	50–60	9.3	0.1	8.5	310	91	74

засоления хлоридно-сульфатный с участием соды. При этом подповерхностные горизонты засолены слабее, чем на Новопавловском участке, где засоления поверхностных горизонтов слабее. Тип засоления содово-хлоридный, распределение солей более контрастное. Содержание оксидов фосфора и калия на обоих участках очень неравномерное

как по профилю, так и микрорельефу (табл. 1). Это согласуется с мозаичным строением реликтовой криогенной толщи.

Диагностика и классификация. Основная сложность при диагностике почв состоит в том, что помимо диагностических горизонтов W, AJ

Таблица 2. Катионно-анионный состав водной вытяжки

Горизонт	Глубина, см	$S_{\text{общ}}$	$S_{\text{токс}}$	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
		%		смоль (экв)/кг							
Новопавловский участок											
Микроповышение											
Kakl/B1	0–10	0.88	0.69	0.28	4.72	6.41	1.81	2.29	0.87	9.6	0.10
B1sk, s	10–20	0.59	0.42	0.22	1.44	6.52	0.84	2.37	0.86	7.21	0.06
B1	40–50	0.23	0.1	0.13	1.38	1.35	0.62	1.59	0.76	0.96	0.08
B1	57–67	0.17	0.07	0.14	0.91	1.14	0.55	1.23	0.75	0.6	0.05
Микросклон											
AJs	3–13	0.65	0.48	0.00	2.41	6.54	0.82	2.12	0.78	7.35	0.19
B1s	15–25	0.64	0.54	0.12	1.23	7.20	1.63	1.25	0.72	8.28	0.13
B2s, sk	35–45	0.27	0.18	0.14	2.24	1.12	0.34	1.06	0.74	1.84	0.04
Микрозападина											
AJs	5–15	0.31	0.21	0.00	1.26	2.21	1.02	1.23	0.53	2.66	0.24
AJs	10–20	0.40	0.24	0.00	1.18	3.06	2.17	2.06	1.23	2.46	0.19
AJs	43–53	0.50	0.29	0.00	2.03	2.65	2.65	2.72	0.05	3.86	0.19
Bs	70–90	0.59	0.37	0.14	2.88	2.63	3.26	2.75	0.21	4.48	0.14
Итчашканский участок											
Микроповышение											
Kakl/B1	0–10	0.89	0.8	0.08	1.36	6.12	6.21	1.05	0.86	11.36	0.02
B1s	20–30	0.18	0.14	0.00	1.18	0.36	0.83	0.44	0.23	1.74	0.01
B2s, sk	25–35	0.09	0.05	0.00	0.91	0.16	0.15	0.48	0.21	0.52	0.01
B1	50–60	0.10	0.06	0.00	1.02	0.16	0.15	0.45	0.28	0.64	0.01
B2f, sk	80–90	0.09	0.04	0.00	0.58	0.12	0.57	0.61	0.35	0.27	0.01
CCAf, i, sk	110–120	0.08	0.04	0.00	0.48	0.12	0.58	0.55	0.47	0.28	0.01
Микросклон											
W	0–5	1.18	0.95	0.06	1.54	8.41	8.54	3.12	0.21	13.55	0.02
B3s	10–20	0.42	0.37	0.00	0.51	4.92	1.41	0.62	0.76	5.47	0.02
B1s	30–40	0.22	0.16	0.00	0.48	1.28	1.63	0.74	0.65	2.1	0.01
B1s	60–70	0.19	0.15	0.00	0.72	0.64	1.48	0.52	0.71	1.64	0.01
CCAf, i, sk	110–120	0.11	0.07	0.00	0.44	0.16	1.00	0.44	0.74	0.42	0.01
Микрозападина											
AJrz	0–5	0.10	0.05	0.00	0.68	0.05	0.73	0.65	0.65	0.18	0.01
AJ	5–15	0.11	0.06	0.00	0.63	0.15	0.74	0.67	0.53	0.38	0.01
B3s	30–40	0.17	0.13	0.00	0.54	0.5	1.42	0.55	0.41	1.54	0.01
CCAs, f, i, sk	50–60	0.24	0.20	0.00	0.56	0.78	2.18	0.53	0.4	2.61	0.01

и почвообразующих пород, срединная толща не соответствует ни одному из возможных срединных горизонтов в КиДПР.

Горизонты (морфоны) срединной толщи, обозначенные выше как В, характеризуются криогенной метаморфизацией почвенной структуры, и в определенной степени обладают признаками

горизонтов в которых проявляется криогенный структурный метаморфизм – CRM и BPL. Однако они не соответствуют в полной мере диагностическим критериям ни одного из них. Имеют палевый, белый или серый цвет, преимущественно слоистое однопорядковое сложение, признаки турбаций, в основном плитовидную структуру,

иногда с элементами линзовидности и местами угловато-крупитчатую структуру. При этом необходимый для BPL и CRM признак — наличие многолетнемерзлых пород — отсутствует.

По нашему мнению, здесь можно выделить два основных горизонта: дезинтеграционно-метаморфический горизонт (BDM) и криоструктурно-метаморфический горизонт (BCM). Дезинтеграционно-метаморфический горизонт BDM, ранее предложенный в работе [5] как минеральный горизонт почв на плотных породах, в котором плотные породы превращены в результате внутрипочвенного выветривания в мелкозем. Криоструктурно-метаморфический горизонт BCM, предложен нами, как криогенно-оструктуренный минеральный материал.

Общая характеристика горизонта BCM:

Минеральный горизонт — результат метаморфизации суглинисто-глинистой почвенной массы в циклах замерзания—оттаивания с образованием шлировой криотекстуры. Имеет характерную плитчатую оструктуренность. Окраска горизонта наследуется от преобразуемой толщи и может изменяться в широких пределах, не являясь диагностическим признаком. Горизонт может иметь срединное положение или залегать с поверхности. При наличии крупнозема в профиле и на поверхности имеются признаки криогенной сортировки и вертикальной ориентации отдельностей.

Диагностические критерии:

Горизонт имеет обязательное сочетание следующих характеристик:

1. Один из вариантов расположения в профиле:
 - 1а. Залегает под гумусовым горизонтом; ИЛИ
 - 1б. Залегает с поверхности, сочетаясь с тонкой пористой коркой в верхней части; И
2. Преобладание плитовидной структуры почвы (от чешуйчатой до крупноплитчатой) с элементами линзовидности в сочетании с линзовидными и (или) остросереберными изометричными (или угловато-крупитчатыми) отдельностями, которые (при наличии) вписываются в общее слоеватое сложение горизонта; И
3. Один из вариантов изменения структуры с глубиной:
 - 2а. Постепенное утолщение структурных отдельностей и снижение их выраженности с глубиной; ИЛИ
 - 2б. Появление с глубиной многопорядковой структуры, высшим порядком которой является плитовидная, постепенно утолщающаяся с глубиной; И
4. Мощностъ более 10 см.

В уточняющей аналитической характеристике не нуждается.

Сравнение с другими горизонтами:

Горизонт BCM отличается от метаморфического BM специфичностью структуры. От палео-метаморфического BPL и криометаморфического CRM выраженностью плитчатой структуры и ее изменением с глубиной, а также отсутствием мерзлоты на глубине.

Ареалы. Горизонт формируется в промерзающих почвах в засушливых условиях. Обнаружен в Оренбургской области в пределах палеокриогенных почвенных комплексов в степной и сухостепной зонах. Потенциально может иметь и более широкий ареал.

Почвы с горизонтом BCM в формуле профиля предлагаем относить к отделу криоструктурно-метаморфических почв постлитогенного ствола почвообразования. В классификации почв важными признаются дополнительные диагностические признаки, отражающие подтиповую и родовую принадлежность почв [31]. В почвах меловых полигонов обнаруживается большое количество признаков (отмечены выше). При этом некоторые из них очевидно реликтовые. Учитывая хорошую выраженность реликтовых признаков, предлагаем выделять их с приставкой палео (r), по аналогии с WRB, и отражать на уровне рода. Например, криотурбированный (Turbic) отразить как палеокриотурбированный (Relictiturbic).

На ключевых участках выявлены подтипы: засоленный (s) и скелетный (sk), а также роды: с корково-подкорковым микропрофилем (akl), дернинный (rz), темнаяязыковатый (yu), палеокриотурбированный (r@), палеоожелезненный (rf).

В итоге в пределах меловых пятен (реликтов пятен излияния криоземов) сформированы криоструктурно-метаморфические почвы со следующей последовательностью горизонтов: BCMakl—BCM/BDM—C^{##}(RCA).

На микросклонах, являющихся периферией палеомерзлотного блока, в зависимости от интенсивности биогенно-аккумулятивных процессов формируется W или AJ с формулой профиля: W—BDM/BCM/—C^{##} и/или AJ—BDM/BCM—C^{##}(RCA). Предлагается отнести их к стволу постлитогенного почвообразования, отделу криоструктурно-метаморфических почв, к типам протогумусовых и светлогумусовых почв.

В микропонижениях, являющихся реликтами палеомерзлотных жил, AJ становится более мощным. В них формируются светлогумусовые почвы отдела органо-аккумулятивных почв с формулой профиля AJ—C^{##}(RCA), и светлогумусовые криоструктурно-метаморфические с профилем AJ—BCM—C^{##}(RCA).

Систематизация почвенных признаков и интерпретация почвенных процессов. Уникальность почв меловых полигонов проявляется в сочетании

признаков аридного почвообразования с комплексом типичных криогенных признаков, характерных для почв современной криолитозоны. Почвы характеризуются следующими особенностями: слабыми гумусированностью и биогенностью; слабой преобразованностью срединных горизонтов; палевым цветом, характерным для палево-метаморфических почв; нарушенностью горизонтного строения и мозаичностью профиля за счет палеомерзлотных клиньев (псевдоморфоз), палеоинтрузий и следов палеотурбаций в виде вихревого рисунка; постшлировой плитчатой, линзовидной и угловато-крупитчатой структурой; трещиноватостью с темной языковатостью. И на микроповышениях и в микрозападинах, несмотря на высокое содержание мела, отмечается полное отсутствие любых форм карбонатных новообразований.

Перераспределение поверхностного увлажнения по микрорельефу проявляется в признаках иллювиирования под клиньями. В пределах грунтовых жил, характеризующихся относительно пониженным содержанием мела (57–70%) и большей увлажненностью, отмечается усиление биогенно-аккумулятивных процессов. Профиль, в значительной степени, представлен более гумусированным материалом заполнения клина (псевдоморфозы). Присутствуют глубинные горизонтальные прослойки органического вещества, что при наличии большого количества реликтовых криогенных признаков можно интерпретировать как результат палеоретинизации или надмерзлотной аккумуляции гумуса.

На микроповышениях толща палевого цвета состоит преимущественно из диспергированного мелового материала. Характеризуется высокой контрастностью по степени насыщенности твердыми меловыми включениями различного размера и окатанности. Включения неравномерно распределены, имеют признаки сортировки с увеличением концентрации в интрузиях, внутри и вдоль границ отдельных морфонов. Высокая литогенная карбонатность, преобладание в мелкоземел мелового материала с низкой долей глинистых минералов, низкий резерв питательных элементов совместно с испарительным засолением (при отсутствии солевых образований за исключением солевого налета на меловых пятнах и солевых выпотах при подсыхании стенок) способствуют угнетению растительности и усилению признаков аридного почвообразования, засоленности срединной толщи и поверхности меловых пятен.

Сохранность криогенных признаков отчасти может объясняться тем, что консервация реликтовых признаков является отличительной чертой аридного почвообразования [4]. Выше отмечалось, что современные условия также характеризуются суровыми зимами с глубоким промерзанием почв. Процессы криогенного оструктурирования,

сортировки, дробления происходят и в настоящее время, однако характеризуются локальным проявлением и приурочены главным образом к материалу с высоким содержанием мела (меловым интрузиям и микроповышениям). Именно в этих частях при зимних наблюдениях были обнаружены ледяные шпирь и морозное пучение. Весной на микроповышениях после оттаивания избыточного льда наблюдается оплывание меловых бугорков. При этом наличие микрорельефа со свежей меловой поверхностью пятен свидетельствует, что микрорельеф поддерживается морозным пучением. Предполагаем, что криогенные процессы на меловых полигонах связаны со способностью влаги подтягиваться снизу. Хороший контакт интрузий с подстилающей меловой массой обуславливает их повышенную влажность и солевой налет летом, морозное пучение и обновление микрорельефа при промерзании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Меловые полигоны являются реликтами криогенного этапа развития территории Подуральского плато, в которых до сих пор сохраняются и поддерживаются криогенные черты ландшафта и почв. Микроповышения – это реликты мерзлотных блоков с пятном криоземов, а окружающие их западины – реликты мерзлотных жил (псевдоморфоз). Разное происхождение микроповышений и микрозападин отражается в минералогическом составе: в почвах микроповышений отмечается тотальное доминирование мела, а в почвах, развивающихся по реликтовым мерзлотным жилам, его содержание существенно меньше.

Упорядоченное сочетание палеокриогенных образований разного минералогического состава и микрорельефа формирует современную структуру почвенного покрова меловых полигонов. В почвах отмечается сочетание современных и реликтовых, аридных и криогенных признаков почвообразования. К современным проявлениям отнесены – гумусообразование, гумусонакопление, оструктурирование (в том числе криогенное), засоление, коркообразование, шпирообразование, сортировка и вымораживание крупнозема. К реликтовым признакам: криотурбации, зоны скопления крупнозема и его различная окатанность в профиле, клиновидные грунтовые жилы, темные измятые полосы и др.

Необходимым условием формирования почв меловых полигонов является наличие горизонта ВДМ, т.е. глубокая степень проработки и дезинтеграции плотного мелового материала. По-видимому, современному этапу почвообразования предшествовал этап криогенной дезинтеграции, обусловивший формирование мелкоземистой толщи тяжелого гранулометрического состава с резкой

сменной грубообломочным материалом на глубине 1–1.2 м, маркирующей границу сезонно-талого слоя и мерзлоты. Затем ВДМ подвергся криотурбациям, а в настоящее время – процессам криогенного структурного метаморфизма.

Классификация и диагностика почв меловых полигонов представляет определенные трудности из-за отсутствия в КиДПР подходящего диагностического горизонта. Предлагается дополнить КиДПР новым структурно-метаморфическим горизонтом ВСМ. Хорошо выраженные реликтовые криогенные признаки отражать на уровне рода с приставкой “палео”.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по темам НИР Института степи УрО РАН № АААА-А 21-121011190016-1 и Почвенно-геоинститута им. В. В. Докучаева № FGUR-2022-0013.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вальков В.Ф., Казеев К.Ш., Колесников С.И., Куртовский М.А. Почвообразование на известняках и мергелях. Ростов-на-Дону: Росиздат, 2007. 198 с.
2. Величко А.А. (ред.) Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография. М., 2009. 120 с.
3. Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения М.: ГЕОС, 2012. 562 с.
4. Глазовская М.А., Горбунова И.А. Биогенное ошелачивание аридных почв как фактор текстурной их дифференциации // Почвы, биогеохимические циклы и биосфера (развитие идей В.А. Ковды). М.: Товарищество научных изданий КМК, 2004. С. 342–357.
5. Горячкин С.В., Спиридонова И.А., Конюшков Д.Е. Дезинтеграционно-метаморфические горизонты и признаки в почвах на плотных карбонатных и гипсовых породах в различных условиях криогенеза // Междунар. конф. “Криогенные ресурсы полярных регионов”. Салехард, 2007. Т. II. С. 67–70.
6. Горбунова И.А. Криогенез почв степной зоны Казахстана. Дис. ... канд. геогр. наук. М., 1985. 255 с.
7. Горбунов А.П., Северский Э.В. Криолитозона в плейстоцене на территории Казахстана // Матер. пятой конф. геокриологов России. 14–17 июня 2016 г. Т. 2. Ч. 5–7. М.: Университетская книга, 2016. С. 168–175.
8. Губин С.В., Луначев А.В. Роль пятнообразования в формировании и развитии криоземов Приморских низменностей севера Якутии // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1283–1295. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17110077>
9. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
10. Классификация почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
11. Климентьев А.И., Чибилев А.А., Блохин Е.В., Грошев И.В. Красная книга почв Оренбургской области. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 295 с.
12. Климентьев А.И., Блохин Е.В. Почвенные эталоны Оренбургской области: Материалы для Красной книги почв Оренбургской области. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 90 с.
13. Ковда И.В., Рябуха А.Г., Поляков Д.Г., Левыкин С.В., Петрищев В.П., Яковлев И.Г., Норейка С.Ю., Ряхов Р.В. Криогенные признаки в почвах меловых полигонов Оренбургской области // Почвы в биосфере. Томск, 2018. С. 37–41.
14. Козут Б.М., Большаков В.А., Фрид А.С., Краснова Н.М., Бродский Е.С., Кулешов В.И. Аналитическое обеспечение мониторинга гумусового состояния почв. М.: Изд-во РАСХН, 1993. 73 с.
15. Конюшков Д.Е., Герасимова М.И., Ананко Т.В. Корреляция дерново-карбонатных почв на почвенной карте РСФСР масштаба 1: 2.5 млн и в системе классификации почв России // Почвоведение. 2019. № 3. С. 276–289. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19030079>
16. Котин Н.И. Карбонатные солонцы западной части Подуральского плато // Почвоведение. 1962. № 7. С. 67–76.
17. Красная книга почв России: Объекты Красной книги и кадастра особо ценных почв / Под ред. Добровольского Г.В., Никитина Е.Д. М.: МАКС Пресс, 2009. 576 с.
18. Луначев А.В., Губин С.В., Герасимова М.И. Диагностика криогенных почв в современной классификации почв России // Почвоведение. 2019. № 10. С. 1157–1162. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19080100>
19. Макеев О.В. Фации почвенного криогенеза и особенности организации в них почвенных профилей. М.: Наука, 1981. 88 с.
20. Михно В.Б. Меловые ландшафты Восточно-Европейской равнины. Воронеж: Петровский сквер, 1992. 232 с.
21. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
22. Попов А.И. Перигляциальные образования северной Евразии и их генетические типы // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. С. 49–62.
23. Попов А.И. Покровные суглинки и полигональный рельеф Большеземельской тундры // Вопросы геогр., мерзлотовед. и перигляциальной

- морфологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. С. 109–130.
24. *Рябуха А.Г., Стрелецкая И.Д., Поляков Д.Г.* Морфология, генезис и современная динамика полигональных меловых ландшафтов в долине реки Итчашкан // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: География. Геоэкология. 2022. № 3. С. 57–68. <https://doi.org/https://doi.org/10.17308/geo/1609-0683/2022/3/57-68>.
25. *Савельев К.Н., Абакумов Е.В.* Разнообразие и генетические особенности рендзин Самарской Луки // Самарская Лука: бюл. 2007. Т. 16. № 4. С. 708–718.
26. *Стрелецкая И.Д., Рябуха А.Г., Поляков Д.Г., Яковлев И.Г., Норейка С.Ю.* Реликтовые криогенные структуры в ландшафтах южного Предуралья // VIII Шукинские чтения: рельеф и природопользование. Матер. конф. М., 2020. С. 368–373.
27. *Сычева С.А.* Палеомерзлотные события в перигляциальной области Среднерусской возвышенности в конце среднего и позднем плейстоцене // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 4. С. 45–56.
28. Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
29. *Трофимов В.Т.* Грунтоведение. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2005. 1024 с.
30. *Хитров Н.Б., Герасимова М.И.* Диагностические горизонты в классификации почв России: версия 2021 г. // Почвоведение. 2021. № 8. С. 899–910. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21080098>
31. *Хитров Н.Б., Герасимова М.И.* Предлагаемые изменения в классификацию почв России: диагностические признаки и почвообразующие породы // Почвоведение. 2022. № 1. С. 3–14. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22010087>
32. *Хитров Н.Б., Калинина Н.В., Роговнева Л.В., Рухович Д.И.* Слитоземы и слитизированные почвы России. М.: ИД Академии Жуковского, 2020. 516 с.
33. *Хитров Н.Б., Убугунов В.Л., Убугунова В.И., Рупышев Ю.А., Аюшина Т.А., Жамбалова А.Д., Цыремпилов Э.Г., Парамонова А.Е., Насатуева Ц.Н.* Газогидротермальное турбирование почв как фактор формирования микроповышений // Почвоведение. 2020. № 2. С. 133–151. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20020069>
34. *Чибилев А.А.* Река Урал: Историко-географические и экологические очерки о бассейне р. Урал. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 168 с.
35. Черноземы СССР (Поволжье и Предуралье). М.: Колос, 1978. 303 с.
36. *Шейн Е.В., Архангельская Т.А., Гончаров В.М., Губер А.К., Початкова Т.Н., Сидорова М.А., Смагин А.В., Умарова А.Б.* Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 200 с.
37. *Biscaye P.E.* Distinction between Kaolinite and Chlorite in Recent Sediments by X-Ray Diffraction // The American Mineralogist. 1964. V. 49. P. 1281–1289.
38. *Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // Geol. Soc. Am. Bull. 1965. V. 76. P. 803–832.
39. *Bockheim J.G.* 2015. Cryopedology. Springer, Cham. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-08485-5>.
40. *Kovda I., Polyakov D., Ryabukha A., Lebedeva M., Khaydarova D.* Microrelief and spatial heterogeneity of soils on limestone, SubUral plateau, Russia: attributes and mechanism of formation // Soil Ill. Res. 2021. V. 209. P. 104931. <https://doi.org/10.1016/j.still.2021.104931>
41. *Mallen-Cooper M., Nakagawa S., Eldridge D.J.* Global meta-analysis of soil-disturbing vertebrates reveals strong effects on ecosystem patterns and processes // Global Ecol. Biogeogr. 2019. V. 1. P. 661–679. <https://doi.org/10.1111/geb.12877>
42. *Polyakov D., Ryabukha A., Kovda I.* The cryogenic structure and texture of seasonally freezing soil in the steppe zone of the TransVolga-Urals region // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2021. V. 817. P. 012087. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/817/1/012087>.
43. *Ryabukha A.G., Streletskaia I.D., Polyakov D.G., Kovda I.V., Yakovlev I.G.* Relict cryogenic structures in the landscapes of Orenburg region, Russia // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2021. V. 817. P. 012093. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18120031>
44. *Schumacher B.A.* Methods for the determination of total organic carbon (toc) in soils and sediments. Ecological Risk Assessment Support Center, Las Vegas, 2002.
45. *Vandenbergh J., French H.M., Gorbunov A., Marchenko S., Velichko A.A., Jin H., Cui Z., Zhang T., Wan X.* The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25–17 ka BP. Boreas. 2014. <https://doi.org/10.1111/bor.12070>
46. <https://new.esoil.ru/info/news/publikatsii/klassifikatsiya-pochv-rossii/> [дата обращения 08.02.2023]

Soils of Chalk Polygons of the Sub-Ural Plateau: Morphology, Properties and Classification

D. G. Polyakov^{1, *}, I. V. Kovda², and A. G. Ryabukha¹

¹*Institute of Steppe, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Orenburg, 460000 Russia*

²*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: polakovdg@yandex.ru*

The unique soils of the chalky polygons soil complexes in the steppe zone of Common Syrt and the Sub-Ural Plateau have been studied. They are characterized by a combination of different age features formed in contrast environments. Modern features are the result of biogenic-accumulative processes, structuring, salinization and crust formation. The relict features are associated to paleocryogenesis, they include the paleo-permafrost complexes of block-pseudomorph, cryoturbations, paleo-permafrost wedges, accumulations and sorting of coarse fraction, etc. The good conservation of relict cryogenic features and modern cryogenic processes determine the uniqueness of these steppe soils. Such horizons and profile formula are not found in the existing diagnostic scheme for the classification and diagnostics of soils in Russia (CaDSR). In order to represent the features, modern image and genesis of these soils in the terminology of CaDSR, a new diagnostic horizon BCM cryostructural-metamorphic was proposed. The soils were diagnosed as cryostructural-metamorphic on microhighs, protohumic and lighthumus cryostructural-metamorphic on the microslopes, and lighthumus and lighthumus cryometamorphic in microdepressions of the chalky polygons. Relict cryogenic features are proposed to be taken into account in the classification of these soils at the level of soil genus with the prefix paleo. According to the WRB soils were classified as Rendzic Endoleptic Calcaric Phaeozem (Relictiturbic, Tonguic) in microdepressions, Skeletic Calcaric Regosol (Relictiturbic, Ruptic, Nudiyermic) in microhighs and (Relictiturbic, Raptic, Ochric) in microslopes.

Keywords: (paleo)cryogenesis, microrelief, relict features, mosaic profile, cryoturbations, salinization

МОДЕЛЬ НАКОПЛЕНИЯ ПОЧВЕННО-ОСАДОЧНОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА КОЛЫМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

© 2024 г. В. Е. Остроумов* (ORCID: 0000-0002-6127-4203)

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Московская область, Пущино, 142290 Россия

*e-mail: v.ostroumov@rambler.ru

Поступила в редакцию 06.06.2023 г.

После доработки 11.08.2023 г.

Принята к публикации 17.08.2023 г.

На примере обнажения на мысу Малый Чукочий разработана модель накопления почвенно-осадочной последовательности ледового комплекса Колымской низменности. Измерено распределение магнитной восприимчивости осадка по глубине последовательности, которое имеет периодическую форму. Удельная магнитная восприимчивость материала на уровне $(5-25) \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ определяется присутствием в нем дисперсных кристаллов магнетита. Обоснована гипотеза об аутигенном происхождении магнетита ледового комплекса. Благодаря его накоплению магнитная восприимчивость почвы увеличивается на протяжении времени жизни материала в сезонно-талом слое, а ее распределение в почвенно-осадочной последовательности отражает информацию об истории накопления толщи. Предлагаемая модель описывает почвенно-осадочную последовательность как результат поступления осадка на поверхность почвы с непостоянной во времени интенсивностью потока осадочного вещества, что определяет длительность времени жизни осадка в сезонно-талом слое и срок накопления магнетита в почве. Проведено сопоставление вычисленного распределения степени трансформации осадка в профиле последовательности с измеренным распределением магнитной восприимчивости. По данным об этом распределении с помощью модели выполнена реконструкция истории накопления почвенно-осадочной последовательности.

Ключевые слова: синлитогенное почвообразование, модель глубина–время, криогенные почвы, ледовый комплекс, магнитная восприимчивость почвы

DOI: 10.31857/S0032180X24010153, EDN: ZKHRTU

ВВЕДЕНИЕ

Синлитогенные почвы, лёссово-почвенные комплексы, почвенные циклиты, аллювиальные наносы, покровные образования с погребенными почвами и другие почвенно-осадочные последовательности формируются в континентальных осадочных бассейнах за счет флювиальных, эоловых, склоновых и других процессов в изменяющихся биоклиматических обстановках. Разные по возрасту и происхождению, эти образования объединены синхронностью дневного почвообразования и осадконакопления. Смены темпа накопления осадка и непостоянство факторов почвообразования приводят к формированию сложных неоднородных распределений показателей состава и свойств материала последовательностей. Такие распределения содержат информацию о динамике накопления осадка и об условиях его

трансформации при почвообразовании, отражая историю развития почв и пород континентальных осадочных бассейнов.

Для реконструкции истории накопления осадка требуется модель, которая увязывала бы наблюдаемые распределения показателей свойств по глубине последовательностей с динамикой накопления и трансформации осадочного вещества при почвообразовании. Подобные модели глубина–время выстраиваются при создании радиоуглеродных геохронологических шкал, для палинологического датирования осадков по спорово-пыльцевым данным, при корреляции новейших отложений, для решения других задач палеорекострукции. Модели глубина–время, пригодные для интерпретации распределений показателей свойств материала почвенно-осадочных последовательностей, остаются неразработанными.

В настоящей работе рассматривается модель почвенно-осадочной последовательности глубина–время, которая позволяет реконструировать историю накопления ледового комплекса Колымской низменности. Модель основана на зависимости магнитной восприимчивости материала ледового комплекса от длительности дневного почвообразования, которая определяется временем жизни осадка в слое сезонного протаивания. В слое сезонного протаивания магнитная восприимчивость увеличивается со временем в основном за счет образования в почве аутигенного магнетита при восстановительных условиях в слабощелочной и щелочной среде. Благодаря этой зависимости распределение магнитной восприимчивости по глубине почвенно-осадочной последовательности содержит информацию об изменениях времени жизни осадка в сезонно-талом слое и о сменах темпа поступления осадочного материала на поверхность почвы.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ледовый комплекс – это континентальные незаполненные полигенетические сингенетические многолетнемерзлые почвенно-осадочные образования, широко распространенные на геологически молодых низменностях в холодных климатических областях [11, 14, 19, 21]. Они накапливались в позднем плейстоцене на обширной поверхности Колымской низменности с малыми уклонами при мелком залегании мерзлоты и при застойном водном режиме почв, богатых органическим веществом [17]. Осадконакопление было связано с эоловым и водным переносом, сопровождалось склоновыми процессами, осложнялось выпадением аккреционного материала и другими процессами на фоне криогенного выветривания. Эоловый перенос осадочного вещества наряду с миграцией в медленных водных потоках способствовал избирательному накоплению легких минеральных фракций в транспортируемом материале. Анализ соотношения легких и тяжелых минеральных фракций в составе ледового комплекса показывает, что на финальной стадии осадконакопления для низменности был характерен преимущественно флювиальный перенос в пределах небольших локализованных бассейнов [19]. Такой режим осадконакопления отличает образование ледового комплекса от аккумуляции лёссов, сформированных преимущественно за счет дальнего эолового переноса на больших пространствах континентальных масштабов. На периферии Колымской низменности вблизи областей терригенного питания и русел крупных рек в материале присутствуют частицы песчаной и более крупных фракций, а также обломки пироксенов, роговых обманок, магнетита, пирита и других тяжелых минералов. В центральной части бассейна

на удалении от источников терригенного питания доля грубых фракций и тяжелых минералов в составе осадка снижается [19].

На всех этапах мерзлотного литогенетического процесса, включая разрушение коренных пород, транспортировку, отложение и трансформацию в почве, материал осадка испытывал влияние криогенного выветривания [5, 12]. До перехода в многолетнемерзлое состояние осадок ледового комплекса длительно, в течение сотен лет, находился в сезонно-талом слое. За это время в нем накапливалось органическое вещество, происходили криотурбационные деформации, формировались полигональные структуры и образовывался жильный лед [8]. Криогенное выветривание минеральных зерен приводило к обогащению состава пылеватых частицами, которые образуют основу гранулометрического спектра отложений [13, 16, 18, 22]. Сегрегация льда [4] и локальное концентрирование порового раствора формировали слоистые структурные отдельности.

Для ледового комплекса и сезонно-талого слоя характерны пресные поровые растворы и лед гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевого состава. Среда имеет слабощелочную и щелочную реакцию. Высокие значения pH (до 8.6) зафиксированы в дельте р. Лены в осадках, подстилающих современный аллювий, которые соотносятся с ледовым комплексом [20]. В сезонно-талом слое преобладающий фон жестко восстановительных условий часто, в короткие эпизоды глубокого протаивания почвы при появлении локального дренажа на динамичном и неровном мерзлом водоупоре, сменяется окислительной средой. Сезонные изменения микробных сообществ сезонно-протаивающих почв сопровождаются колебаниями реакции среды с подщелачиванием к началу осеннего промерзания [10]. В сезонно-талом слое и в подстилающем многолетнемерзлом материале ледового комплекса образуются аутигенные минералы, характерные для нестабильно восстановительных сред [9]. В почвах холодных областей с застойным водным режимом и высоким содержанием органического вещества щелочной сдвиг реакции среды приводит к восстановлению железа с образованием аутигенного магнетита [15]. Этому способствует деятельность железовосстанавливающих бактерий, присутствие которых в осадках ледового комплекса установлено по генетическим маркерам [7]. В слабощелочной и щелочной восстановительной среде при нормальных условиях магнетит термодинамически устойчив [24], что обеспечивает его длительную сохранность в многолетнемерзлой толще. В слое сезонного протаивания почвы и в ледовом комплексе существуют условия, способствующие накоплению аутигенного магнетита и его сохранности в многолетнемерзлом материале.

Изучаемый разрез ледового комплекса на мысу Малый Чукочий характеризует осадки, сформировавшиеся в позднем плейстоцене в срединной части Колымской низменности, которые принято относить к чукочьей едоме. Чукочья едома — своеобразная разновидность почвенно-осадочных последовательностей, обогащенная пылеватым материалом легких минеральных фракций. Здесь толща в основном сложена кварцем и полевыми шпатами. Глинистые минералы и слюды присутствуют в следовых количествах. Кальцит и гипс встречаются в виде рассеянных примесей. Оксиды металлов содержатся на уровне 1.5–3.0%. Среди них выделяются легкорастворимые оксиды, оксиды конкреций и рассеянные в массе осадка включения стабильных оксидов, в частности кристаллов магнетита. Содержание органического вещества, представленного в основном детритом, в минеральных горизонтах современных и погребенных почв находится на уровне 1–3%, а в оторфованных и торфяных горизонтах может существенно превышать этот уровень.

Обнажение на мысу Малый Чукочий имеет высоту около 38 м. С поверхности здесь развиты типичные и грубогумусированные криоземы (Cryosols) [3]. Многолетнемерзлый материал последовательности наряду с фрагментами монотонного осадочного вещества включает ряд погребенных почвенных профилей и их отдельные части. Погребенный почвенный материал, включая фрагменты минеральных и оторфованных горизонтов и торфа, часто перемят и смещен — последствия криогенных деформационных процессов.

Сезонно-талый слой толщиной 0.4–0.8 м подстилается высокольдистым переходным горизонтом, который принято связывать с максимальной глубиной протаивания почвы в голоцене. Многолетнемерзлый осадок последовательности включает большое количество сегрегационного и жильного льда.

Магнетит в составе осадков Колымской низменности определяет значения его удельной магнитной восприимчивости на уровне $(5-70) \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ [18, 22]. В изученном разрезе чукочьей едомы и дневной почвы эти пределы уже $(5-25) \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, что соответствует оценке в работе [2]. Низкие значения магнитной восприимчивости материала изучаемой последовательности объясняются затрудненным поступлением тяжелых минеральных частиц из областей терригенного питания в срединную часть бассейна. При этом в чукочьей едоме, как и в осадках на всей низменности, выделяются слои с повышенной магнитной восприимчивостью и части разреза с околонулевыми значениями. Изменчивость этого показателя в разрезе связана не только с условиями транспортировки материала, но и с его преобразованиями после осаждения [23].

Гипотезы о происхождении магнетита и других минералов, обладающих магнитными свойствами, в почвах подробно рассмотрены в монографии [1]. В континентальном осадочном бассейне Колымской низменности в позднем плейстоцене возможны три пути появления магнетита: за счет переноса терригенного материала, в потоке аккреционной пыли, аутигенное образование в почвах. Перенос обломочного магнетита и его осаждение при формировании осадка чукочьей едомы маловероятны из-за малых уклонов и удаленности центральной части бассейна от источников питания. Вклад метеоритной пыли в формирование осадков низменности также нельзя отрицать полностью, но его значение, по-видимому, второстепенно. Геохимическая обстановка в сезонно-талом слое почв низменности благоприятна для формирования аутигенного магнетита как по хемогенному, так и по биогенному пути. Аутигенный способ образования магнетита в почвах чукочьей едомы представляется наиболее обоснованным. При этом все три механизма образования магнетита приводят к его накоплению только на поверхности почвы и в сезонно-талом слое.

В работе [18] приводятся детальные данные радиоуглеродного датирования и замеры магнитной восприимчивости осадка ледового комплекса едомы в обнажении на полуострове Быковский. Радиоуглеродный возраст осадка ожидаемо увеличивается с глубиной, однако его распределение отличается от линейного и имеет ступенчатую форму. При этом признаков длительных перерывов в осадконакоплении или потери материала за счет эрозии не отмечается. Ступенчатость радиоуглеродного возраста при непрерывности осадочного процесса объясняется непостоянством интенсивности потока осадка, поступающего на поверхность. Это в свою очередь определяет различную продолжительность жизни осадка в сезонно-талом слое перед его переходом в многолетнемерзлое состояние.

При разработке модели принимается гипотеза о накоплении кристаллов магнетита в сезонно-талом слое почвы, которое происходит в основном по пути аутигенеза и обеспечивает увеличение содержания магнитной фазы в почве за время почвообразования в сезонно-талом слое. С учетом этой гипотезы распределение магнитной восприимчивости в последовательности ледового комплекса интерпретируется как результат непрерывного поступления осадка на поверхность с непостоянной интенсивностью потока.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Магнитную восприимчивость материала почвенно-осадочной последовательности ледового комплекса измеряли в обнажении на мысу Малый Чукочий с помощью портативного прибора КТ-5.

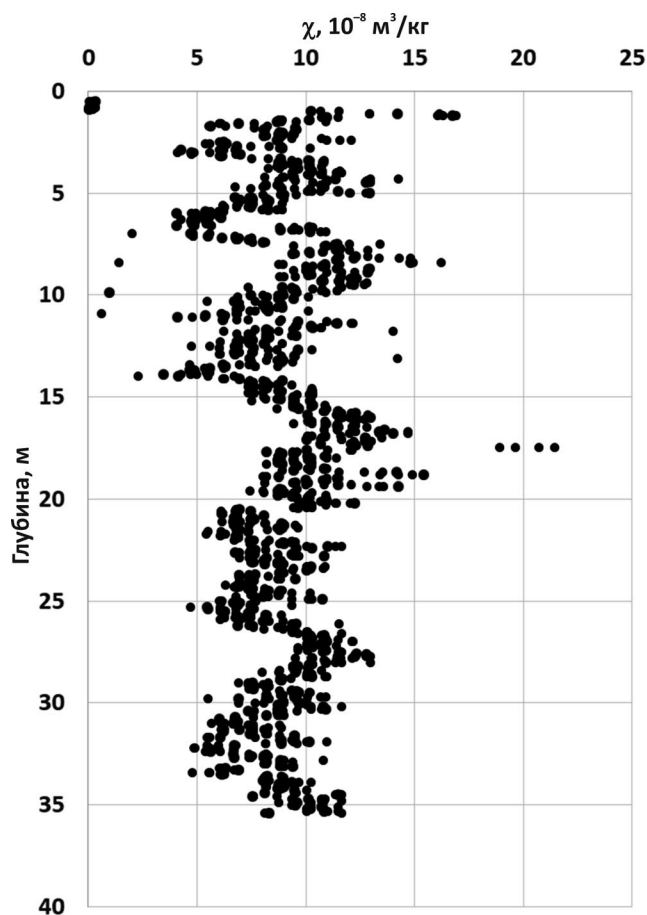


Рис. 1. Распределение магнитной восприимчивости материала почвенно-осадочной последовательности ледового комплекса. Обнажение на мысу Малый Чукочий.

Замеры производили сразу после оттаивания материала на толщину до 15–20 см, что превышает размер массива почвы, требуемого для измерения (10 см). Оттаивание материала перед измерением позволило избежать искажений разбавления за счет влияния на магнитную восприимчивость ледяных включений. В стенке обнажения высотой 35 м выполнено 1320 замеров на 330 глубинах, по 4 замера на каждой глубине.

В лаборатории зерна магнитных минералов извлекали из растертых проб почвы сухой магнитной сепарацией. Использовали постоянный магнит из неодим-бор-железистого сплава, который обеспечивает наибольшую магнитную индукцию в разделительной ячейке в 160 мТл и рекомендован для количественного извлечения кристаллов магнетита [6].

Для каждой глубины в изучаемом разрезе по данным, показанным на рис. 1, определяли средние значения магнитной восприимчивости. Средние сглаживали по 11 точкам с целью получения

представительных данных, характеризующих диапазон глубины, сравнимый с толщиной слоя сезонного протаивания почвы. Сглаженные данные приводили к диапазону от 0 до 1 в относительных единицах, что позволило в дальнейшем сопоставлять измеренное распределение магнитной восприимчивости с вычисленными распределениями степени трансформации осадка при почвообразовании.

Измеренное распределение магнитной восприимчивости материала по глубине почвенно-осадочной последовательности аппроксимировали периодической функцией вида суммы синусов:

$$\chi(h) = \sum_{i=1}^n \left(B + A \sin \left(\frac{2\pi(h + \varphi)}{H} \right) \right), \quad (1)$$

где χ – магнитная восприимчивость, отн. ед.; h – глубина, м; i и n – номер и число слагаемых в сумме гармоник; B – уровень магнитной восприимчивости, вокруг которого происходят ее колебания, относительные единицы; A – амплитуда колебаний магнитной восприимчивости с увеличением глубины, относительные единицы; φ – фазовый сдвиг, м; H – период колебаний магнитной восприимчивости с увеличением глубины, м.

При выборе числа слагаемых n в аппроксимирующей функции руководствовались приведенными значениями коэффициента детерминации Ra^2 , добиваясь удовлетворительного схождения искомой функции и измеренного распределения (приведенный Ra^2 не меньше 0.9) и стремясь не увеличивать число неизвестных коэффициентов в уравнении (1).

Найденная аппроксимация распределения магнитной восприимчивости по глубине (1) положена в основу модели накопления почвенно-осадочной последовательности глубина–время. В модели функция (1) сохраняет свой вид, но место координаты глубины в ней занимает время, а соответствующие коэффициенты изменяют размерность. Это позволило описать динамику поступления осадка на поверхность почвы, на основе которой в модели вычисляется распределение степени трансформации осадка по глубине почвенно-осадочной последовательности.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Измеренное распределение магнитной восприимчивости материала почвенно-осадочной последовательности имеет периодическую форму, обычную для последовательностей континентальных осадочных толщ с погребенными почвами и лёссов.

Функцию (1) рассмотрели для определения оптимального числа слагаемых n . При $n = 2$ значение

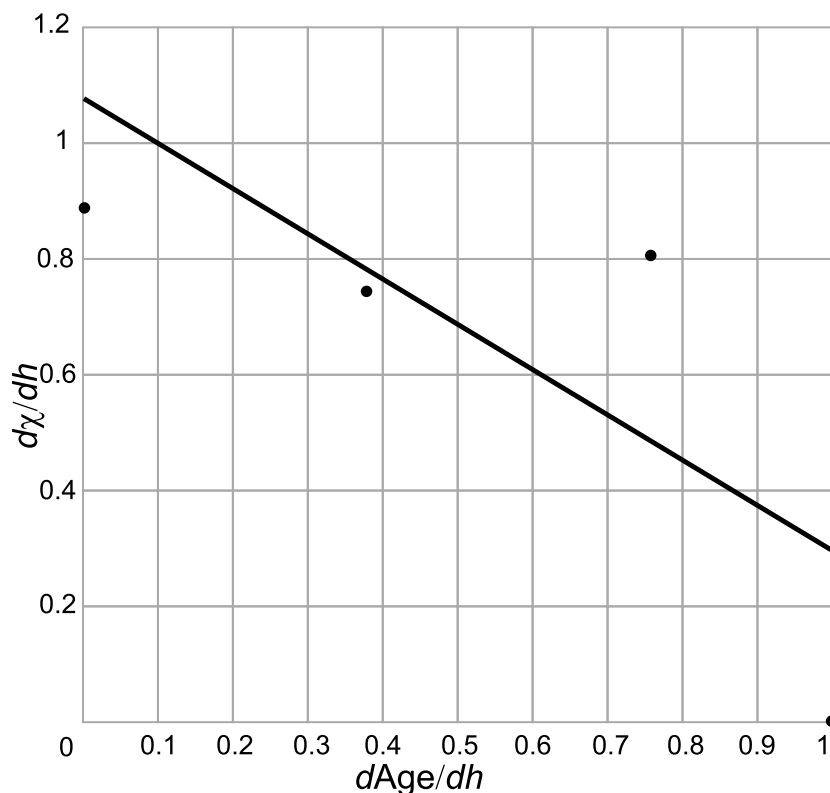


Рис. 2. Зависимость производной магнитной восприимчивости материала почвенно-осадочной последовательности от производной радиоуглеродного возраста ледового комплекса по глубине (по данным [18], обнажение ледового комплекса на п-ове Быковский).

приведенного коэффициента детерминации Ra^2 находится на уровне 0.3, а при $n = 3$ равняется 0.6, что свидетельствует о быстром повышении сходства аппроксимирующей функции с исходными данными. При $n = 4$ Ra^2 составляет 0.92, а дальнейшее увеличение до $n = 7$ приводит к возрастанию Ra^2 только до 0.94. Чтобы не увеличивать числа неизвестных переменных, в аппроксимирующей формуле приняли $n = 4$.

Магнитной сепарацией из материала последовательности извлекаются магнитные частицы (140–220 мг/кг по 8 определений в пробах их разреза на мысу Малый Чукочий). Их удаление приводит к снижению магнитной восприимчивости с $(10–20) \times 10^{-8}$ м³/кг до нуля.

Детальные радиоуглеродные датировки и замеры магнитной восприимчивости материала ледового комплекса в обнажении на полуострове Быковский [18] позволяют определить приросты этого показателя с глубиной, а во фрагментах, совпадающих с точками, датированными по радиоуглероду, сопоставить эти приросты с приращениями радиоуглеродных дат. Увеличение приростов радиоуглеродного возраста по глубине последовательности сопровождается снижением приростов магнитной

восприимчивости материала (рис. 2). Следовательно, замедленное поступление осадочного вещества на поверхность приводит к повышению магнитной восприимчивости. Это объясняется накоплением большего количества аутигенного магнетита в почве при относительной стабилизации поверхности за счет увеличения времени жизни почвы в сезонно-талом слое. Сопоставление производных магнитной восприимчивости и радиоуглеродного возраста по глубине толщи подтверждает предположение о связи периодической формы распределения магнитной восприимчивости материала с непостоянством интенсивности потока осадка, поступающего на поверхность почвы.

МОДЕЛЬ ПОЧВЕННО-ОСАДОЧНОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ

Определение переменных. В модели почвенно-осадочной последовательностью (S_{ht}) называется совокупность слоев континентального осадка, свойства которого, распределенные по глубине (h) и времени (τ), в большей или меньшей степени трансформированы в период нахождения материала в поверхностном слое осадка в зоне действия факторов почвообразования. В случае

ледового комплекса под этой зоной понимается слой сезонного протаивания почвы, исключительно в котором происходит образование и накопление магнетита.

Степень трансформации осадка при почвообразовании (T_s) – это относительная величина отклонения показателя свойства материала, измененного при почвообразовании, по сравнению со свежим осадком. В случае магнитной восприимчивости под степенью трансформации понимается отношение превышения измеренной магнитной восприимчивости материала последовательности над уровнем этого показателя для свежесыпавшего осадка.

Возраст осадка (Age) – это время между моментами поступления осадка на поверхность до момента наблюдения или до измерения магнитной восприимчивости.

Время жизни осадка в почвенном профиле (Lt) соответствует продолжительности времени от момента поступления частицы осадочного вещества на поверхность почвы до ее захоронения на глубину, где трансформация свойств осадка прекращается. Для ледового комплекса, в котором образование магнитных частиц происходило в слое сезонного протаивания, время жизни соответствует времени от поступления осадка на поверхность почвы до его перехода в многолетнемерзлое состояние.

Предпосылки и допущения. При построении модели предполагается, что скорость трансформации осадка на протяжении времени его жизни в зоне действия факторов почвообразования остается постоянной. В модели это скорость новообразования магнитных кристаллов в сезонно-талом слое почвы и скорость изменения магнитной восприимчивости.

Свойства осадка при его поступлении на поверхность почвы постоянны. При моделировании накопления осадка ледового комплекса предполагается, что на поверхность всегда поступает материал с постоянной нулевой магнитной восприимчивостью.

Трансформация материала при почвообразовании заканчивается при выходе осадка из зоны действия факторов почвообразования. Предполагается, что после перехода материала в многолетнемерзлое состояние магнитная восприимчивость остается неизменной.

Толщина сезонно-талого слоя и уровень, от которого отсчитывается текущая высота поверхности остаются постоянными на протяжении всего времени образования почвенно-осадочной последовательности.

Структура модели. Модель формирования почвенно-осадочной последовательности основана на

описании зависимости показателя свойства осадка от его времени жизни в зоне влияния факторов почвообразования. В модели на поверхность почвы поступает осадочное вещество с интенсивностью потока, которая изменяется во времени. Распределение магнитной восприимчивости удовлетворительно аппроксимируется функцией вида суммы четырех синусов. Такая же функция используется и для описания динамики интенсивности потока осадка, поступающего на поверхность, но с другими коэффициентами, которые увязывают интенсивность потока со временем:

$$I(\tau) = \sum_{i=1}^n \left(B + A \sin \left(\frac{2\pi(\tau + \varphi)}{T} \right) \right), \quad (2)$$

где $I(\tau)$ – интенсивность потока осадка, поступающего на поверхность почвы, $\text{кг}/\text{м}^2$ год; τ – время, годы; i и n – номер и число слагаемых в сумме гармоник, $n = 4$; B – уровень интенсивности потока осадка, поступающего на поверхность почвы, вокруг которого происходят его колебания, $\text{кг}/(\text{м}^2 \text{ год})$; A – амплитуда колебаний интенсивности потока осадка, поступающего на поверхность почвы, $\text{кг}/(\text{м}^2 \text{ год})$; φ – фазовый сдвиг, годы; T – период колебаний интенсивности потока осадка, поступающего на поверхность почвы, годы.

В модели на каждом шаге времени τ за счет поступления осадка на поверхность почвы уровень поверхности увеличивается:

$$h(\tau) = h(\tau - 1) + \tau I(\tau) / \delta,$$

где $h(\tau)$ – текущая высота поверхности над постоянным уровнем, м; $h(\tau - 1)$ – высота поверхности в момент времени, предыдущий текущему, м; δ – плотность осадка, $\text{кг}/\text{м}^3$.

В результате к моменту наблюдения формируется распределение возраста осадка по глубине почвенно-осадочной последовательности:

$$Age(h) = T(h\tau) - T(0),$$

где $Age(h)$ – возраст осадка на глубине h , годы; $T(h\tau)$ – год поступления осадка, находящегося в момент наблюдения на глубине h на поверхность; $T(0)$ – год наблюдения.

Время жизни осадка в пределах почвенного профиля на каждой глубине:

$$Lt(h) = Age(h) - Age_u,$$

где $Lt(h)$ – время жизни осадка в пределах почвенного профиля для глубины h в почвенно-осадочной последовательности, годы. Для рассматриваемой последовательности ледового комплекса $Lt(h)$ соответствует времени жизни осадка в пределах

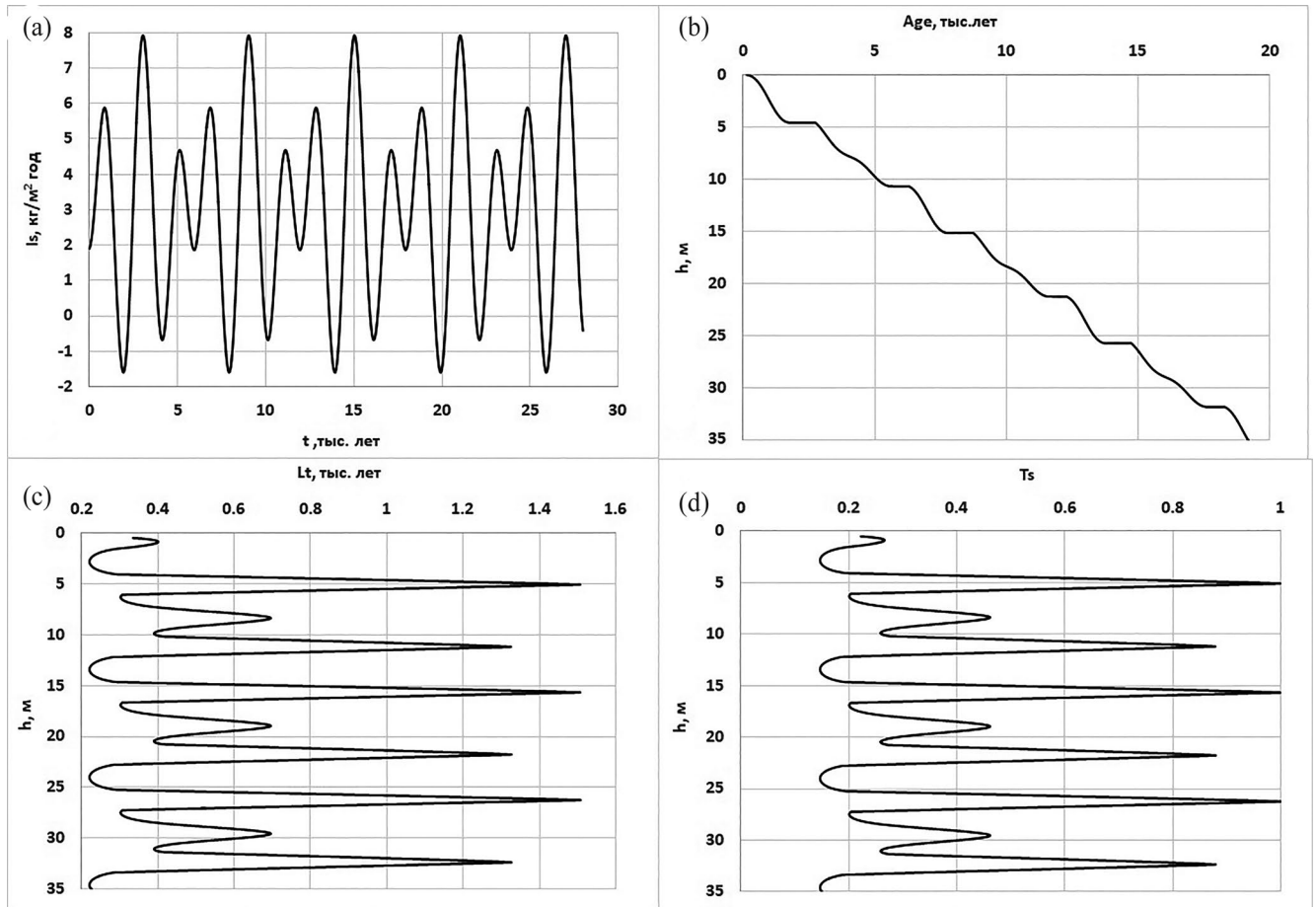


Рис. 3. Динамика интенсивности осадка, поступающего на поверхность почвы (а), профиль возраста осадка (b), распределение времени жизни осадка в сезонно-талом слое (с) и распределение степени трансформации осадка при почвообразовании (d) по глубине почвенно-осадочной последовательности.

сезонно-талого слоя; Age_b и Age_u – возрасты осадка на уровне подошвы и кровли сезонно-талого слоя на глубине h , в почвенно-осадочной последовательности в момент наблюдения, годы.

На протяжении времени жизни осадка в сезонно-талом слое степень его трансформации линейно увеличивается во времени:

$$Ts(h) = k \cdot Lt(h),$$

где $Ts(h)$ – степень трансформации осадка на глубине h почвенно-осадочной толщи, относительные единицы; k – коэффициент пропорциональности, определяющий скорость трансформации осадка в сезонно-талом слое, относительные единицы.

Для работы с моделью разработана программа, включающая следующие взаимосвязанные модули: 1) модуль задания матрицы входных коэффициентов, определяющих динамику интенсивности потока осадка, поступающего на поверхность почвы по формуле (2), 2) модуль вычисления

распределения возраста осадка по глубине последовательности на момент наблюдения, 3) модуль нахождения распределения времени жизни и степени трансформации осадка в сезонно-талом слое, 4) модуль вывода результатов вычисления распределения степени трансформации осадка в сезонно-талом слое по глубине почвенно-осадочной последовательности.

Моделирование и его результаты. Модель последовательно отображает результаты расчетов в перечисленных выше модулях. Изменения коэффициентов в уравнении (2) обеспечивают широкое разнообразие вычисляемых распределений степени трансформации осадка. В табл. 1 показаны значения коэффициентов, подобранные по критерию сходства вычисленного распределения степени трансформации материала при почвообразовании с измеренным распределением магнитной восприимчивости. По этим коэффициентам рассчитана динамика интенсивности потока осадка, поступающего на поверхность (рис. 3а). Непостоянство интенсивности потока во времени приводит

Таблица 1. Значения коэффициентов в уравнении (2), при которых достигается сходство вычисленного распределения степени трансформации осадка и измеренного распределения его магнитной восприимчивости

Коэффициент	Значение	Коэффициент	Значение	Коэффициент	Значение	Коэффициент	Значение
B_1	2.5	B_2	0	B_3	0.5	B_4	0.3
A_1	2.8	A_2	2	A_3	0.5	A_4	0.3
T_1	2000	T_2	3000	T_3	110	T_4	50
φ_1	1500	φ_2	600	φ_3	45	φ_4	15

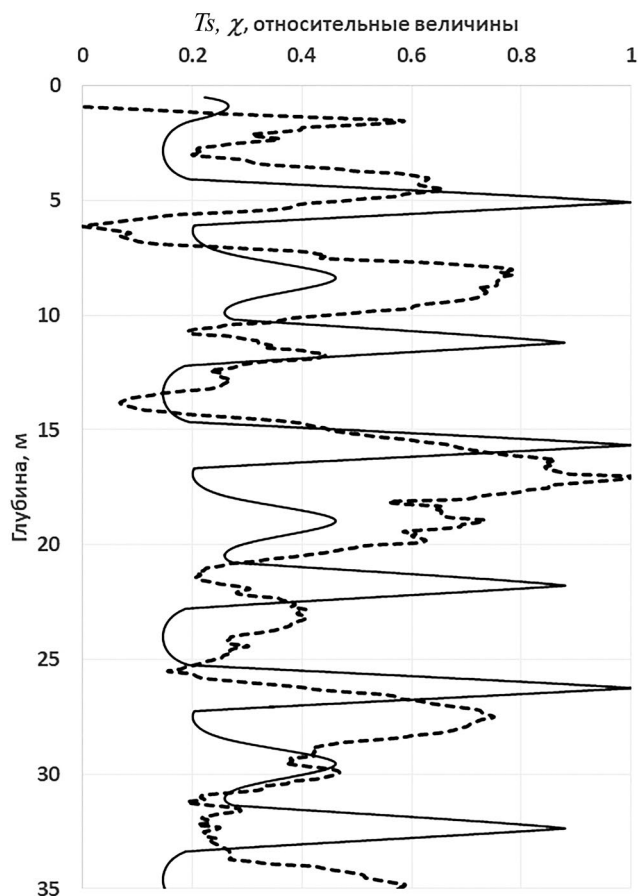


Рис. 4. Вычисленные значения степени трансформации осадка при почвообразовании (T_s , сплошная кривая) и измеренные сглаженные нормированные величины удельной магнитной восприимчивости (χ , пунктир).

к ступенчатому распределению возраста осадка по глубине (рис. 3b). Кривые времени жизни осадка в сезонно-талом слое (рис. 3c) и степени трансформации (рис. 3d) одинаковы по форме, так как зависимость между этими показателями линейна.

Значения коэффициентов, указанные в табл. 1, подобраны таким образом, чтобы вычисленное распределение степени трансформации (сплошная кривая на рис. 4) по возможности мало отличалось

от измеренного распределения магнитной восприимчивости (пунктир на рис. 4).

Сравнение распределений T_s и χ показывает, что результаты моделирования воспроизводят основные зоны разреза с повышенной и пониженной магнитной восприимчивостью, которым соответствуют временные этапы замедленного и ускоренного поступления осадка на поверхность. Чтобы добиться большего приближения вычисленного распределения к измеренному, целесообразно ввести в модель дополнительные модули, учитывающие непостоянство скорости трансформации осадка в сезонно-талом слое на фоне климатических изменений, а также изменчивость состава осадка, поступающего на поверхность.

Описание динамики осадконакопления (рис 2a), полученное при моделировании с коэффициентами, подобранными приближением к измеренному распределению магнитной восприимчивости, представляет собой реконструкцию истории накопления ледового комплекса в количественной форме.

Модели, аналогичные предлагаемой, могут быть использованы для реконструкции образования почвенно-осадочных последовательностей, если показатели свойств их материала значимо изменяются на почвообразовательном этапе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложена модель глубина–время, которая описывает накопление почвенно-осадочных последовательностей в условиях периодически меняющейся интенсивности потока осадка, поступающего на поверхность. Модель позволяет определять распределение степени трансформации осадка при почвообразовании вдоль координаты глубины почвенно-осадочной последовательности по измеренному распределению показателей свойств материала последовательности.

В обнажении на мысу Малый Чукочий измерено распределение магнитной восприимчивости материала ледового комплекса. Оно имеет периодическую форму, часто встречающуюся в разрезах континентальных осадков с погребенными почвами. Данное распределение содержит информацию о динамике интенсивности потока осадка,

поступавшего на поверхность при формировании почвенно-осадочной последовательности.

Подбор коэффициентов в модели дает возможность приблизить форму распределения вычисляемой степени трансформации осадка при почвообразовании к измеренному распределению магнитной восприимчивости. Найденные таким образом коэффициенты позволяют вычислять интенсивность потока осадка, который поступал на поверхность почвы на протяжении истории накопления материала почвенно-осадочной последовательности.

Модель может быть полезной при изучении истории формирования не только ледового комплекса, но и других почвенно-осадочных последовательностей, свойства материала которых изменялись под влиянием факторов почвообразования в период нахождения материала в почвенном профиле.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа финансировалась по теме государственного задания FMRM-2022-009/122040500038-3.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Водяницкий Ю.Н.* Соединения железа и их роль в охране почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2010. 155 с.
2. *Водяницкий Ю.Н., Мергелов Н.С., Горячкин С.В.* Диагностика оглеения в условиях низкого содержания оксидов железа (на примере почв тундры Колымской низменности) // Почвоведение. 2008. № 3. С. 261–279. <https://doi.org/10.1134/S1064229308030010>
3. *Губин С.В., Лупачев А.В.* Почвообразование в тундровой зоне приморских низменностей северо-востока Сибири // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1182–1191. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2010008>
4. *Ершов Э.Д.* Криолитогенез. М.: Недра, 1982. 212 с.
5. *Конищев В.Н.* Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.
6. *Разумная Е.Г., Ершова К.С.* Методы сепарации и их применение в минералогической практике // Современные методы минералогического исследования. М.: Недра, 1969. Ч. II. С. 201–250.
7. *Ривкина Е.М., Федоров-Давыдов Д.Г., Захарюк А.Г., Щербакова В.А., Вишнинецкая Т.А.* Свободное железо и железозосстанавливающие микроорганизмы в почвах и многолетнемерзлых отложениях северо-востока Сибири // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1247–1261. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20100160>
8. *Романовский Н.Н.* Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 216 с.
9. *Alekseev A., Alekseeva T., Ostroumov V., Siegert C., Gradusov B.* Mineral Transformations in Permafrost-Affected Soils, North Kolyma Lowland, Russia // Soil Sci. Soc. Am. J. 2003. V. 67. P. 596–605. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.0596>
10. *Baker Ch.C.M., Barker.A.J., Douglas T.A., Doherty S.J., Barbato R.* Seasonal variation in near-surface seasonally thawed active layer and permafrost soil microbial communities // Environ. Res. Lett. 2023. V. 18. P. 055001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/acc542>
11. *Kanevskiy M., Shur Y., Fortier D., Jorgenson M.T., Stephani E.* Cryostratigraphy of Late Pleistocene Syngenic Permafrost (Yedoma) in Northern Alaska, Itkillik River Exposure // Quat. Res. 2011. V. 75. P. 584–596. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.12.003>
12. *Konishchev V.* The Nature of Cyclic Structure of the Ice Complex, East Siberia // Geogr. Environ. Sustain. 2013. V. 6. P. 4–20. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2013-6-3-4-20>
13. *Konishchev V.N., Rogov V.V.* Investigations of Cryogenic Weathering in Europe and Northern Asia // Permafrost Periglacial Process. 1993. V. 4. P. 49–64. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430040105>
14. *Murton J.B., Goslar T., Edwards M.E., Bateman M.D., Danilov P.P., Savvinov G.N. et al.* Palaeoenvironmental Interpretation of Yedoma Silt (Ice Complex) Deposition as Cold-Climate Loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia // Permafrost Periglac. Process. 2015. V. 26. P. 208–288. <https://doi.org/10.1002/ppp.1843>
15. *Patzner M.S., Kainz N., Lundin E., Barczok M., Smith Ch., Herndon E., Kinsman-Costello L., Fischer S., Straub D., Kleindienst S., Kappler A., Bryce C.* Seasonal Fluctuations in Iron Cycling in Thawing Permafrost Peatlands // Environ. Sci. Technol. 2022. V. 56. P. 4620–463. <https://doi.org/10.1021/acs.est.1c06937>
16. *Schirrmeister L., Dietze E., Matthes H., Grosse G., Strauss J., Laboor S., Ulrich M., Kienast F., Wetterich S.* The Genesis of Yedoma Ice Complex Permafrost – Grain-Size Endmember Modeling Analysis from Siberia and Alaska // E&G Quat. Sci. J. 2020. V. 69. P. 33–53. <https://doi.org/10.5194/egqsj-69-33-2020>
17. *Schirrmeister L., Fedorov A.N., Froese D., Iwahana G., van Huissteden K., Veremeeva A.* Yedoma Permafrost Landscapes as past Archives, Present and Future Change Areas // Frontiers in Earth Science. 2022. V. 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.929873>
18. *Schirrmeister L., Kunitsky V.V., Grosse G., Wetterich S., Meyer H., Schwamborn G., Babiy O., Derevyagin A., Siegert C.* Sedimentary characteristics and origin of the

- Late Pleistocene Ice Complex on North-East Siberian Arctic coastal lowlands and islands – A review // *Quaternary International*. 2011. V. 241. P. 3–25. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.04.004>
19. *Schirrmeister L., Wetterich S., Schwamborn G., Matthes H., Grosse G., Klimova I., Kunitsky V.V., Siegert C.* Heavy and light mineral associations of late Quaternary permafrost deposits in Northeastern Siberia // *Front. Earth Sci.* 2022. V. 10. P. 741932. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.741932>
 20. *Schwamborn G., Schirrmeister L., Mohammadi A., Meier H., Kartosiia A., Maggioni F., Strauss J.* Fluvial and permafrost history of the lower Lena River, north-eastern Siberia, over late Quaternary time // *Sedimentology*. 2023. V. 70. P. 235–258. <https://doi.org/10.1111/sed.13037>
 21. *Shmelev D., Cherbunina M., Rogov V., Opfergelt S., Monhonval A., Strauss J.* Reconstructing permafrost sedimentological characteristics and post-depositional processes of the Yedoma Stratotype Duvanny Yar, Siberia // *Frontiers in Earth Science*. 2021. V. 9. P. 727315. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.727315>
 22. *Strauss J., Schirrmeister L., Wetterich S., Borchers A., Davydov S.P.* Grain-size properties and organic-carbon stock of yedoma ice complex permafrost from the Kolyma lowland, Northeastern Siberia // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 2012. V. 26. P. GB3003. <https://doi.org/10.1029/2011GB004104>
 23. *Wetterich S., Tumskey V., Rudaya N., Andreev A., Opel T., Meyer H., Schirrmeister L., Hüls M.* Ice Complex formation in arctic East Siberia during the MIS3 Interstadial // *Quat. Sci. Rev.* 2014. V. 84. P. 39–55. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.11.009>
 24. *Winklhofer M., Petersen N.* Paleomagnetism and Magnetic Bacteria // *Magnetoreception and Magnetosomes in Bacteria* / Eds. Schüler D. Springer-Verlag, 2006. P. 256–273. <https://doi.org/10.1007/7171>

Model of the Soil Sediment Sequence Accumulation of Ice Complex (Kolyma Lowland)

V. E. Ostroumov*

Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia

*e-mail: v.ostroumov@rambler.ru

Based on the example of an exposure at Cape Maly Chukochi, a model was developed for the accumulation of the soil-sedimentary sequence of the ice complex of the Kolyma Lowland. The distribution of the magnetic susceptibility of the sediment over the depth of the sequence is measured, which has a periodic shape. The specific magnetic susceptibility of the material at the level of $(5-25) \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ is determined by the presence of fine magnetite crystals in it. The hypothesis is substantiated that the finely dispersed magnetite of the ice complex is of authigenic origin. Due to its accumulation, the magnetic susceptibility of the soil increases during the lifetime of the material in the seasonally thawed layer, and its distribution in the soil-sedimentary sequence contains information about the history of the sequence accumulation. The proposed model describes the soil-sedimentary sequence because of sediment ingress to the soil surface with a time-varying intensity of the sedimentary matter flow, which determines the dynamics of the sediment lifetime in the seasonally thawed layer and the period of magnetite accumulation in the soil. The calculated distribution of the sediment transformation degree in the sequence profile is compared with the measured distribution of magnetic susceptibility. Based on the data on the distribution of magnetic susceptibility, the model was used to reconstruct the accumulation history of the soil-sedimentary sequence.

Keywords: soil-sedimentary sequences, depth-time model, cryogenic soils, ice complex, soil magnetic susceptibility