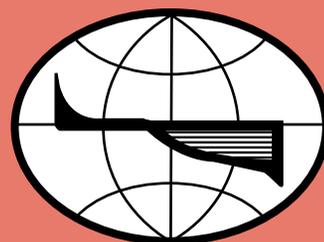




ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ



НАУКА

— 1727 —

Российская академия наук

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ (до 2023 г. — Геоморфология)

Том 55 № 2 2024 Апрель—Июнь

Журнал основан в 1970 г.

Выходит 4 раза в год

Журнал издается под руководством Отделения наук о Земле РАН

Главный редактор

чл.-корр. РАН, д.г.н. **А.В. Панин**
Институт географии РАН, Москва

Заместители главного редактора

д.г.н. **О.К. Борисова**, к.г.н. **А.Н. Маккавеев**
Институт географии РАН, Москва

Ответственный секретарь

к.г.н. **Е.В. Лебедева**
Институт географии РАН, Москва

Редколлегия:

А.В. Бородин — д.б.н., Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург

С.А. Буланов — д.г.н., Институт географии РАН, Москва

С.Р. Веркулич — д.г.н., Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург

А.С. Викторов — д.г.н., Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва

В.Н. Голосов — д.г.н., МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Л.А. Жиндарев — д.г.н., МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Н.В. Карпухина — к.г.н., Институт географии РАН, Москва

А.В. Кислов — д.г.н., МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

И.О. Леонтьев — д.г.н., Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

А.О. Мазарович — д.г.-м.н., Геологический институт РАН, Москва

Г.Г. Матишов — академик РАН, д.г.н., ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону

Д.Л. Никитина — проф., Вест-Честерский университет, Пенсильвания, США

И.С. Новиков — д.г.-м.н., Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

К. Оллиер (C.D. Ollier) — проф., Университет Западной Австралии, Перт, Австралия

Н.Г. Разжигаева — д.г.н., Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток

Ю.В. Рыжов — д.г.н., Институт земной коры СО РАН; Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск

А.Б. Савинецкий — д.б.н., Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва

С.Н. Седов — проф., Национальный Автономный Университет Мексики, Мехико, Мексика

О. Слеймакер (O. Slaymaker) — проф., Университет Британской Колумбии, Ванкувер, Канада

О.Н. Соломина — чл.-корр. РАН, д.г.н., Институт географии РАН, Москва

В.Г. Трифонов — д.г.-м.н., Геологический институт РАН, Москва

В.Е. Тумской — д.г.-м.н., институт мерзотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск

Д. Уоллинг (D. Walling) — проф., Эксетерский университет, Эксетер, Великобритания

А.П. Федотов — д.г.-м.н., Лимнологический институт СО РАН, Иркутск

С.В. Харченко — к.г.н., МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Р.С. Чалов — д.г.н., МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

С.В. Шварев — к.т.н., Институт географии РАН; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Л.С. Шумиловских — Гёттингенский университет им. Георга-Августа, Гёттинген, Германия

Т.А. Янина — д.г.н., МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Зав. редакцией **Е.А. Карсева**

Адрес редакции: 119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 29

Институт географии РАН

тел. 8 (499) 238-03-60

e-mail: geomorfologiya@mail.ru

Индекс журнала “Геоморфология и палеогеография” в каталоге Роспечати 70215

ISSN 2949-1789 (Print)

ISSN 2949-1797 (Online)

© Российская академия наук, 2024

© Институт географии РАН, 2024

© Редколлегия “Геоморфология и палеогеография”
(составитель), 2024

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

GEOMORFOLOGIYA I PALEOGEOGRAFIYA

(before 2023 – Geomorfologiya)
Vol. 55 No. 2 April–June 2024

FOUNDED 1970

QUARTERLY

Editor-in-Chief

A.V. Panin

Corresponding Member RAS, Dr.Sc. (Geography)
Institute of Geography RAS, Moscow

Deputy Editors-in-Chief

O.K. Borisova – Dr.Sc. (Geography),
A.N. Makkaveyev – Ph.D. (Geography)
Institute of Geography RAS, Moscow

Assistant Editor

E.V. Lebedeva
Ph.D. (Geography)
Institute of Geography RAS, Moscow

Editorial board:

A.V. Borodin – Dr. Sc. (Biology),
Institute of Plant and Animal Ecology UB RAS,
Yekaterinburg
S.A. Bulanov – Dr. Sc. (Geography),
Institute of Geography RAS, Moscow
S.R. Verkulich – Dr. Sc. (Geography), Arctic
and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg
A.S. Viktorov – Dr. Sc. (Geography),
Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS,
Moscow
V.N. Golosov – Dr. Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
L.A. Zhindarev – Dr. Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
N.V. Karpukhina – Ph. D. (Geography),
Institute of Geography RAS, Moscow
A.V. Kislov – Dr. Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
I.O. Leont'yev – Dr. Sc. (Geography),
Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow
A.O. Mazarovich – Dr. Sc. (Geology), GIN RAS,
Moscow
G.G. Matishov – Full Member RAS,
Dr. Sc. (Geography), Federal Research Centre
The Southern Scientific Centre RAS,
Rostov-on-Don
D.L. Nikitina – professor, West Chester University,
Pennsylvania, USA
I.S. Novikov – Dr. Sc. (Geology), Institute of Geology
and Mineralogy Siberian Branch RAS, Novosibirsk
C.D. Ollier – professor, University of Western
Australia, Perth, Australia
N.G. Razzhigaeva – Dr. Sc. (Geography),
Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok

Yu.V. Ryzhov – Dr. Sc. (Geography), Institute of the
Earth's crust Siberian Branch RAS;
Irkutsk Research Center Siberian Branch RAS, Irkutsk
A.B. Savinetsky – Dr. Sc. (Biology), Severtsov Institute
of Ecology and Evolution RAS, Moscow
S.N. Sedov – professor, National
Autonomous University of Mexico, Mexico City,
Mexico
O. Slaymaker – professor, University
of British Columbia, Vancouver, Canada
O.N. Solomina – Corresponding Member RAS,
Dr. Sc. (Geography),
Institute of Geography RAS, Moscow
V.G. Trifonov – Dr. Sc. (Geology), Geological Institute
RAS, Moscow
V.E. Tumskoy – Dr. Sc. (Geology), Melnikov Permafrost
Institute Siberian Branch RAS, Yakutsk
D. Walling – professor, University of Exeter, Exeter,
Great Britain
A.P. Fedotov – Dr. Sc. (Geology), Limnological Institute
Siberian Branch RAS, Irkutsk
S.V. Kharchenko – Ph. D. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
R.S. Chalov – Dr. Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
S.V. Shvarev – Ph. D. (Technical),
Institute of Geography RAS; Schmidt Institute
of Physics of the Earth of the RAS, Moscow
L.S. Shumilovskikh – Ph. D. (Geography), Georg-August-
University Göttingen, Göttingen, Germany
T.A. Yanina – Dr. Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow

Founders: Russian Academy of Sciences, Institute of Geography Russian Academy of Sciences

The Editorial Staff:

E.A. Karaseva – head of Editorial office (manager editor)

The Editorial Board Address Staromonetny Lane, 29,
Institute of Geography Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow, Russia

Phone: 8 (499) 238-03-60

E-mail: geomorfologiya@mail.ru

The subscription index in Rospechat catalogue 70215

ISSN 2949-1789 (Print)

ISSN 2949-1797 (Online)

СОДЕРЖАНИЕ

Том 55, номер 2, 2024

ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫЕ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Лёссоиды и другие индикаторы северного перигляциала	
<i>В. И. Астахов</i>	5
Лёссово-почвенная последовательность и эоловый рельеф плейстоцена Западной Сибири: хронология и особенности их формирования	
<i>В. С. Зыкина, В. С. Зыкин, Е. Л. Маликова</i>	34
Петромагнитные методы в изучении лёссово-почвенных серий Восточной Сибири	
<i>А. Ю. Казанский, Г. Г. Матасова, А. А. Щетников, И. А. Филинов</i>	63
Стратиграфия и геохронология стоянки раннего палеолита Кульдара (Таджикистан)	
<i>Е. П. Кулакова, А. А. Анойкин, Т. У. Худжагелдиев, П. М. Сосин, О. А. Токарева, А. Ч. Караев, А. Г. Рыбалко, Р. Н. Курбанов</i>	86

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

Пещеры в слабокарстующихся породах Алтае-Саянской горной области: механизм формирования и морфология	
<i>А.А. Булычев</i>	108
Массовое смещение обломочного материала в зоне осушки Воткинского водохранилища (р. Кама)	
<i>И. Е. Егоров, И. В. Глейзер, И. И. Григорьев, А. Г. Казаков</i>	126
Условия, механизм и стадии развития пингоподобных форм на шельфе Печорского моря	
<i>Е. А. Еременко, А. В. Кохан, Е. А. Мороз, А. П. Денисова, С. Ю. Соколов, А. Д. Мутовкин</i>	138
Плейстоценовые фауны мелких млекопитающих из флювиальных отложений юго-запада Восточной Европы	
<i>А. К. Маркова</i>	154
Повторяемость сильных паводков на Западном Сахалине и интенсивность циклогенеза в среднем—позднем голоцене	
<i>Н. Г. Разжигаева, Л. А. Ганзей, Т. А. Гребенникова, В. И. Пономарев, В. В. Афанасьев, А. О. Горбунов, М. А. Климин</i>	173
Новые данные о возрасте и условиях развития позднеплейстоценового криогенеза на юге Прикаспийской низменности	
<i>Н. А. Таратунина, В. В. Рогов, И. Д. Стрелецкая, Т. А. Янина, А. Н. Курчатова, М. С. Лукьянычева, Р. Н. Курбанов</i>	191

CONTENTS

Volume 55, No. 2, 2024

LOESS-SOIL SERIES OF NORTHERN EURASIA

Loessoids and other indications of the northern periglaciation <i>V. I. Astakhov</i>	5
Pleistocene loess-soil sequence and aeolian relief of Western Siberia: chronology and features of their formation <i>V. S. Zykina, V. S. Zykin, and E. L. Malikova</i>	34
Rock magnetic methods in the study of the loess-soil series of Eastern Siberia <i>A. Yu. Kazansky, G. G. Matasova, A. A. Shchetnikov, and I. A. Filinov</i>	63
Stratigraphy and geochronology of the Kuldara Early Paleolithic Site (Tajikistan) <i>E. P. Kulakova, A. A. Anoikin, T. U. Khudjageldiev, P. M. Sosin, O. A. Tokareva, A. Ch. Karayev, A. G. Rybalko, and R. N. Kurbanov</i>	86

SHORT COMMUNICATIONS

Caves in slightly karstic rocks of Altai-Sayan Mountain Region: formation mechanism and morphology <i>A. A. Bulychov</i>	108
Underwater mass movements on seasonally inundated banks of the Votkinsk Reservoir (Kama River, Russia) <i>I. E. Egorov, I. V. Gleyzer, I. I. Grigorev, and A. G. Kazakov</i>	126
Pingo-like features in the Pechora Sea: conditions, origin and stages of development <i>E. A. Eremenko, A. V. Kokhan, E. A. Moroz, A. P. Denisova, S. Yu. Sokolov, and A. D. Mutovkin</i>	138
Pleistocene small mammal faunas from the fluvial deposits of SW regions of Eastern Europe <i>A. K. Markova</i>	154
Reccurrence of strong floods on Western Sakhalin and intensity of cyclogenesis in Middle-Late Holocene <i>N. G. Razjigaeva, L. A. Ganzey, T. A. Grebennikova, V. I. Ponomarev, V. V. Afanasiev, A. O. Gorbunov, and M. A. Klimin</i>	173
New data on the age and evolution of the late Pleistocene cryogenesis in the southern Caspian Lowland <i>N. A. Taratunina, V. V. Rogov, I. D. Streletskaya, T. A. Yanina, A. N. Kurchatova, M. S. Lukyanycheva, and R. N. Kurbanov</i>	191

УДК 551.89(985)

ЛЁССОИДЫ И ДРУГИЕ ИНДИКАТОРЫ СЕВЕРНОГО ПЕРИГЛЯЦИАЛА[#]

© 2024 г. В. И. Астахов^{1,2,3*}

¹Санкт-Петербургский университет, Санкт-Петербург, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

³Институт географии РАН, Москва, Россия

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

Поступила в редакцию 19.05.2023 г.

После доработки 25.09.2023 г.

Принята к публикации 28.03.2024 г.

Эта статья обобщает полученные за 50-летие данные о строении позднеплейстоценовой перигляциальной зоны севера древнеледниковой России. Рассматриваются осадки и формы рельефа северных равнин, образованные после регионального покровного оледенения начала позднего неоплейстоцена, т.е. за 60 тыс. лет. Особый акцент сделан на малоизученных явлениях субаэральной седиментации, которая, в отличие от южных районов, до 1990-х гг. обычно игнорировалась в геолого-географических публикациях в пользу ледниковых и водно-осадочных процессов. К настоящему времени на российском Севере установлено широкое развитие субаэральных отложений, включая дюнные и нивейно-эоловые пески и различные облессованные алевриты. Монотонные алевритовые толщи теперь картируются как парагенез разных типов отложений, под названием “лессоиды”. Это понятие включает в качестве частных случаев как классический степной лёсс, так и лёссовидные алевриты лесной зоны и криогенно-эоловые отложения типа вечномёрзлой едомы. Вместе с этими отпечатками резко континентального климата в контексте перигляциальной обстановки Севера рассматриваются также тесно с ними связанные продукты развития подземного оледенения, такие как жильные льды, солифлюкционные плащи, термокарстово-озерные образования, инверсионные формы рельефа, образующиеся при деградации вечной мерзлоты, а также характерный для континентального климата аллювий и специфическая криоаридная биота. Их палеоклиматические характеристики не дают оснований для реконструкции лесных ландшафтов современного типа в эпоху МИС 3. Последние результаты вместе с переинтерпретацией старых данных свидетельствуют о преобладании в это время безлесных и лесотундровых ландшафтов на многолетней мерзлоте, что ставит перигляциал севера России в один ряд с пленигляциалом Центральной Европы.

Ключевые слова: перигляциальная зона, северная Россия, поздний неоплейстоцен, лёссоиды, термокарст, инверсия рельефа

DOI: 10.31857/S2949178924020018, EDN: POOARU

1. ВВЕДЕНИЕ

Основные усилия геологических исследований Русского Севера с 1990-х гг. были направлены на датирование и реконструкцию обстановок последнего покровного оледенения, которое не выходило за пределы Полярного круга. Однако без исследования более обширной перигляциальной зоны нельзя понять современное состояние и тенденции развития ландшафтов северных российских рав-

нин, а также провести успешную стратиграфическую корреляцию с соседними регионами. Такие исследования сталкиваются с множеством проблем ввиду своеобразия объекта, в котором сочетаются фации аридных и мерзлотных ландшафтов. “Перигляциальный ландшафт по всей совокупности специфических черт не похож ни на область вечной мерзлоты, ни на аридную область и практически не имеет своих аналогов в современных природных условиях” (Васильев, 1980, с. 16). Реконструкция перигляциальной обстановки базируется на интерпретации как палеонтологических, так и седиментологических данных с неременной привязкой результатов к геохронологической шкале методами инструментального датирования.

[#] Ссылка для цитирования: Астахов В.И. (2024). Лёссоиды и другие индикаторы северного перигляциала. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 2. С. 5–33. <https://doi.org/10.31857/S2949178924020018>; <https://elibrary.ru/POOARU>

Результаты палеонтологических и палеокриологических исследований в перигляциальной зоне освещены в литературе резко неравномерно, с неодинаковой детальностью по регионам. Особенно велики различия в объеме и качестве опубликованных седиментологических данных на юге и севере перигляциальной зоны. Классические работы по строению лёссово-почвенных серий и перигляциальному аллювию выполнены, в основном, в южных степях и лесных районах Центральной России, тогда как на севере подобные исследования единичны. Это вызвало серьезные затруднения при составлении карты лёссовидов Российской Федерации (Астахов и др., 2021), поскольку в первичных источниках информации между авторами отдельных карт отсутствовало взаимопонимание, включая основные понятия и термины.

Ниже я попытаюсь осветить наличный уровень знаний и проблематику перигляциальных образований верхнего неоплейстоцена на севере России (рис. 1) с акцентом на широко распространенные, но наименее изученные субэральные отложения, в том числе лёссовиды, и их взаимоотношения с сопут-

ствующими плейстоценовыми образованиями. Эта проблематика стала особенно актуальной после того, как международными усилиями было установлено, что последний покровный ледник надвигался на арктические равнины Европейского Северо-Востока и Западной Сибири не позднее 60 тыс. л. н. (Mangerud et al., 1999; Astakhov, 2006). Установление этого рубежа значительно увеличило возраст и удлинило историю перигляциальной зоны (Astakhov, 2014). Ниже рассматриваются именно события последних 50–60 тыс. л., примерно синхронные центрально-европейскому пленигляциалу.

2. СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Основная цель седиментологического изучения перигляциальной зоны — реконструкция палеогеографических обстановок и их межрегиональная корреляция для получения отчетливой картины природных изменений вокруг четвертичных ледниковых покровов. Однако на самом общем уровне отсутствует общепринятое определение объекта изучения, хотя не вызывает сомнений, что типичная перигляциальная обстановка характеризуется сухим, резко континентальным климатом по большей части на вечномерзлом субстрате.

Применительно к умеренным широтам Восточной Европы в 1960–1970-е гг. при проведении классических палеогеографических исследований основным геологическим объектом для реконструкции природных условий перигляциальной области позднего неоплейстоцена послужили лёссы и связанные с ними почвы и мерзлотные явления. Применение палеонтологических методов на Русской равнине было ограничено степными районами ввиду недостатка в лесной зоне датированных разрезов с органическими остатками. Позднее этот недостаток был частично компенсирован важными работами по палеотериологии (Вангенгейм и др., 2001; Markova et al., 2002) и в гораздо меньшей степени по палеоботанике — масса публикаций по спорово-пыльцевому анализу со всеми его недостатками сопровождалась лишь редкими работами по палеогеографически более надежной палеокарпологии (напр., Величквич, 1985).

На Русском Севере отрицательное влияние на палеогеографические построения оказало игнорирование большинством исследователей важнейшего седиментационного фактора сухого климата — ветровой эрозии и аккумуляции. Колоссальная роль воздушных потоков в рельефообразовании

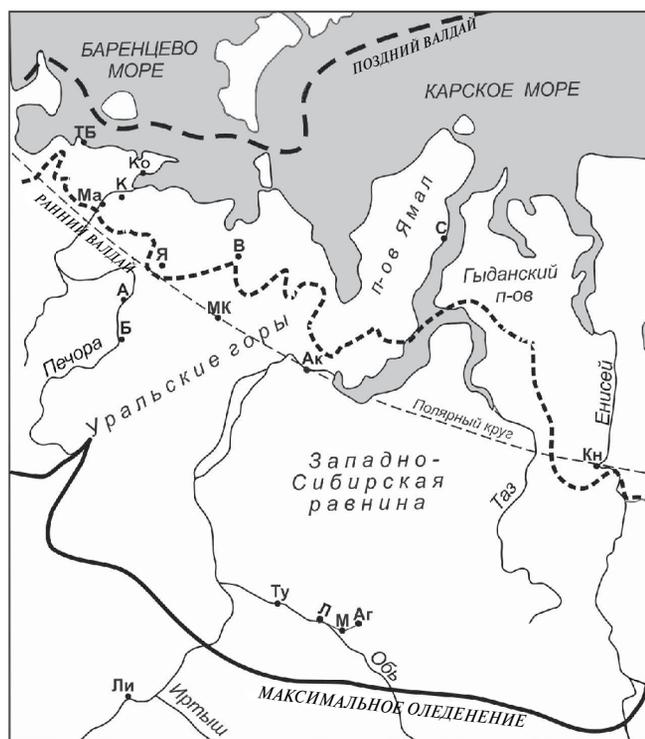


Рис. 1. Картограмма положения разрезов, обсуждаемых в тексте (указаны буквами). Толстые линии — границы ледниковых покровов разного возраста.

Fig. 1. Location map: discussed sites are lettered. Thick lines are limits of different glaciations.

и осадконакопления во всех географических зонах Земли была известна еще в XIX столетии. Уже в 1960-х гг. исследователям степных и пустынных регионов, занимающих 25 % суши, было ясно, что там эоловый процесс является главным фактором преобразования поверхности. Если добавить территории холодных поясов, где широко развиты развеванные ветрами земли, и области аккумуляции ветровой пыли, то общая площадь заметного эолового воздействия на поверхность, по примерной оценке, составляет не менее 35—40 % суши. При этом ветровая пыль “дает разнообразную гамму осадков — слоистые почти незатронутые почвообразованием эоловые супеси пустынь, типичные лёссы полупустынной и степной зон, лёссовидные суглинки зоны лесостепи и лёссовидные плотные суглинки и покровные глины лесной зоны” (Федорович, 1964, с. 110).

Важнейшие исследования с интересными описаниями и соображениями о характере субэриальной седиментации выполнены в основном на юге перигляциальной зоны. Наиболее выдающиеся публикации принадлежат Б.А. Федоровичу (1960), А.С. Кесь (1966), Н.И. Кригеру (1965), А.А. Величко и И.П. Герасимову (Палеогеография..., 1982) и ряду других исследователей. Но в таежных и тундровых регионах в советское время основное внимание при изучении четвертичного покрова уделялось водно-осадочным и ледниковым отложениям. Результатом явилось почти полное отсутствие генетических типов субэриальных отложений на многочисленных геологических картах. Работы по субэриальной тематике в подавляющем большинстве были основаны на анализе поверхностных отложений степной и полупустынной зон и не касались северных районов, где преобладали идеи водно-осадочного происхождения четвертичного мелкозема, не только среди мерзлотоведов, но и среди профессиональных геологов.

Понятие субэриальной формации применительно к верхнеплейстоценовым осадкам внеледниковых равнин Советского Союза впервые выдвинуто И.А. Волковым. Суть его состоит в том, что “позднечетвертичные (правильно “верхнечетвертичные” — В. А.) эоловые пески, лёссы и основная часть лёссовидных отложений генетически тесно связаны. Они образуют единый покров, формирование которого носило прерывистый характер ... на равнинах умеренного пояса северного полушария” (Волков, 1971, с. 6). Для того времени это был прорыв, поскольку в геолого-географической литературе лёссовые породы и эоловые пески рассматривались отдельно

и только на юге перигляциальной зоны. Однако даже эта субэриальная парадигма не избавляет от “южной идиосинкразии”. Так, хотя И.А. Волков и дал прекрасные описания эоловых отложений и ландшафтов азиатских степей, он отказывался узнавать аналогичные образования в таежной зоне, а на Широтной Оби видел только озерные отложения (Архипов и др., 1980).

Многие обобщающие работы по четвертичной геологии Севера иногда упоминали маломощный слой покровных алевритов, но не рассматривали их как важный объект стратиграфического и палеогеографического анализа. Наиболее серьезно субэриальные образования рассмотрены в классической сводке по Западно-Сибирскому перигляциалу (Заррина и др., 1961), но и здесь им отведена вторичная роль. Несомненным достижением этой работы надо считать первое в отечественной литературе введение лёссов и солифлюкционных отложений в состав перигляциальной формации. Авторы подчеркнули роль склоновых процессов в перигляциальном преобразовании рельефа, хотя и не дали соответствующего описания разрезов. Особенно ценно в этой работе первое освещение истории многолетней мерзлоты для огромной территории.

В наиболее обстоятельном геоморфологическом исследовании Западной Сибири ссылки на субэриальные процессы относятся только к яркому дюнному рельефу позднего неоплейстоцена—голоцена, который невозможно было не заметить (Земцов, 1976). Однако при этом из всех геологических процессов эоловому фактору отводилась наименьшая роль, поскольку остальные субэриальные формы и отложения просто не учитывались. Все, что в начале наших работ 1990-х гг. по русско-норвежскому проекту PETCHORA удалось найти по субэриальным отложениям в тундрах Северо-Востока Европейской России — одну заметку об эоловых песчаных грядках на Нижней Печоре, которые на глинистых междуречьях сопровождаются тонким слоем покровных песков (Конищев, Любимов, 1968).

Только на далеком Северо-Востоке Сибири исследования вечной мерзлоты объединялись с подробным изучением субэриальных образований. В.В. Колпаков (1983) и С.В. Томирдиаро (1980) не только обосновали преимущественно эоловый генезис мощной едомной толщи мерзлых алевритов, но и связали его с дефляционными процессами и специфической природной обстановкой сухой перигляциальной области Северо-Восточной Сибири. По В.В. Колпакову (1983) плейстоценовые эоловые образования, представленные фациями дефляционных пустынь,

песков и покровов эоловой пыли, составляют $\frac{1}{2}$ объема всех четвертичных отложений Якутии. В наши дни получили также подробное описание мощные толщи эоловых песков верхнего неоплейстоцена Якутии (Галанин, 2021).

3. ЛЁССЫ И ЛЁССОВИДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Принципиально проблема происхождения лёсса давно потеряла остроту, поскольку почти все процессы, влияющие на формирование и типичного лёсса и похожих на него лёссовидных пород, неоднократно и детально описаны. Но, поскольку эти образования являются неотъемлемой частью субаэральной формации, стоит кратко отметить хорошо известные особенности этих пород, влияющие на истолкование истории перигляциальной зоны.

По Н.И. Кригеру проблема лёсса — палеогеографическая. Его необходимо изучать не в отдельных образцах, а в природной обстановке, во взаимосвязи с другими природными явлениями, в первую очередь — мерзлотными. Тогда же Н.И. Кригер (1965) сформулировал главные признаки эолового происхождения лёсса: чуждый минеральный состав, закономерное изменение гранулометрии и содержания тяжелых минералов по мере удаления от вероятных источников развевания и залегание на обширных горизонтальных площадях, где почти невозможна роль делювиальных, равно как и других водно-осадочных процессов. К этому можно добавить регулярные следы почвообразования, степного и криогенного, а также частые находки криоксеротической биоты от насекомых до мамонтов.

Для палеогеографии плейстоцена важно, что по направлению к северу лесной зоны характерные признаки классического степного лёсса, такие как карбонатность, пористость и просадочность, постепенно убывают, замещаясь такими свойствами лёссовидных отложений, как ожелезненность и плавунность. Характерной чертой, объединяющей их с типичным лёссом, является плащеобразное залегание на всех элементах рельефа, за исключением пойм и горных склонов. Другие общие и важные черты: преобладание крупного алеврита в составе, массивная текстура и переслаивание с более тонкими биогенными слоями, такими как погребенные почвы, моховые начесы или торфяники (Астахов и др., 2021).

В профессиональных публикациях давно признают, что настоящий лёсс — эоловый, а лёссовидные отложения могут быть любого, не только эолового

происхождения (напр., Кесь, 1966). Эта точка зрения доминирует и во многих современных работах (напр., Методическое..., 2005). Общим литологическим термином для всех таких образований является сочетание “лёссовые породы”, широко применяемое инженерными геологами (Кригер, 1965; Лёссовые породы..., 1986). Его аналогом является аргентинский термин “лёссоиды” (Teruggi, 1957), употребляемый в современном геологическом картографировании как более удобный и не несущий конкретной отсылки к генезису (Астахов и др., 2021).

Лёссоиды на современных картах четвертичных образований России обозначаются как парагенез L с добавлением индексов Общей стратиграфической шкалы и свит, например, $L_{ed}III$ для едомной толщи верхнего неоплейстоцена. Дело в том, что алевритовый материал может быть как изначально отложен в виде эоловой пыли (чаще всего), так и переотложен гравитационными и флювиальными процессами. На практике различать эти седиментологические особенности не всегда возможно, а обычно и не требуется. Для определения породы в качестве лёссоида алеврит, отложенный любым агентом, должен быть облёссован, т.е. подвергнут диагенезу почвообразовательными или криогенными процессами (Методическое..., 2005).

Особенности образования лёссовидных пород в отечественной литературе впервые четко сформулированы А.С. Кесь (1966). По ее мнению, эоловыми являются не только типичные степные лёссы, но и так называемые “покровные суглинки” лесной зоны. Но это относится лишь к первичным покровным суглинкам, а не к широко распространенным вторичным алевритовым плащам, образовавшимся путем переотложения другими агентами перигляциальной зоны, большей частью склоновыми процессами (secondary loess западноевропейских авторов). Таким образом, среди лёссоидов следует различать собственно лёсс, т.е. эоловую пыль, преобразованную степным педогенезом/диагенезом, и лёссовидные алевриты разного (включая эоловое) происхождения. Необходимо только отметить, что несмотря на вторичное, переотложенное происхождение многих лёссоидов, первичным источником основной массы слагающего эти породы алевритового материала все равно является ветровой перенос. Поэтому справедлива общая генетическая характеристика лёссоидов как субаэральных образований.

Генетическая связь типичного южнорусского лёсса с другими субаэральными образованиями становится очевидной при картографическом

прослеживании поверхностных алевритовых толщ в разных географических зонах. Для изучения перигляциальной обстановки важно, что распределение различных лёссовидов по территории России отражает как современную, так и палеогеографическую зональность равнин. Так, классический карбонатный лёсс приурочен к южным степям с черноземными и каштановыми почвами, а выщелоченные лёссы с подзолистыми и гидроморфными палеопочвами и лёссовидные алевриты обычны в лесной древнеледниковой зоне (Астахов и др., 2021). А поверхность вечномерзлых тундр и северо-восточной тайги зачастую сложена льдистыми лёссовидами. Географические варианты лёссовидов являются как индикаторами установленной зональности перигляциальной зоны (Velichko, Zelikson, 2005), так и отражают разнообразие постседиментационных процессов и строения субстрата, на котором происходила аккумуляция пыли (Методическое..., 2005).

Несмотря на явные различия условий образования лёссовидов, для геологической истории важно, что все их литологические разновидности связаны с единой седиментационной обстановкой в резко континентальной, морозной, засушливой и безлесной среде, которая неоднократно возникала в ландшафтной гиперзоне Северной Евразии за пределами плейстоценовых ледниковых покровов (Величко, 1973). Седиментационный результат разными авторами определялся по-разному: вначале узко как эолово-почвенная формация (Кесь, 1966), затем как субаэральная формация (Волков, 1971), или эоловая формация, представленная фациями дефляционных пустынь, песков и покровов эоловой пыли (Колпаков, 1983), и наконец, лёссово-почвенно-криогенная серия (Палеогеография..., 1982; Динамика..., 2002).

Со структурно-геологических и палеогеографических позиций все эти образования можно считать обязательной частью перигляциального покровного комплекса, который кроме чисто субаэральных отложений включает и склоновые (делювиальные и солифлюкционные) плащи, а также некоторые типы водно-осадочных отложений, представленные толщами перигляциального аллювия и линзами термокарстово-озерных осадков. Относительная роль каждого из этих седиментационных процессов менялась в зависимости от колебаний климата в течение ледникового цикла.

Отложения долинных подпрудно-ледниковых озер здесь не рассматриваются, поскольку они являются неотъемлемым элементом осадочного ком-

плекса эпохи максимальной экспансии покровного оледенения позднего неоплейстоцена и, соответственно, имеют OSL возраст 90—60 тыс. л. (Mangerud et al., 1999; Astakhov, 2006).

4. ЛЬДИСТЫЕ ЛЁССОИДЫ ВНЕЛЕДНИКОВОЙ СИБИРИ

Крайний член северной субаэральной формации — арктические льдистые алевриты, характерные для Северо-Восточной Сибири и прилегающего морского шельфа. Они широко известны как доголоценовая едомная толща, состоящая из мерзлых алевритов с мощными жильными льдами (Томирдиаро, 1980). Независимо от водных гипотез происхождения едомных алевритов, препятствовавших пониманию единства перигляциальных ландшафтов Северной Евразии, попытки рассмотрения едомных толщ в качестве аналогов южных лёссов давно делались в инженерно-геологических исследованиях на основе оценки просадочности всех лёссовидных пород (Лёссовые породы..., 1986).

Льдистая едома большой мощности появляется сразу за Уралом на восточном Ямале (Болиховский, 1987), где она детально датирована в устье р. Сё-Яха (С на рис. 1; рис. 2, (б)). Сохранность плейстоценовой сильно льдистой толщи обусловлена низкими (–7 — –9 °С) температурами современной мерзлоты запада Сибирской Арктики (Геоокриология... 1988). Мощная (до 60—80 м) едомная толща наиболее широко распространена на вечномерзлых прибрежных равнинах внеледниковой Восточной Сибири и Аляски, а также на шельфе арктических морей (Астахов и др., 2021). Ее присутствие однозначно свидетельствует о невозможности позднеледниковой покровного оледенения в этих районах. В типичном случае она состоит из тонких лент крупного, местами глинистого алеврита или тонкого песка с прослойками мохового начеса и шлирами сегрегационного льда, создающими облик полосатой стенки. Эта толща проткнута телескопированными жилами сингенетического льда, образующими в плане полигональную решетку (рис. 2).

Это наилучший архив остатков плейстоценовой мегафауны, перигляциальных растений, насекомых и другой сухопутной ископаемой органики. Из-за высокого содержания подземного льда, достигающего местами 90 объемных процентов, мерзлотоведы, воспринимают едомные отложения как “ледовый комплекс”, по их мнению, флювиального происхождения. Геологи, картировавшие едомную

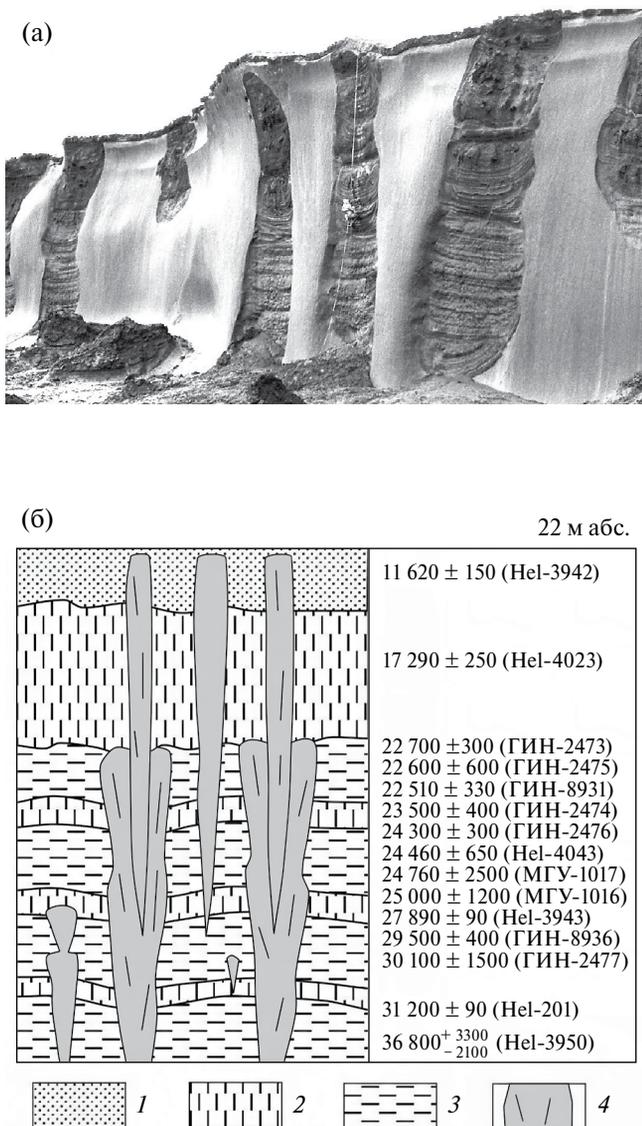


Рис. 2. Криогенно-эоловые отложения Арктики. (а) — типичная едомная полосчатая толща лёссовидных алевритов с лентами сегрегационного льда и моховыми начесами, проткнутая сингенетическими ледяными жилами в разрезе на о-ве Бол. Ляховский, 73.5° с. ш. (фото В.Е. Тумского). (б) — датированный разрез в устье р. Се-Яха, 70° с. ш. (С на рис. 1), по (Vasilchuk, Vasilchuk, 1998) с упрощениями. 1 — мелкий песок, 2 — крупный алеврит, 3 — алеврит с торфянистыми прослойками, 4 — сингенетический жильный лед. ¹⁴С-даты не калиброваны.

Fig. 2. Cryogenic aeolian sediments of the Arctic. (a) — typical striped Yedoma formation of loess-like silts with bands of segregated ice and moss seams penetrated by syngenetic ice wedges at Bol. Lyakhovsky Island, 73.5°N (photo by V.Ye. Tumskoy). (b) — dated sequence at the Syo-Yakha river mouth (C in fig. 1) by (Vasilchuk, Vasilchuk, 1998), simplified. 1 — fine sand, 2 — coarse silt, 3 — silt with peaty seams, 4 — syngenetic ice wedges. ¹⁴C dates not calibrated.

толщу, определяли ее генезис как криогенно-эоловый (Колпаков, 1983).

Солидную поддержку эоловая концепция получила от ведущего специалиста по аляскинским лёссам и президента Международной ассоциации мерзловедов Т. Réwé, специально изучавшим лёссовидные алевриты Якутии (Réwé, Jounaux, 1983). Несмотря на эти исследования, отечественные мерзловеды до сих пор ссылаются на не имеющую серьезного седиментологического и палеонтологического обоснования гипотезу озерно-аллювиального происхождения ледово-алевритовой едомы Западной Берингии.

В наше время эоловая концепция происхождения льдистых алевритов, как наиболее обоснованная, принята большинством геологов. Один из лучших индикаторов субэдрального происхождения едомы, наряду с криоксеротической флорой и фауной, и облекающим залеганием от минусовых отметок до +300 м — повсеместное проявление почвенных процессов, определяющих едому как “криопедолит”, т.е. осадок, испытывающий педогенез одновременно с сингенетическим промерзанием пыли, регулярно поступающей из атмосферы. Этот процесс подчеркнут выдержанными криоаридными палеопочвами с ископаемыми норами грызунов (Губин, 2002; Murton et al., 2015). Именно это субэдральное явление вполне очевидно объединяет в одну группу едомные алевриты и южные лёссы, которые в современных работах нередко рассматриваются как ископаемые почвы (Швецов, 2021).

Важный шаг в оценке эолового фактора в истории перигляциальной зоны сделан в Атласе-монографии под ред. А.А. Величко, где на карте наряду с южным лёссом показаны льдистые алевриты Северо-Востока Азии в качестве лёссово-ледового комплекса, несомненно, субэдрального происхождения (Динамика... 2002). По мнению авторов, в отличие от типичных лёссов, едомные алевриты прошли “лишь самые начальные стадии облессования” (*ibid.*, с. 35).

К сожалению, в этой работе данные по перигляциалу древнее последнего скандинавского оледенения можно найти только для центральной России (брянский интерстадиал), а картографические обобщения касаются только экстремальных моментов истории позднего неоплейстоцена и голоцена. Например, южная граница максимального распространения многолетней мерзлоты (до 47° с. ш.) надежно устанавливается лишь для последнего ледникового максимума (4-я ступень Общей

стратиграфической шкалы). Но эта граница подтверждает раннее заключение по Западной Сибири, что “при минимальных размерах оледенения перигляциальная область достигает наибольшей ширины” (Заррина и др., 1961, с. 69).

5. СУБАЭРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ДРЕВНЕЛЕДНИКОВЫХ РАВНИН СЕВЕРА

5.1. Общая ситуация

Вышеприведенных определений природы лёссовидных алевритов и их связи с многолетнемерзлым субстратом все же недостаточно для полного понимания послеледниковой седиментационной ситуации на Северо-Востоке Европейской России. Дело в том, что в европейской “теплой” мерзлоте со среднегодовой температурой грунтов -0.5 — -1 , реже -2 — -3 °С (Геокриология..., 1988) повторно-жильные льды развивались, главным образом, при ее агградации в позднем плейстоцене и в гораздо меньшем объеме по сравнению с Сибирью, а в лёссовидных отложениях их следы обычно фиксируются в виде разрозненных псевдоморфоз, а за Полярным кругом — и совсем редких погребенных ледяных жил. Гораздо чаще в разрезах верхнего неоплейстоцена европейского Севера наблюдаются признаки деградации мерзлоты при потеплении и увлажнения климата — языки солифлюкционных диамиктов, иногда образу-

ющих толщи мощностью до 10 м (Mangerud et al., 1999; Астахов, Свенсен, 2011). Наиболее отчетливо взаимоотношения элементов перигляциальной формации проявлены в верхнем неоплейстоцене Печорского бассейна. В самом общем виде они отражены на схематическом профиле рис. 3, где показаны основные элементы арктического покровного комплекса в современных условиях вялой деградирующей мерзлоты.

Для палеогеографических реконструкций не менее важны следы сухого, безоблачного и ветреного климата ледникового плейстоцена, отраженные в эоловых толщах, местами преобразованных склоновыми процессами. Как отмечалось выше, на севере лесной зоны типичные лёссы сменяются тальми лёссовидными алевритами с ожелезненными следами корнеходов вместо карбонатных включений и эоловыми песками с языками солифлюкционных отложений и слабыми следами аридного почвообразования (рис. 4). В последние десятилетия в строении перигляциального осадочного чехла Северо-Востока Европейской России выявилась существенная роль не только ветрового навевания, но и других, более энергичных проявлений эоловых процессов. Ниже приводятся малоизвестные проявления субаэральной активности на примере нескольких разрезов верхнего неоплейстоцена Русского Севера, не касаясь кратко рассмотренных выше мерзлых алевритов едомного типа.

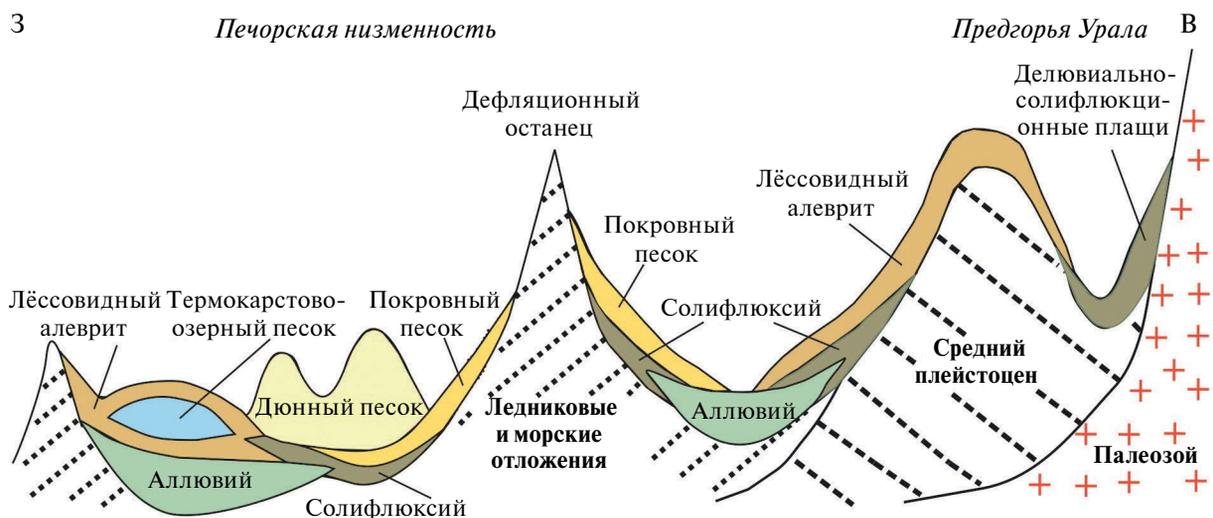


Рис. 3. Взаимоотношения перигляциальных образований верхнего неоплейстоцена на северо-востоке Европейской России (схематический профиль, модифицирован по (Астахов, Свенсен, 2011)).

Fig. 3. Upper Pleistocene periglacial sediments interrelated in north-eastern European Russia (principal profile, modified after (Astakhov, Svendsen, 2011)).

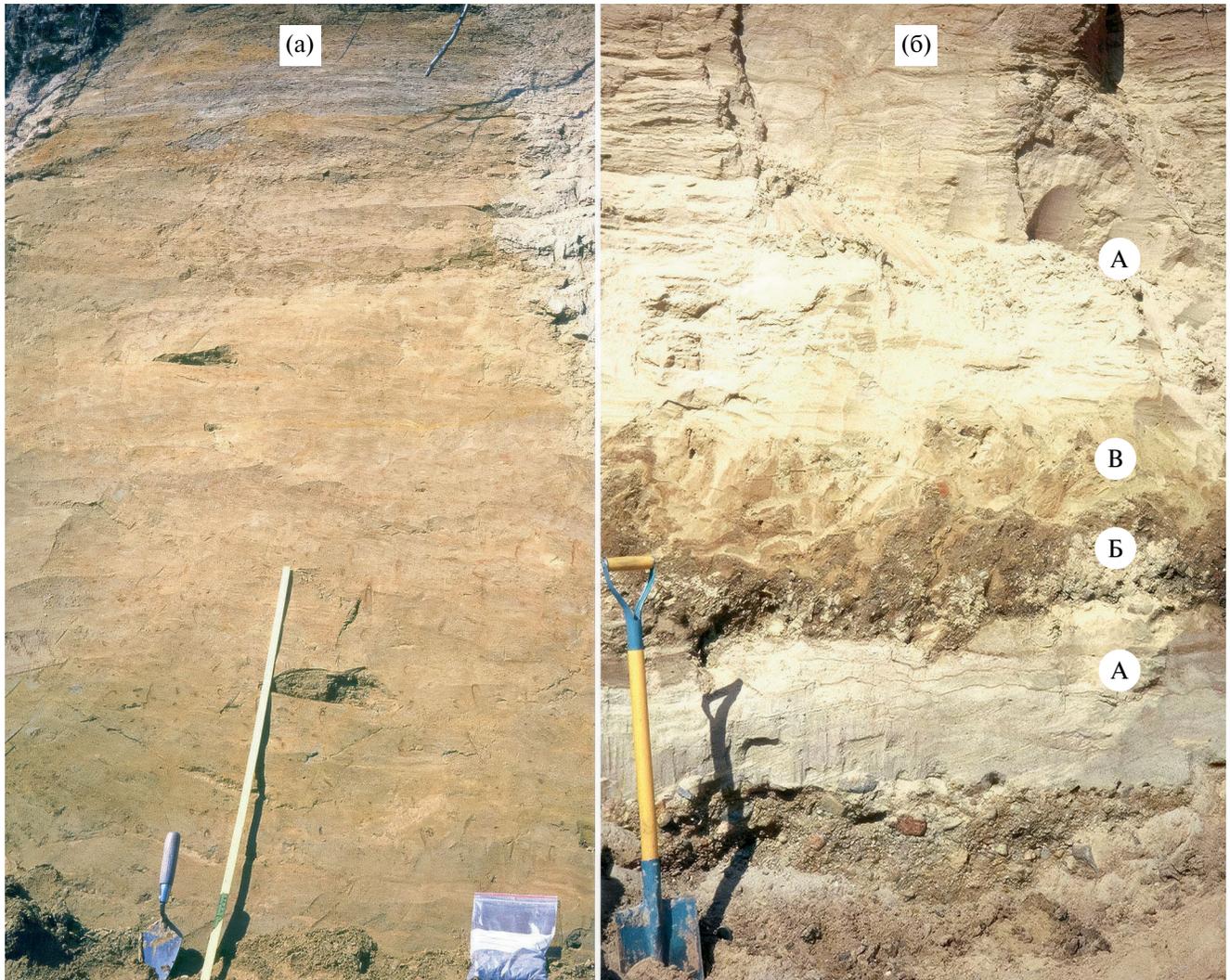


Рис. 4. Разрезы субаэральных отложений верхнего неоплейстоцена вблизи села Акись на левом берегу Печоры (65°50' с. ш.; А на рис. 1).

(а) — обнажение лёссовидного алеврита с разводами ожелезнения, вверху сменяющегося покровным песком; (б) — в карьере эоловые пески (А) с языком солифлюкционного диамиктона (Б) и трещиноватыми следами почвообразования (В) в его кровле.

Fig. 4. Subaerial deposits of the Upper Pleistocene near Akis settlement on the western bank of the Pechora River (65°50' N; A in fig. 1).

(a) — loess-like silt with ferruginous smears changing upwards into coversand; (б) — aeolian sand (A) with a tongue of soliflucted diamicton (Б) and dessication cracks of the palaeosol (B).

5.2. Стрoение эоловых форм

Недавно установлено значительное развитие на северных равнинах Европейской России и Западной Сибири перевеянных песков в двух разных формах. Оказалось, что в европейских вечномерзлых тундрах широко распространены дюнные пески с характерной диагональной слоистостью и монотонным гранулометрическим составом (Mangerud et al., 1999; Астахов, Свенсен, 2011). В частности, они слагают особенно широкую полосу высотой от 20 до 60 м вдоль юго-восточного берега Баренцева моря, кото-

рая ранее показывалась на геологических картах как морские террасы конца плейстоцена—начала голоцена (Карта..., 1971; Лавров, Потапенко, 2005). Такие террасы требовались для модели предполагаемого поздневалдайского оледенения на Северо-Востоке Русской равнины, которая несовместима с древним возрастом послеледниковой толщи (рис. 5).

Исследования по русско-норвежскому проекту PECHORA (Mangerud et al., 1999) обнаружили, что вдоль Тиманского Берега (ТБ на рис. 1) эта наклонная псевдотерраса сверху сложена раздуваемыми

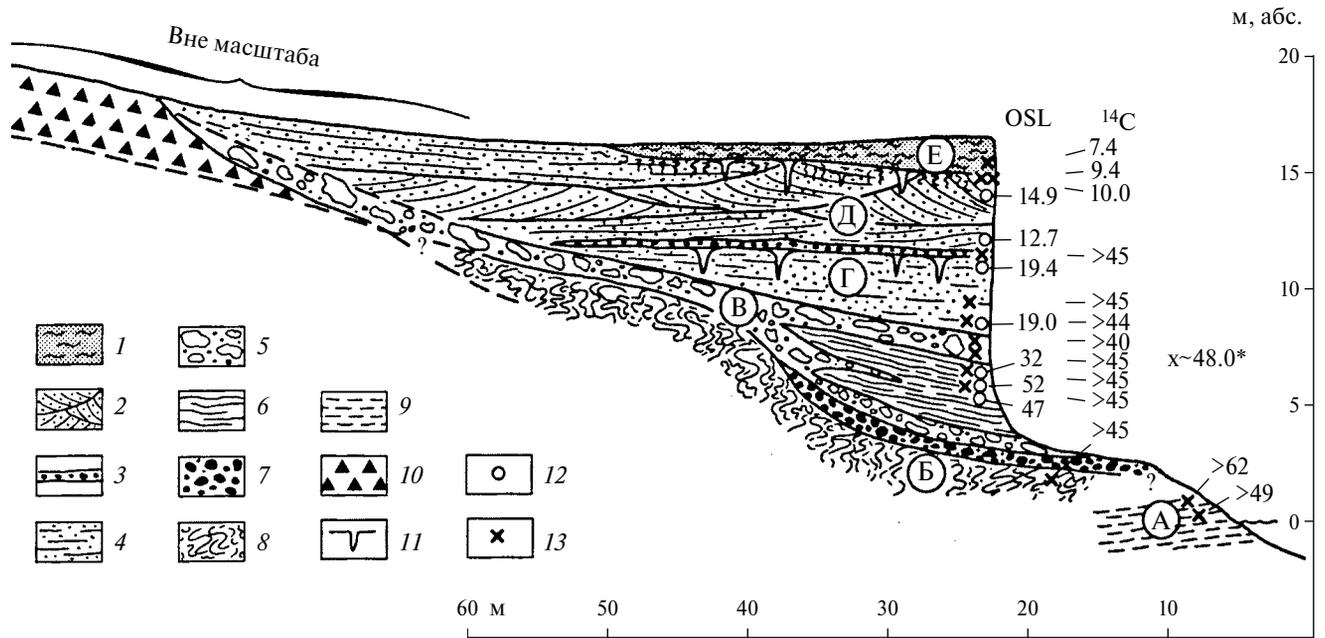


Рис. 5. Разрез приморской песчаной низины на Тиманском Берегу (67°50' с. ш., 49°10' в. д.; ТБ на рис. 1). Типичный разрез послеледникового плейстоцена Нижней Печоры: преобладают эоловые пески, подстилаемые озерными алевро-песками с прослоями солифлюкционных отложений по (Mangerud et al., 1999). 1 — торф; 2 — эоловые пески дюнные; 3 — галька перлювиальная; 4 — эоловые пески горизонтальные слоистые; 5 — солифлюкционный диамиктон; 6 — озерные тонкослоистые пески; 7 — галечник с валунами; 8 — дислоцированные алевриты и пески; 9 — морские алевриты и глины; 10 — моренный диамиктон; 11 — псевдоморфозы по ледяным жилам; 12 — OSL даты; 13 — ¹⁴C-даты.

Fig. 5. Section of sandy coastal lowland on Timan Beach (67°50' N., 49°10' E; ТБ in fig. 1). Characteristic sequence of postglacial Pleistocene of the Lower Pechora: dominant aeolian sands underlain by limnic silts and sands with wisps of solifluction sediments by (Mangerud et al., 1999). 1 — peat; 2 — aeolian dune sands; 3 — pebble lag; 4 — aeolian horizontally bedded sands; 5 — solifluction diamict; 6 — limnic laminated sands; 7 — cobble gravel; 8 — disturbed silts and sands; 9 — marine silt and clays; 10 — till; 11 — ice-wedge casts; 12 — OSL dates; 13 — ¹⁴C dates.

песками с длинной наклонной слоистостью и узкими клиньями псевдоморфоз по грунтовым и ледяным жилам. Они перекрыты торфяниками с радиоуглеродным возрастом 8—10 тыс. л., а в верхах песчаной толщи мелкие торфяные линзы дали ¹⁴C-возрасты от 9 до 11.7 тыс. л. Это и послужило основанием для реконструкции морской трансгрессии конца плейстоцена—начала голоцена с дальнейшим падением уровня моря (Лавров, Потапенко, 2005). Не говоря уже о палеогеографической невероятности такого подъема уровня океана в начале голоцена, противоречащего всем мировым данным об уровнях порядка –60 м (Shennan, 2007), в прибрежной монотонно песчаной толще не обнаружено признаков морской биоты, зато встречаются обрывки тундровых почв и мамонтовые кости. Поучителен детально изученный разрез Тиманского Берега (рис. 5; ТБ на рис. 1).

В основании разреза в единичных выходах представлены дислоцированные ледником водно-осадочные слои пачки А (блоки морских глин и песков

с раковинами моллюсков) и пачки Б (тонкослоистые алевриты и пески с остатками наземных растений).

В подошве несогласно залегающей пачки В наблюдается каменный диамиктон солифлюкционного облика с сильно выветрелыми валунами. Основная часть пачки сложена тонкослоистым песком, видимо, отложенным в небольшом озерке. В песок внедряются тонкие (5—10 см) языки, а вдоль кровли и 1-метровый слой, очевидно, сползший в озерко и состоящий из неправильных линз солифлюкционного диамиктона, песка и глины с штрихованными валунами и растительным детритом, со следами течения по склону. Мамонтовый бивень хорошей сохранности на пляже с практически запредельной ¹⁴C-датой 48 тыс. л., видимо, был вымыт из этого слоя. Пачка Г, прослеженная на несколько километров вдоль берега, состоит из зеленовато-серого мелкого песка мощностью 5—10 м. Он имеет слабую горизонтальную слоистость и очень похож на покровный песок в разрезе Мархида (М на рис. 1). В него

от кровли внедряются узкие песчаные клинья, вероятно, псевдоморфозы по повторно-жильным льдам.

Пачка Д представлена желто-серым хорошо сортированным средне- и мелкозернистым песком мощностью 5—10 м без остатков морской органики, с тонким слоем перлювиального гравия в подошве, отделенным

от пачки Г эрозионным несогласием. Длинная диагональная слоистость этого песка, рыхлость и желтоватые (окисные) тона окраски указывают на его эолово-дюнное происхождение. Их субаэральный генезис подчеркивается и отсутствием таких типичных признаков прибрежно-морских отложений как

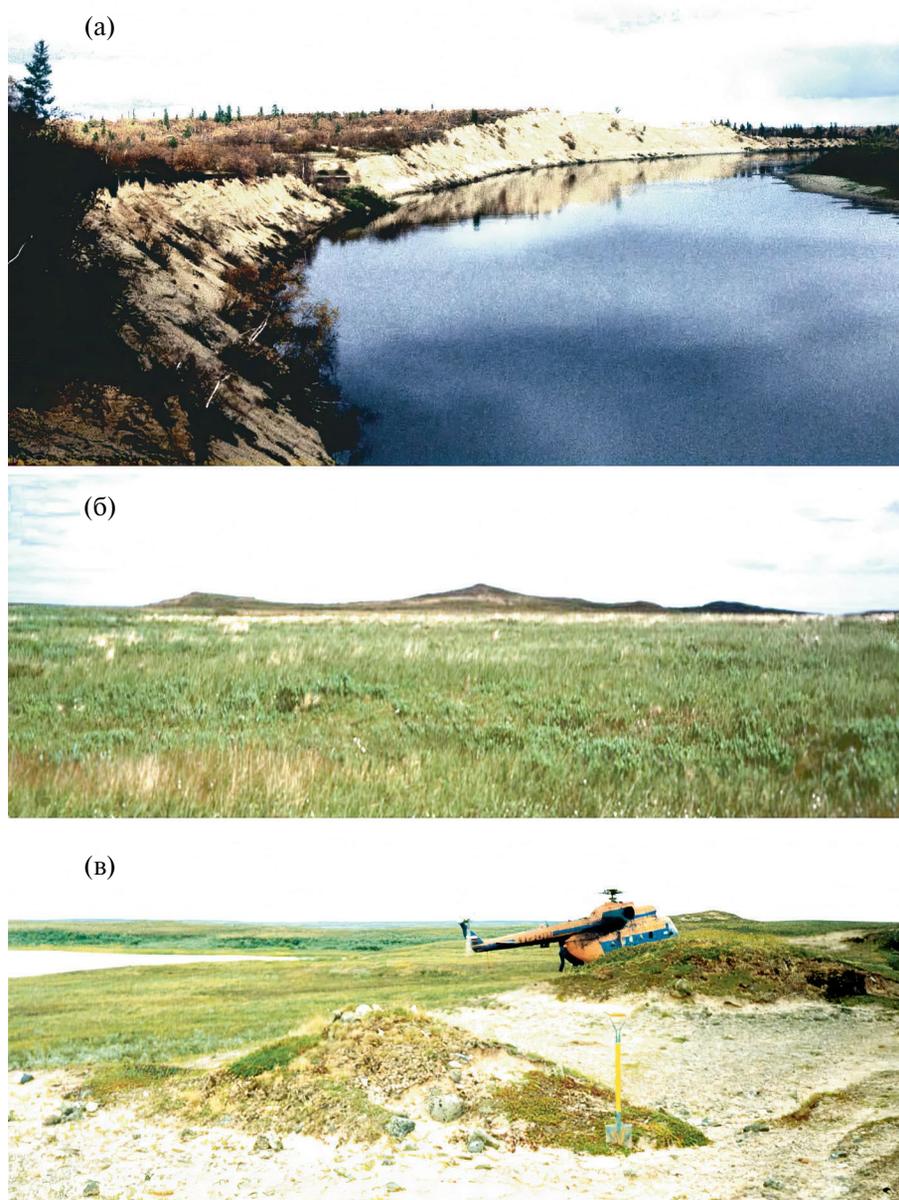


Рис. 6. Эоловые формы рельефа в низовьях Печоры.

(а) — заросшая позднеледниковая дюна на левом берегу р. Куи к востоку от Нарьян-Мара (К на рис. 1); (б) — останцовые песчаные холмы, бронированные валунно-галечным плащом западнее устья Печоры; (в) — мелкие конические останцы, отпрепарированные дефляцией на гребне гляциотектонической гряды у Вашуткиных озер (68°5' с. ш., 61°38' в. д.; В на рис. 1) (Астахов, Свенсен, 2011).

Fig. 6. Aeolian landforms in the lower reaches of the Pechora River.

(а) — overgrown dune on Kuya River east of Naryan-Mar city (K in fig. 1); (б) — sandy residual hillocks armoured by cobbly gravel west of the Pechora mouth; (в) — wind-eroded tiny residual cones on the crest of a glaciotectonic ridge at Vashutkiy Lakes (68°5' N., 61°38' E; B in fig. 1) (Astakhov, Svendsen, 2011).

приливные и штормовые текстуры, а также глинистые прослой — неизбежные результаты прибрежной сепарации обломочного материала (Reineck and Singh, 1980). Против морского генезиса также обрывки тундровых почв и отсутствие следов эрозии прибрежными льдинами, неизбежных на заполярном берегу.

Пески пачки Д с криотурбациями вдоль кровли выполняют несколько ложков, врезанных в подстилающие осадки. Разрез венчается прерывистым слоем голоценового торфа (пачка Е), до 3—4 м мощности в понижениях. Местами подошва торфа уходит под уровень моря, указывая на субэральный перерыв до начала современной трансгрессии моря. Из торфа получены радиоуглеродные даты от 10 до 7.4 тыс. л. Но все десять AMS ^{14}C -дат из подстилающих отложений показали запредельный возраст. OSL датирование дало значения в интервале 52—32 тыс. л. н. для озерной линзы пачки В, 19 и 19.4 тыс. л. в niveo-эоловом песке пачки Г, 12.7 и 14.9 тыс. л. в дюнном песке пачки Д. Сильная выветрелость базального диамиктона пачки В подразумевает длительную субэральную экспозицию (Mangerud et al., 1999; Астахов, Свенсен, 2011).

Наконец, эоловое происхождение прибрежной песчаной толщи выдает и ее характерная форма залегания в виде пологих крупных задернованных дюн восточнее Нарьян-Мара (рис. 6, (а); К на рис. 1). Показательно, что эта дюнная толща, выполняющая прибрежные низины вдоль всего юго-восточного побережья Баренцева моря, находится в непосредственной близости от края последнего ледникового покрова Баренцева моря (рис. 1) и, вероятно, связана с катабатическими (стоковыми) ветрами с этого ледникового щита.

На прилегающих возвышенных плато береговая дюнная толща сменяется совсем другими субэральными образованиями, а именно — дефляционными останцами, особенно яркими в Малоземельской тундре, где они ранее картировались как камы (Лавров, Потапенко, 2005). Их коническая форма с вогнутыми (а не выпуклыми) профилями склонов (рис. 6, (б, в)) и наличие бронирующего плаща из обильного крупнообломочного материала ясно указывают на их останцовый характер. Коренной источник этих валунно-галечных плащей выявляется мелкими горными выработками, вскрывающими крутопадающие контакты интенсивно дислоцированных морских песков и галечников в составе напорной морены (Astakhov, 2014).

5.3. Покровные пески

Развеянные песчано-галечные плато, сложенные морскими и флювиогляциальными отложениями, дислоцированы последним ледником, местами оста-

вившим маломощную морену. Они кое-где прикрыты прерывистым плащом буровато-желтых покровных песков мощностью от 1 до 5 м, выстилающих склоны долин Нижней Печоры и ее правых притоков (Mangerud et al., 1999). Ранее эти мелкие пески истолковывались как осадки обширных позднеледниковых озер, которые якобы затопливали все аллювиальные террасы (Лавров, Потапенко, 2005). Эта интерпретация ошибочна ввиду следующих особенностей этих песков (рис. 7).

1. Тонкая горизонтальная слоистость за счет прослоек крупного алеврита через 1—3 см сопровождается оржавленными вертикальными следами травянистых корнеходов. При этом, независимо от положения разрезов в рельефе, отсутствуют типовые водно-осадочные текстуры такие как рябь течения и косая слойчатость, а также характерные признаки водной сепарации в виде гравийно-галечных и глинистых прослоев.
2. Рыхлость и окисные тона окраски, связанные с железистой рубашкой песчаных зерен, что характерно для субэзерных, а не водных отложений.
3. Часто встречающиеся внутриформационные мелкие клинья морозного растрескивания, нереального для подводных условий.
4. Массивные пятнистые прослой толщиной 10—15 см с трещинами и железистыми пятнами — признаками криоаридного педогенеза.
5. Резкие контакты между слоями разной зернистости вместо нормальной градации.
6. Очень показательны микроскопические (0.5—1 см) каплевидные волны в подошвах многих слоев песка, которые, по мнению голландских геологов, пристально изучавших покровные пески, являются следами летнего вытаивания снега, переносившегося ветром вместе с песком в приземном слое (Schwan, 1986).

Все эти особенности, наблюдавшиеся и в современных песках узкого гранулометрического диапазона на Аляске, привели к определению генезиса покровных песков как niveo-эоловых (niveo-aeolian, Koster, 1988). Впервые в России нами этот подтип эоловых отложений наблюдался в бассейне Нижней Печоры и в меньших объемах на севере Западной Сибири (рис. 7). По многочисленным литературным данным его легко проследить в так называемом Песчаном поясе вдоль границы последнего ледникового покрова от Восточной Англии до берегов Баренцева и Карского морей (Kasse, 1997; Zeeberg, 1998; Астахов, Свенсен, 2011).

Для понимания устройства перигляциального осадочного покрова Севера важны смены по латерали

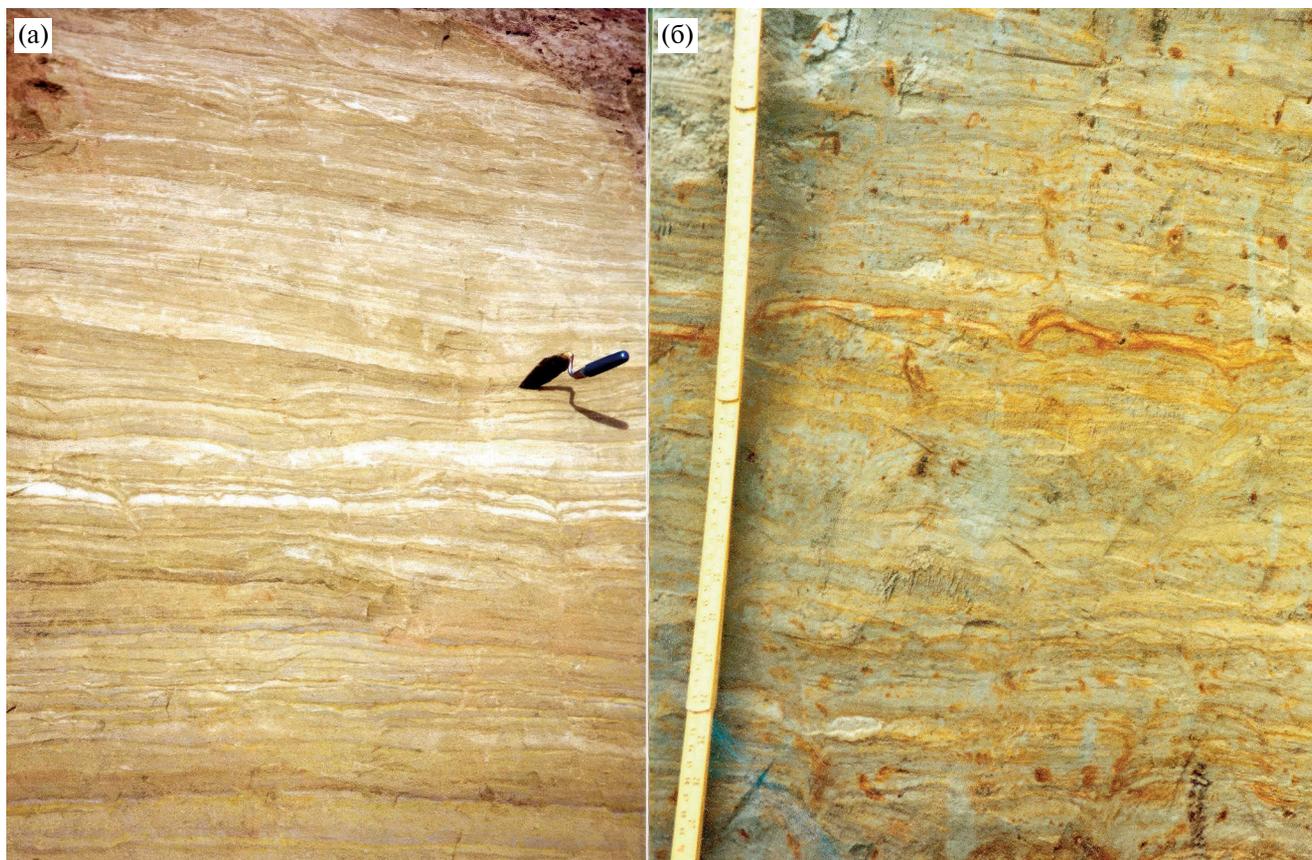


Рис. 7. Покровные пески нивейно-эолового происхождения. (а) — западный берег Коровинской губы в устье Печоры ($68^{\circ}25'$ с. ш., $53^{\circ}22'$ в. д.; К_о на рис. 1), (б) — карьер в Аксарке, правый берег Оби (Полярный круг; А_к на рис. 1) (Astakhov, 2014). Типичны резкие контакты между слоями тонкого песка и темного алеврита, мелкие морозные трещины (а), каплевидные нарушения и травянистые корнеходы (б).

Fig. 7. Niveo-aeolian sands. (a) — western beach of the Korovinstaya Estuary at the Pechora River mouth ($68^{\circ}25'$ N., $53^{\circ}22'$ E; K_o in fig. 1), (б) — sand pit in Aksarka, southern bank of the Ob River (Polar Circle; A_k in fig. 1) (Astakhov, 2014). Note the sharp boundaries between thin bands of fine sand and dark silt, tiny frost cracks (a), droplet disturbances and weed rootlets (б).

лессоидов мелкими покровными песками (рис. 4, (а)), а последних — более грубыми дюнными песками (рис. 8). Такие замещения, вероятно, указывают на непостоянный режим ветров в приледниковой зоне и определенную зональность ветровой деятельности. Прослеживается постепенная смена по латерали тонкослоистых покровных песков к северо-западу древними дюнами, а к юго-востоку, ближе к Уралу — плащами массивных лёссовидных алевритов. То есть наблюдаемое распределение крупности обломочного материала обратно ожидаемому для водоема: более грубые и молодые дюнные пески залегают на самых низких отметках вдоль современного берега моря, а более тонкие и древние лёссовидные алевриты преобладают вдоль Уральского кряжа (Астахов, Свенсен, 2011). Эти перенесенные ветром осадки нередко обнаруживаются в одних разрезах с солифлюкцион-

ными диамиктами (рис. 4, (б)), образуя характерную северную формацию (рис. 3).

При этом дюнные пески чаще налегают на покровный слой (рис. 5, 8). Относительно более молодой возраст дюнных скоплений подтвержден и хронометрией. Из покровного песка термолюминесцентные даты в разрезе Мархида (Ма на рис. 1) показали 14.9—12.5 тыс. л., а более современный оптико-люминесцентный (OSL) метод на Тиманском Берегу (ТБ на рис. 1) показал возраст около 19 тыс. л. (Mangerud et al., 1999). OSL даты из нивейно-эоловых песков дали возрасты 20 и 17 тыс. л. за Уралом (Astakhov, 2014), а на палеолитических стоянках Мамонтова Курья и Бызовая (МК и Б на рис. 1) — 20—14 тыс. л. в верхах разреза (Свенсен и др., 2008) и 32—29.5 тыс. л. в нижней нивейно-эоловой пачке Бызовой (рис. 9).



Рис. 8. Тонкослоистые, уплотненные, покровные пески (А), перекрытые рыхлым дюнным песком с наклонной слоистостью (Б) на левом берегу р. Куи, у моста (67°33' с. ш., 53°20' в. д.; К на рис. 1).

Fig. 8. Finely stratified, dense coversand (A), overlain by diagonally bedded loose dune sand (Б) on Kuya River near the bridge (67°33' N, 53°20' E; K in fig. 1).

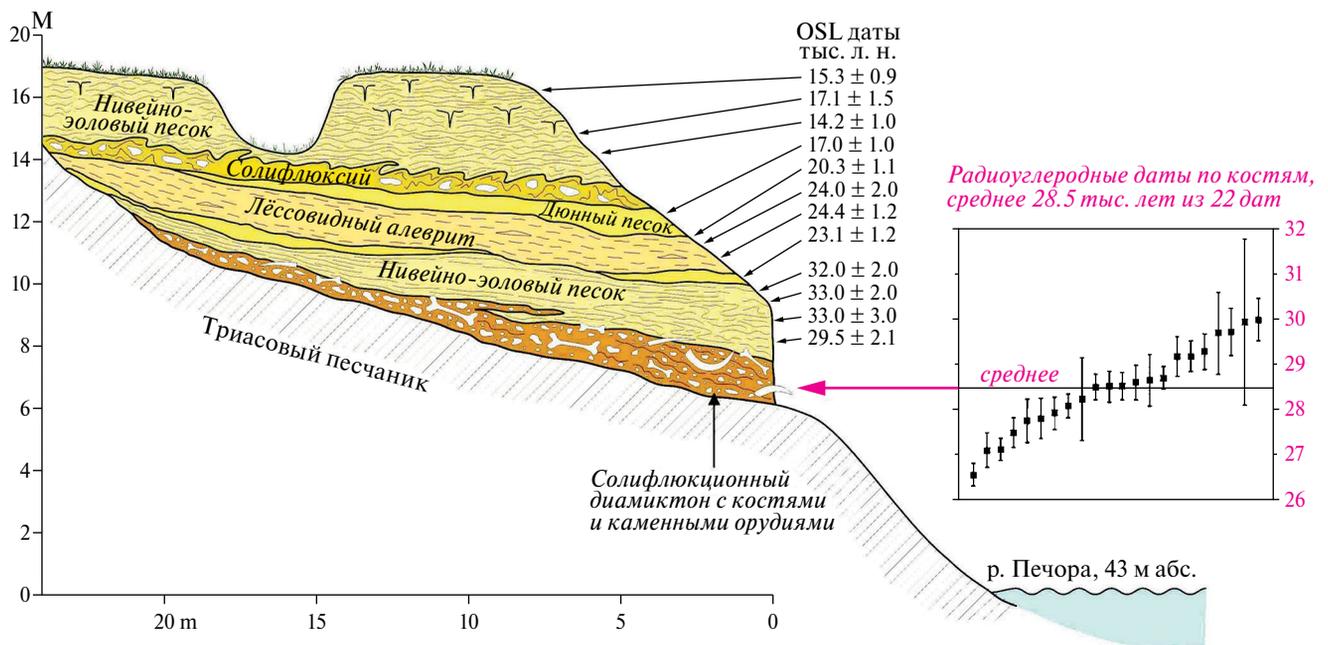


Рис. 9. Разрез палеолитической стоянки Бызовая на правом берегу Печоры (65° с. ш.; Б на рис. 1), показывающий интерстадиальный солифлюкционный диамиктон с мамонтовой фауной и орудиями ранней поры верхнего палеолита, перекрытый субаэралью серией аридного перигляциала по (Svendsen et al., 2008; Heggen et al., 2012). ¹⁴C-даты не калиброваны.

Fig. 9. Section of Palaeolithic site Byzovaya on the eastern bank of the Pechora River (65° N; Б in fig. 1). Interstadial soliflucted diamicton with mammoth bones and tools of early Late Palaeolithic overlain by subaerial sequence of arid periglacial after (Svendsen et al., 2008; Heggen et al., 2012). ¹⁴C dates not calibrated.

Эти даты означают, что нивейно-эоловая седиментация — чисто плейстоценовое явление ледникового климата, тогда как скопления дюнных песков формировались и в начале голоцена. Раннеголоценовая аридизация с образованием покрова “теплого” лёсса 9—8 тыс. л. н. отмечалась и для Западной Сибири (Astakhov, 1991).

5.4. Перигляциальная обстановка на междуречьях

Палеогеографическую ситуацию на северо-востоке Европейской России второй половины позднего неоплейстоцена яснее всего освещает устройство северной перигляциальной формации в детально изученном разрезе палеолитической стоянки Бызовая, которая обнаружена в заполненном обломочным материалом древнем логе на уровне 2-й террасы Печоры (Свенсен и др., 2008; Heggen et al., 2012). Здесь вскрыты и геохронометрически датированы взаимоотношения главных элементов внедолинного перигляциального комплекса (рис. 9). Важно, что многолетними усилиями получена надежная статистика радиоуглеродных и оптико-люминесцентных дат. Выяснилось, что так называемый бызовской интерстадиал с множеством ориньякоидных артефактов и обилием мамонтовой фауны отмечен солифлюкционными потоками в результате частичной деградации вечной мерзлоты примерно 31—35 тыс. астрономических лет назад. Богатый органикой слой эпохи прохладного и относительно гумидного климата перекрыт почти немymi эоловыми отложениями — индикаторами сухого и холодного климата в интервале 30—15 астрономических тыс. л. н. Эта палеогеографическая ситуация подтверждена разрезами водноосадочных отложений (раздел 7).

Верхнеплейстоценовые эоловые образования прослежены и датированы также за Уралом на Западно-Сибирской равнине севернее 60° с. ш. (Astakhov, 2014). При этом лёссовидные алевриты распространены ограниченно в виде полос, обрамляющих с подветренной стороны (с востока и юга) главные речные артерии, которые очевидно, являлись барьерами для движущихся в приземном слое эоловых песков (Astakhov, 1992). Так, лёссовидные алевриты, обычные в урманной тайге на террасах южнее широтного отрезка Оби, севернее его сменяются сухими, заросшими сосной и кедром дюнами типа описанных ранее на Оби у Тундрин (Ту на рис. 1) и ниже по течению (Астахов, 1989). Междуречные пространства к северу от 61° с. ш. по большей части покрыты перевейными покровными и дюнными, а местами и гривными песками, что послужило по-

водом для А. А. Величко с соавторами (2007) представить Западно-Сибирскую равнину в облике позднеледниковой пустыни.

Эта концепция вполне применима к Печорскому бассейну, где наряду с мощной ветровой эрозией отмечено и отсутствие остатков мегафауны в интервале 24—15 тыс. л. н. (Mangerud et al., 1999; Астахов, Свенсен, 2011). Однако для Западной Сибири, удаленной от Баренцевоморского ледникового щита, это явное преувеличение, что следует из многочисленных находок на поверхности остатков мамонтовой фауны с радиоуглеродным возрастом 25—9.5 тыс. л. (Болиховский, 1987; Astakhov, 2014). В нижнем течении Оби “по 19 образцам костей мамонта получены даты в диапазоне от 50 до 15 тыс. кал. л. н., причем $\frac{2}{3}$ из них находятся в пределах 30—20 тыс. кал. л. н.” (Зольников и др., 2021, с. 18). Кроме того, на субполярной Оби недавно обнаружены следы палеолитических охотников (там же). Поэтому на севере Западно-Сибирской равнины для последнего ледникового цикла более вероятно существование не пустыни, а перигляциальной высокотравной тундростепи с достаточной кормовой базой для млекопитающих, по крайней мере, вдоль речных артерий. Это подтверждается и разрезами на широтной Оби (см. раздел 8).

Наконец, необходимо учесть взаимоотношения лёссовидов с просадочными формами деградации многолетней мерзлоты, которые присутствуют по всей перигляциальной зоне, например, давно описанный на Русской и Западно-Сибирской равнинах западный и полигонально-блочный микрорельеф (Бутаков, 1986). Особенно выразительны криогенные формы в северной перигляциальной зоне, где мощная мерзлота подвергалась деградации путем развития локальных поверхностных таликов, особенно термокарстовых озер (Astakhov, 1995). Широко распространен, особенно в Западной Сибири, “вырезной” ландшафт латерально мигрирующих термокарстовых озер (Заррина и др., 1961). Но самые яркие формы прежних термокарстовых озерков в виде изолированных мелкопесчаных холмов образованы инверсией рельефа в результате усадки оттаявшей многолетнемерзлой равнины. Они прекрасно видны на аэро- и космических снимках, но зачастую ошибочно принимались за ледниковые формы (Астахов, 1998).

Эти овалы караваяобразные холмы повторяют округленные термоэрозией очертания тундровых озер, образуя регулярную систему и даже сохраняя общую северо-западную ориентировку, обычно связанную с инсоляционной или ветровой асимметрией озерной термоэрозии. Зеркальное отражение тундровой низменности с множеством мелких

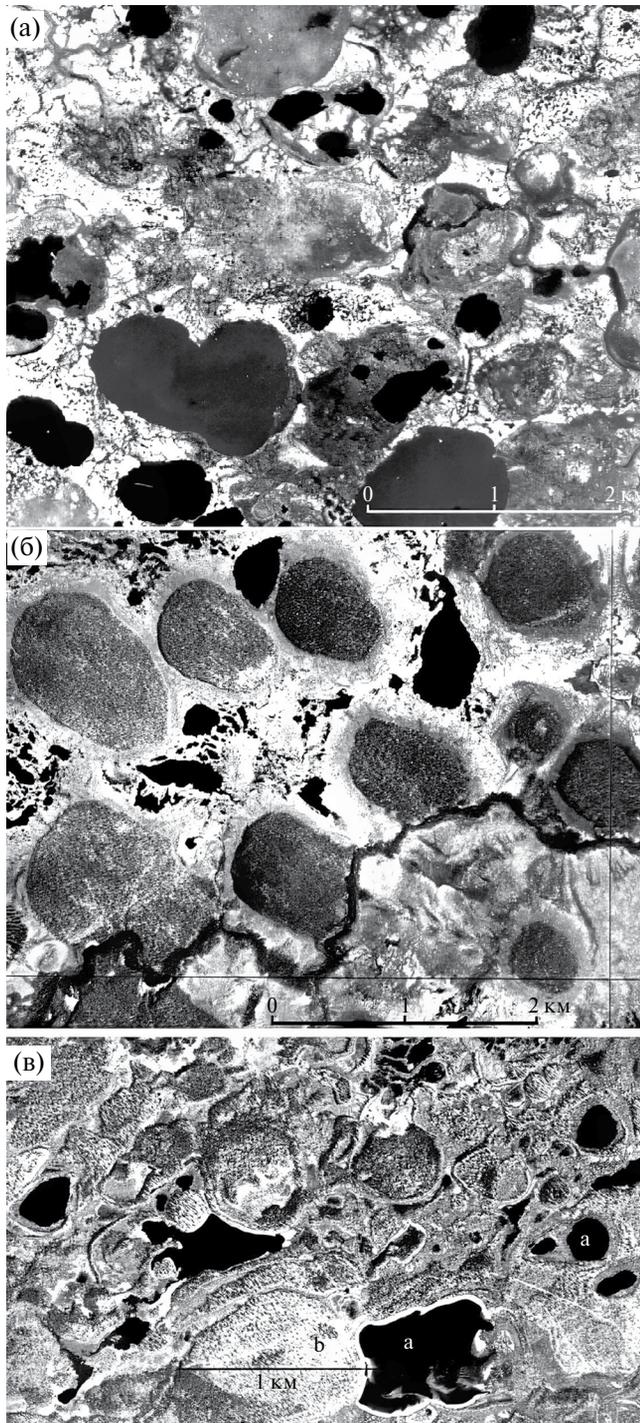


Рис. 10. Зеркально подобные рисунки перигляциальных ландшафтов на аэрофотоснимках м-ба 1:50 000 по (Астахов, 1998). (а) — современные термокарстовые озера (черное) и их осохшие днища (серое) на мерзлой равнине у берега Баренцева моря, 68°30' с. ш., 55°20' в. д.; (б) — результат термокарстовой инверсии рельефа протаявшей правобережной террасы Печоры в 240 км к югу: лепешковидные залесенные холмы высотой 5—10 м (темно-серые), сложенные тонкими озерными песками; (в) — аналогичный инверсионный рельеф на протаявшем песчаном плато Сибирских увалов 63° с. ш., 82° в. д.

термокарстовых озер (рис. 10, (а)) в инверсионном рельефе залесенных талых равнин (рис. 10, (б, в)) демонстрирует значение прошлой перигляциальной обстановки для развития морфологии современного ландшафта. Две радиоуглеродные даты 33.520 ± 470 (ЛУ-513А) и 34.540 ± 1570 (ЛУ-513В), полученные по торфу из аллювия с палеокриогенными структурами под овоидными скоплениями мелкого песка (Лавров, Потапенко, 2005) относятся к частичной деградации мерзлоты в средневалдайское время. К сожалению, в Печорском бассейне нет описаний разрезов самих инверсионных холмов. Но с ними можно познакомиться в центре Западно-Сибирской равнины (раздел 8).

6. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АЛЛЮВИАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

На аллювиальный процесс в перигляциальной обстановке существенно влияют региональные особенности, в том числе общий уклон местности и колебания уровней бассейнов-приемников аллювиального обломочного материала. Классический перигляциальный аллювий изучен на крупных реках центра Русской равнины бассейнов Черного и Каспийского морей, особенно в долинах Камы и Волги, где преобладало констративное накопление тонкослоистого мелкозема, переслаивающегося по бортам долин со склоновыми и эоловыми отложениями (Васильев, 1980; Бутаков, 1986). На древнеледниковом Севере все реки относятся к бассейну Ледовитого океана, откуда периодически надвигались покровные ледники. Они своими плотинами существенно усложняли флювиальную историю и временами обращали сток на юг в бассейн Каспийского моря (Заррина и др., 1961; Astakhov, 1991, 2006; Panin et al., 2020).

Строение аллювия второй половины позднего неоплейстоцена в бассейнах Печоры и Оби лучше всего изучено во 2-й надпойменной террасе, образовавшейся в эпоху свободного стока на север. В обоих регионах преобладала перстративная аккумуляция с выраженными русловыми, пойменными

←

Fig. 10. Mirrored pattern of periglacial landscapes in airphotos of 1:50 000 scale after (Astakhov, 1998). (a) — modern thermokarst lakes (black) and their dry floors (gray) on the perennally frozen lowland along the Barents Sea coast 68°30' N, 55°20' E; (б) — thawed Pechora River terrace 240 km to the south: flatbread-like forested hummocks 5—10 m high (dark gray) built of fine limnic sand resultant from thermokarst inversion of shallow lakes; (в) — similar inversion topography of the thawed sandy plateau in the Siberian Uvaly (63° N, 82° E).

и старичными фациями. Но в бассейне Печоры эта терраса цокольная с сокращенной мощностью аллювия и распластанным по латерали русловым аллювием, отложенным в многочисленных протоках разветвленного русла. Такая фуркация русла типична для многолетнемерзлого ложа реки. В бассейне Оби цоколь обычно не обнажается, а большая часть руслового аллювия скрыта под урезом современных рек.

Только на Енисее удалось наблюдать типичный перигляциальный аллювий классического типа, аналогичного описанному в бассейнах Волги и Камы (Бутаков, 1986). На Приполярном Енисее это неоднократно описанная у с. Конощелье толща мелких тонко горизонтально слоистых песков палево-желтого цвета, местами с характерной плетенчатой слоистостью, в которой кроме мелкого растительного детрита нет ни глинистых, ни гравийных прослоек (Кн на рис. 1). В верхней части разреза наблюдается слой с инволюциями, в котором по растительному детриту получена конвенциональная ^{14}C -дата 32400 ± 500 л. н. (ГИН-99). На этом основании пески ранее были отнесены к конощельскому похолоданию в интервале $33\text{—}30$ ^{14}C ($37.5\text{—}34.5$ калиброванных) тыс. л. (Кинд, 1974). Однако впоследствии из этих песков получены две запредельные AMS и три OSL даты около 76 тыс. л. (Астахов, Мангеруд, 2007).

А в соседнем обнажении в с. Полой аналогичные пески с многочисленными моховыми прослойками дали серии AMS дат от 47 до 32 тыс. некалиброванных ^{14}C лет и OSL возрастов в интервале $53\text{—}41$ тыс. л. Помимо скудости древесной пыльцы, важным индикатором являются полностью отсутствующие в этих песках обломки древесины, хотя в пойменном аллювии бревна изобилуют (Астахов, Мангеруд, 2007). Этот холодный аллювий представляет древний цоколь 2-й террасы, поскольку он по фациальному облику и по датам совсем не похож на аллювий 2-й террасы Западной Сибири, в котором обычно видны старичные глины и косослоистые пески русловых фаций.

7. ВОДНО-ОСАДОЧНЫЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛ ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА

Эоловые отложения последнего перигляциала в долинах Печорского бассейна в большинстве случаев залегают на перстративном аллювии 2 и 3-й надпойменных террас, который местами расклинивается языками солифлюксия. Здесь 2-я терраса обычно цокольная, а ее аллювий мощностью до $10\text{—}15$ м не достигает мощности голоценового аллювия Печоры. В террасовом аллювии преобладала перстративная аккумуляция. В составе аллювия 2-й террасы

обычны русловые фации с мультисерийными сериями грубого песка с гравием, отражающими характерное для мерзлотных условий дробление и разветвление русла. Тонкопесчаная пойменная часть редуцирована до $0.5\text{—}1$ м мощности, а старичная фация часто отсутствует. Повсеместно отмечены псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам (ПЖЛ).

Характерный разрез представлен в карьере Ярей-Шор на р. Колве ($66^{\circ}48'$ с. ш., $56^{\circ}55'$ в. д.; Я на рис. 1). Здесь получены OSL даты 29.5 ± 1 , 25.3 ± 1.5 , 15.9 ± 1.1 , 15.5 ± 1.3 тыс. л. (Астахов, Свенсен, 2011) в дополнение к ^{14}C -дате $27\ 150 \pm 300$ тыс. л. по кости мамонта (ЛУ-3971) (Mangerud et al., 1999). Другие разрезы аллювия II террасы дали ^{14}C -даты в интервале $37\text{—}24$ тыс. л., в основном по костям. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца травянистых растений и кустарничков. Таким образом, аллювий 2-й террасы несет отчетливые признаки безлесной перигляциальной обстановки с пониженным расходом рек, фуркацией русел и низкими паводками. Поверхность террасы прикрыта либо лёссовидным алевритом, либо эоловым песком, который у тылового шва местами переслаивается с мелким аллювиальным песком (Никольская, 2006).

Аллювий 1 террасы с радиометрическим возрастом от 17 до 11 тыс. л. (^{14}C и OSL), хотя и меньшей мощности, чем пойменный, по фациальному составу уже от него не отличается, что заметно по присутствию старичных глин с органикой, например, в известном разрезе у дер. Денисовки (Лавров, Потапенко, 2005). Этот аллювий, наряду с впадинами осохших термокарстовых озер, отмечает позднеледниковый этап начала таяния мерзлоты и резкого увлажнения климата, что видно и по пыльцевым спектрам разреженных березовых лесов (Никольская, 2006; Астахов, Свенсен, 2011). Повышенная водность рек, по-видимому, имеющая межрегиональное значение, проявлена в аномально больших меандрах, которые особенно заметны в умеренных широтах Русской равнины и Западной Сибири (Сидорчук и др., 2008).

Аллювий 2-й террасы является важным стратиграфическим репером (рис. 11), так как содержит большинство находок мамонтовой фауны и даже самую древнюю палеолитическую стоянку Мамонтова Курья в северной тайге на р. Усе (Полярный круг, МК на рис. 1). Грубозернистые русловые фации с артефактами в основании террасы на Мамонтовой Курье отлагались $50\text{—}38$ тыс. OSL л. н., а содержащиеся в них мамонтовые кости имеют возраст от $37\ 360 \pm 630$ (ЛУ-4001) до $34\ 920 \pm 1040$ (ЛУ-3994) некалиброванных ^{14}C тыс. л. Вышележащие мелкие речные пески дали серию из 8 последовательных AMS ^{14}C -дат по остаткам

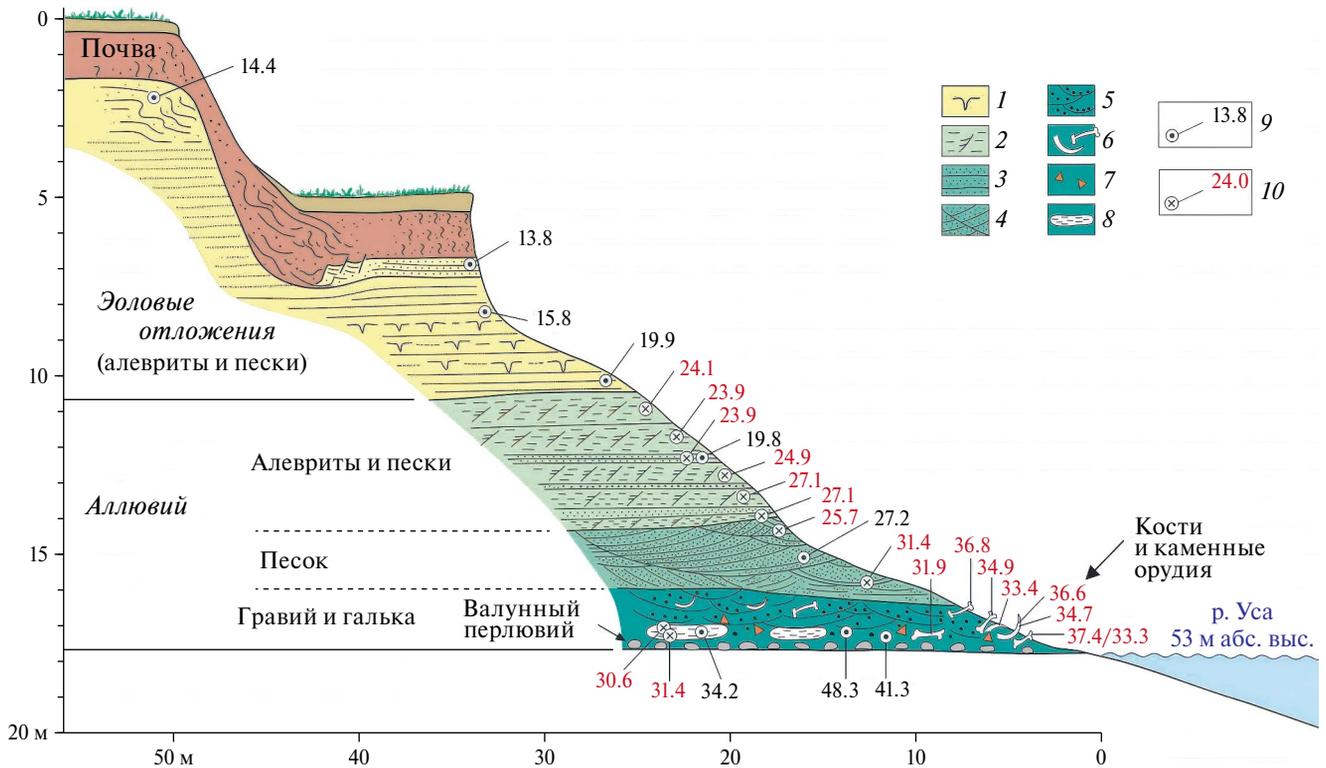


Рис. 11. Разрез 2-й террасы р. Усы на палеолитической стоянке Мамонтовая Курья (Полярный круг, МК на рис. 1). Свидетельство последникового речной и эоловой седиментации в перигляциальных условиях в интервале 40—14 тыс. л. н. по (Svendsen, Pavlov, 2003). 1 — мелкая псевдоморфоза; 2 — алевроит с рябью; 3 — горизонтально слоистый песок; 4 — диагонально слоистый дюнный песок; 5 — косослоистый гравий; 6 — кости и бивень; 7 — каменные орудия; 8 — комья алевроита; 9 — OSL дата (кал. л. н.) $\times 10^3$; 10 — радиоуглеродная дата ^{14}C (л. н.) $\times 10^3$.

Fig. 11. Section of the 2nd terrace of Usa River at the Palaeolithic site Mamontovaya Kurya (Polar Circle, MK in fig. 1). Evidence of postglacial fluvial and aeolian sedimentation in periglacial environment 40 to 14 ka BP after (Svendsen, Pavlov, 2003). 1 — small ice-wedge cast; 2 — rippled silt; 3 — horizontally bedded sand; 4 — cross-bedded dune sand; 5 — cross-bedded gravel; 6 — bones and tusk; 7 — stone tools; 8 — silty lumps; 9 — OSL date (ka BP) $\times 10^3$; 10 — radiocarbon date ^{14}C (BP) $\times 10^3$.

мха в интервале от 31 до 24 (35—28 калиброванных) тыс. л. н. Из завершающих плейстоценовый разрез покровных эоловых песков и алевроитов, субстрата современной почвы, получены OSL даты от 20 до 14 тыс. л. н. (Mangerud et al. 1999; Svendsen and Pavlov, 2003).

Этот разрез по количеству дат, несомненно, один из опорных для верхнего неоплейстоцена Северо-Востока Русской равнины (рис. 11). С палеогеографической точки зрения интересна сокращенная спорово-пыльцевая диаграмма аллювия, показывающая безлесную обстановку с минимумом древесной пыльцы и преобладанием трав, особенно злаков, полыней и маревых, в интервале 38—24 (42—28 тыс. калиброванных) ^{14}C тыс. л. (рис. 12). Она хорошо согласуется с тундрово-степной, типично перигляциальной обстановкой в брянском интерстадиале 33—24 ^{14}C тыс. л. н., реконструированной для Центральной России (Markova et al., 2002), и даже продлевает ее на 5 тыс. л.

В более длинном разрезе озерных отложений скважины Ямозера в еловой тайге (65°01' с. ш., 50°40' в. д.), все спорово-пыльцевые зоны от лесотундры на уровне 60 тыс. люминесцентных лет назад до подошвы голоцена показывают безлесные тундровые и степные ландшафты (Henriksen et al., 2008).

Все эти результаты находятся в явном противоречии с предложенными для нижней Печоры березово-еловыми и елово-березовыми лесами аноргинского (50—48 тыс. ^{14}C л. н.), урдюжского (42.5—39.5 тыс. ^{14}C л. н.) и тырыбейского потеплений (38—34 тыс. ^{14}C л. н.), выделенных на основании традиционного радиоуглеродного датирования спорово-пыльцевых зон (Лавров, Потапенко, 2005). Представляется, что большинству использованных для этого датирования проб присвоены возрасты за пределом возможностей радиоуглеродного метода, полученные из отложений древнее средневалдайских.

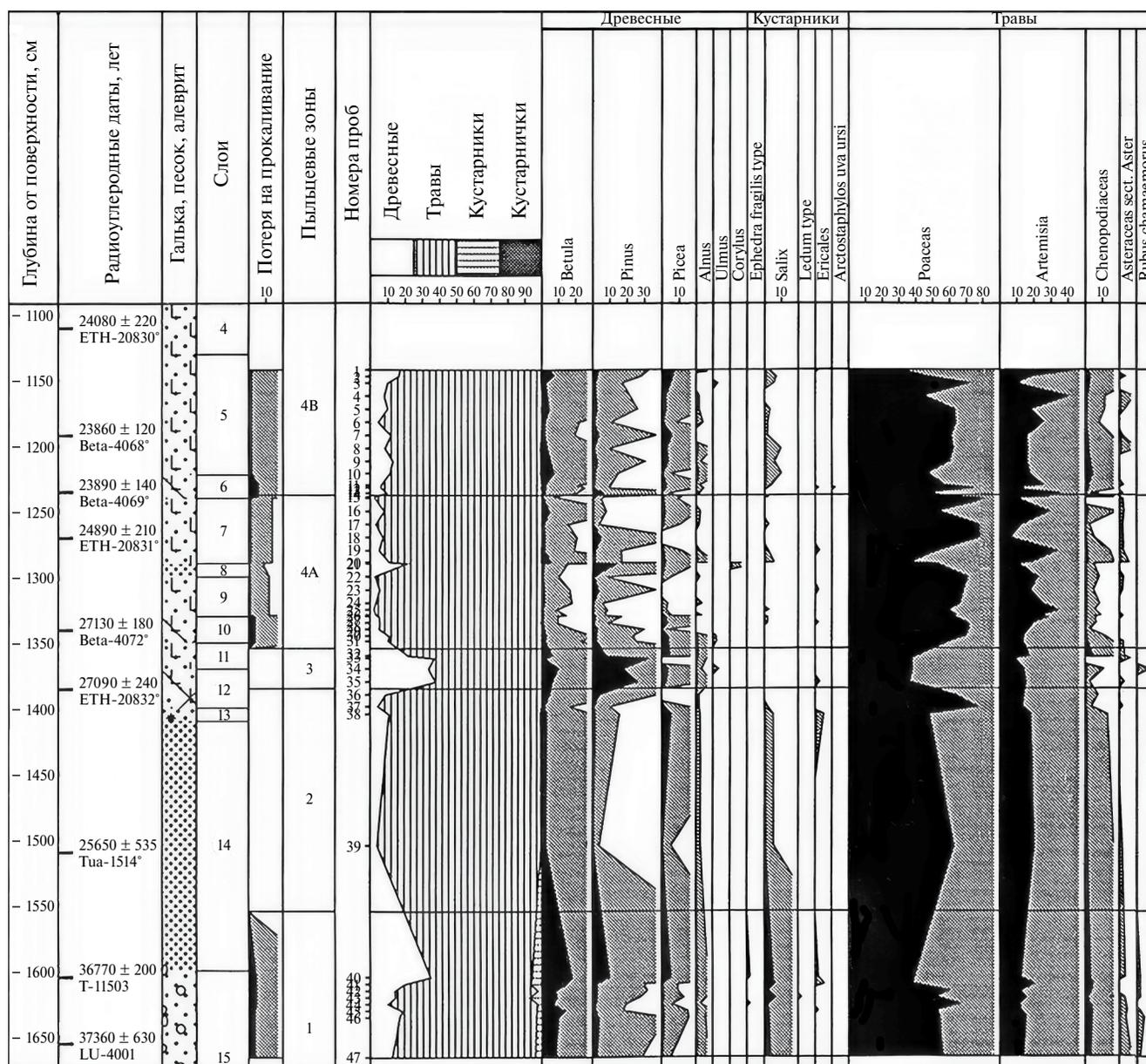


Рис. 12. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Мамонтова Курья в современной северной тайге (МК на рис. 1), показывающая тундрово-степной ландшафт вдоль р. Усы в интервале 40–24 тыс. л. н. (Halvorsen, 2000).

Fig. 12. Pollen diagram of the Mamontovaya Kurya (MK in fig. 1) sequence indicating tundra-steppe landscapes along Usa River at 40 to 24 BP in modern northern boreal forest (Halvorsen, 2000).

8. ПРИДОЛИННЫЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

С взаимоотношениями отложений инверсированных термокарстовых озер с лёссовидными породами и псевдоморфозами по ледяным жилам можно познакомиться на широтной Оби. Они специально изучались в 1980-х гг., когда гипотеза позднезырянского приледникового озера с отметкой уровня до 130 м абс. высоты приобрела особую популярность. Осадки такого озера предполагались в изобилии

в центре Западной Сибири с отметками речных террас не более 70 м (Палеогеография..., 1980). Однако никаких глубоководных осадков на широтной Оби не оказалось. Кроме обычного плаща лёссовидов поверх линз озерных отложений на протоке Мега ниже Нижнеартовска можно видеть лишь отдельные линзы мелководных озерных песков на лёссовидных алевритах с псевдоморфозами по повторно-жильным льдам (рис. 13), а также латеральное замещение лёссовидов водноосадочными песками.

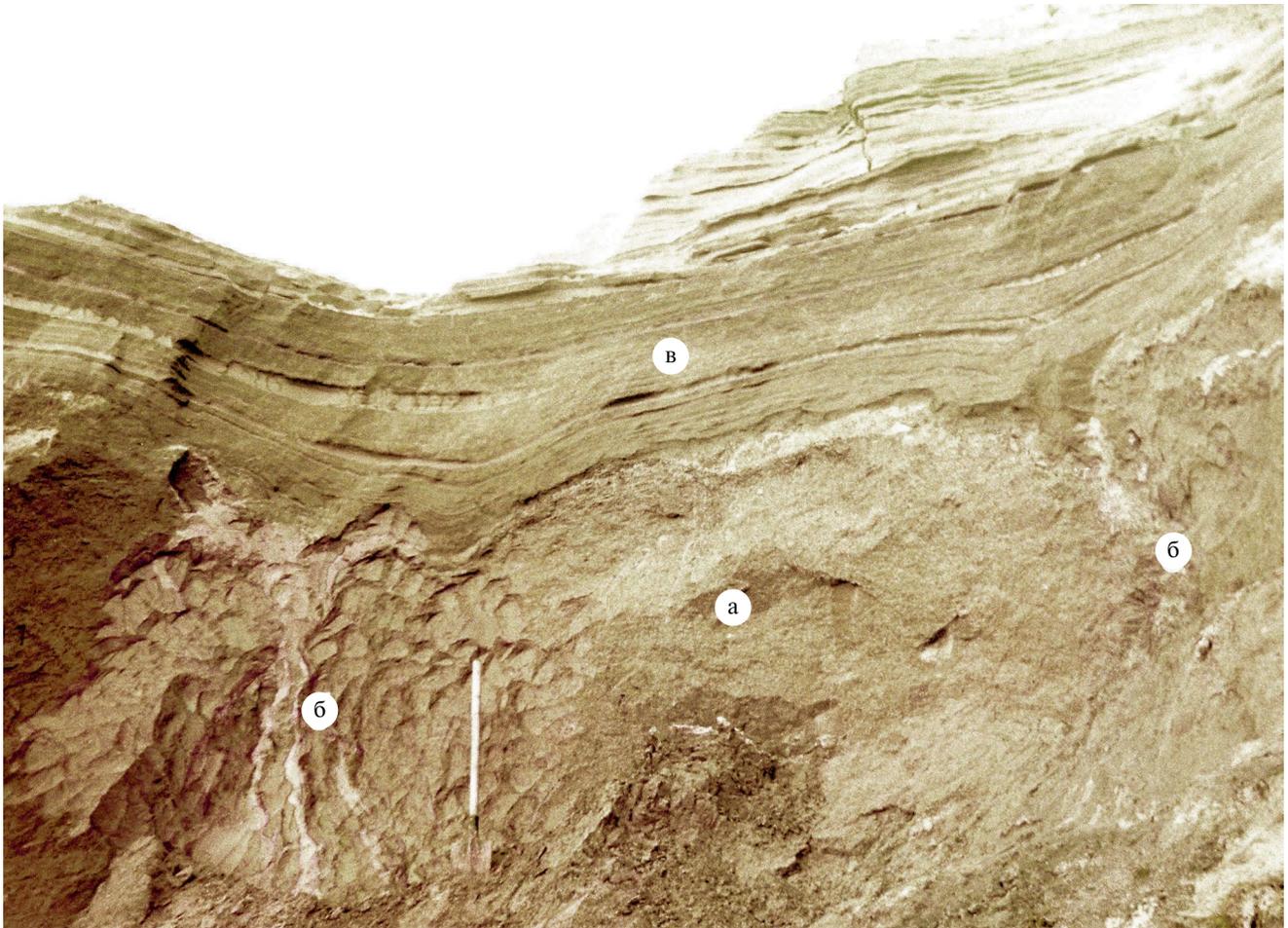


Рис. 13. Обнажение перигляциальных отложений на правом берегу Оби, протока Мега. 61°4' с. ш., 76°20' в. д., низовая часть разреза рис. 14 (а — лёссовидный алеврит, б — псевдоморфоза по ледяной жиле, в — мелкий песок термокарстового озера). Зеленоватые тона алеврита (“мокрый лёсс”) указывают на закисную обстановку эоловой седиментации.

Fig. 13. Periglacial sediments exposed on the northern bank of the Ob River, Mega channel, 61°4' N., 76°20' E, in the downstream part of section fig. 14 (a — loess-like silt, б — ice-wedge cast, в — fine sandy sediment of a thermokarst pond). Greenish colour of the massive silt (“wet loess”) indicates reducing environment of the aeolian sedimentation.

Это наблюдается в разрезе, построенном по 8 широким расчисткам на протяжении 1 км берегового обрыва (рис. 14, (а)). Он показывает сложные взаимоотношения этих типов отложений, залегающих поверх аллювиальной серии 2-й надпойменной террасы (колпашевской, по С.А. Архипову и др. (1980)). Аллювий с ^{14}C -датами по торфу 33.100 ± 2300 (МГУ-ИОАН-132) и 21.900 ± 500 (СОАН-324) л. н. представлен 4-мя пачками. Пачка 8 — косослоистые мелкие русловые пески, 7 — плотные сизые глины и суглинки старичного типа с лентами мелкого песка и комьями намывного торфа. Пачка 5 — промытые средние и мелкие пески, прослоенные лентами серых суглинков, переходящие в коричневый торфянистый ритм, и пачка 6 — микроволнисто-слоистые мелкие пески, засоренные торфянистым детритом.

Пойменные пачки 5 и 6 чередуются в разрезе и по латерали, отражая смену русел и заторфованных водоемов с четко выраженной сезонностью осадконакопления. Самые крупные (шириной до 3 м через каждые 15 м) из многочисленных псевдоморфоз прожилным льдам разбивают кровлю глин пачки 7. Спорово-пыльцевые спектры аллювия показывают безлесную перигляциальную растительность, а в торфянистых прослоях пачки 7 обнаружены остатки леммингов — типично тундровых животных (Архипов и др., 1980).

Вышележащие пачки 1—4 представляют совершенно другую серию мощностью 10—15 м. Главными элементами ее являются пачки 3 и 4. Пачка 3 — это ритмичное переслаивание мучнистых алевритов и белесых тонких песков с линзами

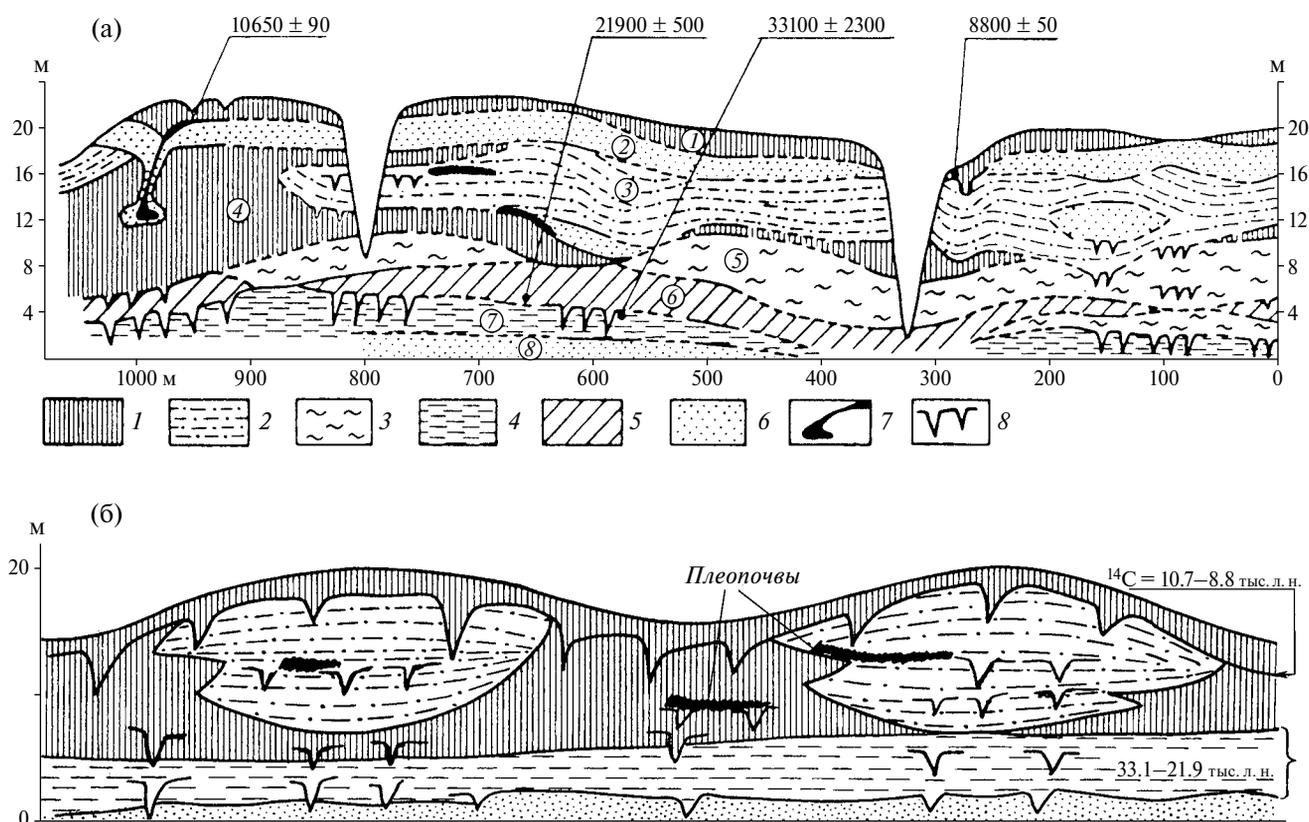


Рис. 14. Разрезы перигляциальных образований верхнего неоплейстоцена на Широтной Оби, 61° с. ш. (а) — низовая часть разреза на протоке Меги в 13 км выше Мегиона (Астахов, 1989), (б) — обобщенный профиль обнажений вдоль протоки Меги по (Astakhov, 2006). 1 — лёссовидный алеврит; 2 — песчаный ритмит; 3 — пески и глины; 4 — глина; 5 — торфяной ритмит; 6 — грубо слоистый песок; 7 — торфянистые почвы; 8 — псевдоморфозы по ледяным жилам. Радиоуглеродные даты по (Архипов и др., 1980). ^{14}C -даты не калиброваны.

Fig. 14. Sections of Late Pleistocene periglacial formations on the Transverse Ob River, 61° N. (a) — downstream part of the Mega sequence at 13 km upstream of the town of Megion (Astakhov, 1989), (б) — generalized profile of sections along the Mega channel by (Astakhov, 2006). 1 — loess-like silt; 2 — sandy rhythmite; 3 — sand and clay intercalated; 4 — clay; 5 — peaty rhythmite; 6 — crudely laminated sand; 7 — peaty soils; 8 — ice-wedge casts. Radiocarbon dates by (Arkhipov et al., 1980). ^{14}C dates not calibrated.

средних песков. В этой быстро выклинивающейся озерной толще отмечено несколько субаэральных перерывов, фиксированных горизонтами инволюций, псевдоморфоз по ПЖЛ и прослоев землистых рыхлых гумусированных суглинков с остатками прижизненно захороненных трав, следами оглеения и другими признаками гидроморфных почв. Она фациально замещается лёссовидными глинистыми алевритами палевого и зеленоватого цвета, местами с прерывистой спутанной слоистостью и с вертикальными корнеходами (рис. 13, (а)). В низовом конце обнажения они полностью замещают пачку 3. Фациальный переход виден в 4—11 м от поверхности, где вскрыты гумусированные лёссовидные суглинки, прослоенные мучнистым алевритом пачки 3. Спорово-пыльцевые спектры показывают беслесную растительность,

которая вблизи озерных линз сменяется березовыми редколесьями.

Разрез венчается облессованным горизонтально-слоистым песком с трещинами усыхания в кровле (пачка 2) и столбчатым бурым лёссовидным суглинком с лесными спектрами и торфянистой почвой в подошве с ^{14}C -датами 8.800 ± 50 (СОАН-951) и 10.650 ± 90 (СОАН-323) л. н.

Под местом отбора пробы для последней даты наблюдалась необычная структура, однозначно указывающая на субаэральное происхождение лёссовидной толщи. Это субвертикальное тело голоценового древесного торфа, мощность которого нарастает вниз от 5—10 см до 50 см на глубине 9—10 м. Рубашку торфяной жилы образуют согласно с ней падающие пески пачки 2. На глубине 9—10 м эти пески и торф скучиваются в гофрированную деляпсивную

брекчию, образующую гнездо не менее 4 м в поперечнике. Это очевидно суффозионная каверна, соединенная с подошвой пачки 1 расширяющимся кверху понором. Современные суффозионные воронки глубиной 1—2 м в изобилии наблюдаются на этой террасовидной поверхности. Вполне вероятно, что вытянувшие жильные льды предшествовали суффозионным просадкам и явились очагами инфильтрации грунтовых вод и коррозии лёссовидного алеврита (Астахов, 1989).

Лёссовидные породы пачки 4 в низовом конце обнажения являются лишь частью их крупного выступа, разделяющего древние озерные ванны. Выше и ниже по течению такие выступы массивных алевритов каждые несколько сотен метров встречаются в обнажениях, в основном в сниженных частях террасовидной поверхности. Эта ситуация отражена на схематическом профиле рис. 14, (а) (Astakhov, 2006).

Ее сочетание с другими разрезами широтной Оби дает обобщенный профиль элементов верхнеплейстоценового перигляциального комплекса, указанных курсивом, поверх более древних четвертичных образований (рис. 15). В целом его можно определить как эолово-термокарстовую формацию, образовавшуюся при деградации плейстоценовой мерзлоты, реликты

которой вдоль широтной Оби вскрываются скважинами на глубине 150—200 м (Земцов, 1976). Эта формация прослежена от обских террас на Аганский увал, где шурфы глубиной до 15 м часто не достигают подошвы глинистого лёссовидного алеврита с остатками гидроморфных почв (Астахов, 1989).

В обнажениях Локосово, Покур, Кирьяс-1 и Кирьяс-2 на Оби лёссовидные породы с прослоями торфянистых почв находятся в меняющихся соотношениях с озерными алевритовыми ритмами. В Кирьясе линзы оторфованных ритмов толщиной 1—3 м залегают в 20 м над урезом Оби в 12—16-метровой толще лёссовидных суглинков. В 10 м ниже по разрезу прослеживается мощная гидроморфная почва с ветками, пнями, шишками ели, остатками мамонтов и лошадей (Архипов и др., 1980). Из нее получены запредельные радиоуглеродные даты, а также уран-ториевая дата около 105 тыс. л. на уровне морской изотопной стадии 5с. При этом палеоботанические данные говорят о ландшафте северной тайги, т.е. о климате холоднее современного уже во время этого (раннезырянского) интерстадиала Сибири (Лаухин и др., 2008). Очевидно, низы лёссовидной толщи здесь существенно древнее, чем в разрезах Меги, Локосово и Покура. Это подчеркивается высоким положением кровли межледникового аллювия в Кирьясе

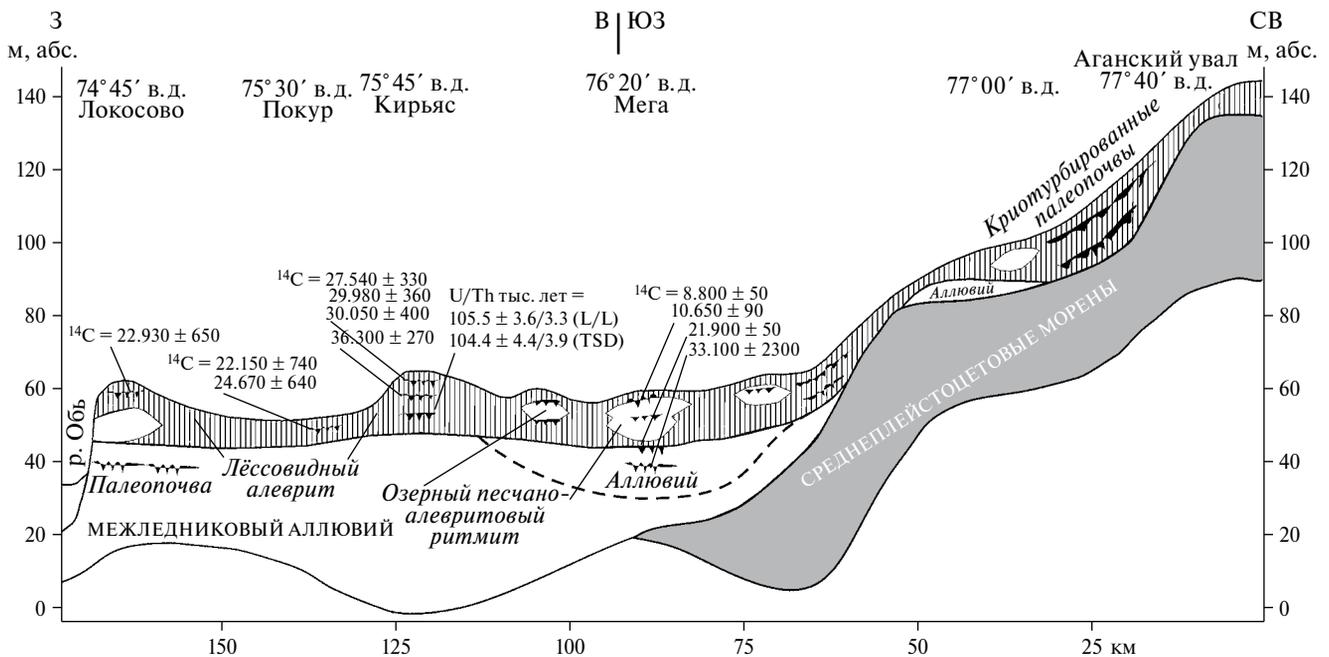


Рис. 15. Перигляциальные образования Широтной Оби по профилю Локосово–Мега–Аган (Астахов, 1989) (61° с. ш.; Л-М-Аг на рис. 1). ¹⁴C-даты не калиброваны.

Fig. 15. Periglacial formations of the Transverse Ob River along profile Lokosovo–Mega–Agan (Astakhov, 1989) (61° N; L-M-Ag in fig. 1). ¹⁴C dates not calibrated.

и отсутствием здесь пойменно-старичных фаций пачек 5—7 Меги.

По палеоботаническим данным нескольких разрезов в центре Западно-Сибирской равнины в средне- и позднезырянское время на месте современной средней тайги преобладали травянистые и ерниковые тундры с ксерофитами, а смещение растительных зон к югу достигало 600—300 км даже во время потеплений (Лаухин и др., 2006).

Эолово-термокарстовая формация (рис. 15), независимая от аллювиального процесса, наряду с палеонтологическими данными свидетельствует, что время последнего (зырянского) ледникового цикла здесь преобладала тундро-степь с активной садкой взвешенной эоловой пыли. Эоловая аккумуляция прерывалась гумидными эпизодами с формированием торфянистых почв на многолетней, но не предельно ожесточенной мерзлоте, и образованием множества мелких термокарстовых озер. Именно эти озера наряду с речными артериями инициировали частичную деградацию вечной мерзлоты в субарктической части Западной Сибири при сохранении мощной монолитной мерзлоты в Арктике (Astakhov, 1995). При ее окончательной оттайке южнее Полярного круга льдистые эоловые алевриты просели на глубину 5—10 м, а талые осадки термокарстовых озер выделились в виде плоских изометричных холмов типа изображенных на рис. 10.

Проблема возраста перигляциального комплекса решается с учетом глубокого (150—200 м) надмерзлотного талика, известного в центре Западной Сибири (Земцов, 1976), но отсутствующего в Арктике с монолитной мерзлотой. Этот талик означает, что в процессе голоценового потепления кровля вечной мерзлоты южнее Полярного круга навсегда оторвалась от слоя сезонного промерзания. Момент перехода основной мерзлой толщи в реликтовое состояние явился началом региональной инверсии рельефа с образованием бугристого лёссово-термокарстового ландшафта, типичного для придолинных низин Субарктики (рис. 10, (б, в)). На месте вытаявавших ледяных жил формировались торфяники, которые гораздо позже проваливались в суффозионные поноры. Нижнеголоценовые торфяники и холмы озерных осадков покрылись 1—2 м слоем “теплого” лёсса с норами грызунов и без признаков мерзлоты (пачка 1), а главное — без признаков латерального выклинивания. Это означает, что основная инверсия рельефа произошла после аккумуляции пачки 1, вероятно, позднее 8 тыс. л. н. (Astakhov, 1995).

В ключевых для понимания палеогеографии позднего неоплейстоцена разрезах 2-й террасы, описан-

ного выше на Широтной Оби, 61° с. ш. (Астахов, 1989), и на Тоболе, 57,5° с. ш. (Каплянская, Тарноградский, 1974), наблюдаются русловые и пойменные фации, а также старичные глины, характерные для перстративного типа аккумуляции. В разрезе у с. Липовки на Тоболе старичные глины перекрыты лёссовидными алевритами мощностью 15 м с прослоем тонкого песка и тундровыми почвами и псевдоморфозами. По инситу лиственничным пням (горизонт П на рис. 16) были получены надежные ^{14}C -даты 32.770±240 (ЛУ-6027), 32.640±380 (ЛУ-6026), 32.520±230 (ЛУ-6029), 31.760±230 (ЛУ-6028) лет (интервал 37—34,5 калиброванных тыс. л.) (Арсланов и др., 2009). Этот разрез на основании единичных пылевых спектров с елью послужил Н.В. Кинд (1974) поводом для выделения “липовско-новоселов-

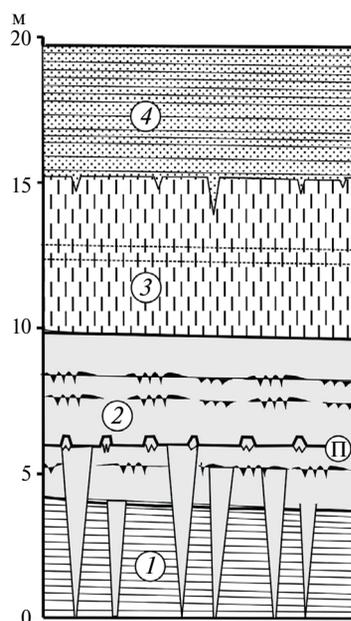


Рис. 16. Разрез 2 террасы на правом берегу Тобола у с. Липовка (57°50' с. ш.; Ли на рис. 1) по (Каплянская, Тарноградский, 1974) с упрощением. 1 — старичные глины, разбитые псевдоморфозами по повторно-жильным льдам, 2 — пограничная пачка: массивные алевриты с тундровыми почвами и горизонтом лиственничных пней (П), 3 — алевриты песчанистые с прослоями мелкого песка, 4 — горизонтально-слоистые мелкие пески с прослоями алевритов.

Fig. 16. Sedimentary sequence of the 2nd terrace of Tobol River on eastern bank near settlement Lipovka (57°50' N; Ли in fig. 1) simplified after (Kaplyanskaya, Tarnogradsky, 1974). 1 — oxbow-lake clay cut by ice-wedge casts, 2 — conterminal unit: massive silts with tundra paleosols and a horizon of rooted larch stumps (П), 3 — sandy silt with interlayers of fine sand, 4 — laminated fine sand with silt seams.

ского потепления” в интервале 30—22¹⁴C (34.5—26 калиброванных) тыс. л. Хотя обнажение расположено в липовой роще на южном краю тайги, макроостатки растений и тундровые почвы указывают на прежнюю лесотундровую зону, т.е. на смещение растительных зон 35—37 тыс. л. н. на 800—900 км к югу. Наконец, сеть псевдоморфоз по повторно-жильным льдам — бесспорный климатический индикатор — здесь обнаружена в 1000 км к югу от современной полигональной тундры, что говорит о резко континентальном климате с монолитной мерзлотой в липовском интерстадиале (Каплянская, Тарноградский, 1974). Таким образом, надежные индикаторы вместо гипотетического потепления говорят нам о перигляциальной обстановке никак не теплее палеомерзлотных условий среднего пленигляциала Центральной Европы.

В 1960—1970-е гг. разрезы типа липовского, в которых аллювий перекрыт толщей слоистых и массивных алевритов с несколькими тундровыми почвами и в основании и прослоями тонкослоистых песков, обычно интерпретировались как лимноаллювиальные отложения. При этом угнетенный лиственный лес считался затопленным мелким озером (Каплянская, Тарноградский, 1974). Но с учетом изложенных выше данных по Печорскому бассейну и широтной Оби, тонкозернистый чехол липовской террасы наиболее вероятно образовался в процессе погребения аллювия эоловой пылью и niveйно-эоловыми песками. О росте ледяных жил во время образования лёссовида свидетельствует заполнение псевдоморфоз лёссовидными алевритами и сучьями пневого горизонта (*ibid.*). На современных геологических картах такие отложения показываются как лёссовиды, переслаивающиеся с водно-осадочными отложениями (Астахов и др., 2021).

9. ВЫВОДЫ

Рассмотренные выше данные о разрезах верхнего неоплейстоцена и формах рельефа Тимано-Печорской области и севера Западно-Сибирской равнины однозначно свидетельствуют об отсутствии здесь признаков покровного оледенения в последние 60 тыс. л. Вместо ледниковых в это время на многолетнемерзлом субстрате формировались разнообразные перигляциальные образования, включая мощные лёссовиды, тесно связанные с водно-осадочными продуктами таяния вечной мерзлоты. Надежно датированные аллювиальные отложения нигде не дают палеонтологических свидетельств лесных обстановок, близких к голоценовой тайге.

Аллювиальный процесс носил близкие к современному черты во время средневалдайского и позднеледникового относительных потеплений с увлажнением климата и частичной деградацией многолетней мерзлоты. Четким следом деградации монолитной мерзлоты в Субарктике и перехода ее в реликтовое состояние являются инверсионные формы в виде изолированных холмов, сложенных тонкопесчаными осадками термокарстовых озер. Резкое преобладание эоловых фаций наряду с исчезновением органических остатков в верхах разреза восточно-европейской Арктики и Субарктики, а также весь массив геохронометрических данных свидетельствуют о постепенном переходе от холодного и относительно влажного интерстадиального климата на уровне 3-й степени позднего неоплейстоцена к резко аридным и морозным условиям на уровне 4-й степени Общей стратиграфической шкалы (или эпохи МИС 2).

Ландшафты мамонтовой степи в интервале 50—26 тыс. астрономических лет назад, освоенные палеолитическими охотниками, в интервале 24—15 тыс. л. н. сменились полярной пустыней с интенсивной эоловой деятельностью в Предуралье и сухой тундро-степью с разреженной мамонтовой фауной в Зауралье. Деградация мерзлоты, судя по увеличению водности рек и содержания древесных пород в спорово-пыльцевых спектрах, была наиболее активной в позднеледниковое время, примерно 15—12 тыс. л. н. Эта гумидизация ландшафта в начале голоцена сменилась кратковременным этапом аридизации с отложением “теплого” лёсса, вслед за чем в Субарктике последовало дальнейшее падение кровли реликтовой плейстоценовой мерзлоты.

Рассмотренные выше материалы по северному перигляциалу позднего неоплейстоцена рисуют общую палеогеографическую картину, в принципе похожую на детально изученную обстановку вислинского пленигляциала в центре Западной Европы (Huijzer and Vandenberghe, 1998), но противоречащую концепции относительного теплого мегаинтерстадиала времени МИС 3 на Русской и Западно-Сибирской равнинах. Повсеместно описанные палеоботанические и палеопедологические свидетельства безлесных тундрово-степных, в лучшем случае лесотундровых ландшафтов не дают оснований в поддержку средневалдайских и среднезырянских интерстадиалов с близкими к современным природными условиями.

Изложенные выше материалы также не позволяют согласиться с одним из выводов капитальной работы по северному перигляциалу: “ввиду незначительной мощности и обычно плохой сохранности субэральных фаций именно водные перигляциальные осадки

продолжают определять основные черты перигляциальной формации в целом” (Заррина и др., 1961, с. 72). Этот авторский коллектив пришел к таким выводам из-за преувеличения размеров и роли ледниково-подпрудных водоемов, следы которых впоследствии оказались ограниченными и на Западно-Сибирской равнине, и в Печорском бассейне (Astakhov, 2006). По современным данным именно субэральные образования, особенно лёссовиды, доминируют в фациальном наборе последнего перигляциала. Причина очевидна — для дна воздушного океана эоловая седиментация универсальна, тогда как озера и реки представляют собой более локальные феномены.

БЛАГОДАРНОСТИ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арсланов Х. А., Лаухин С. А., Максимов Ф. Е. и др. (2009). Радиоуглеродная хронология и ландшафты липовско-новоселовского межстадиала Западной Сибири (по данным изучения разреза у с. Липовка). В сб.: *Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода*. Новосибирск: СО РАН. С. 44—46.
- Архипов С. А., Астахов В. И., Волков И. А. и др. (1980). Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука. 103 с.
- Астахов В., Мангеруд Я. (2007). О геохронометрическом возрасте позднелайстоценовых террас на Нижнем Енисее. *Доклады академии наук*. Т. 416(4). С. 509—513.
- Астахов В. И. (1989). Позднелайстоценовая обстановка осадконакопления в центре Западной Сибири. *Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР*. Т. 657. С. 118—126.
- Астахов В. И. (1998). Инверсионный рельеф как индикатор палеокриологических обстановок. *Геоморфология*. № 4. С. 40—47.
- Астахов В. И., Пестова Л. Е., Шкатова В. К. (2021). Лёссовиды Российской Федерации: распространение и возраст. *Региональная геология и металлогения*. № 87. С. 42—60. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2021_87_42-60
- Астахов В. И., Свенсен Й. И. (2011). Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России. *Региональная геология и металлогения*. № 47. С. 12—27.
- Болиховский В. Ф. (1987). Едомные отложения Западной Сибири. В сб.: *Новые данные по геохронологии четвертичного периода*. М.: Наука. С. 128—135.
- Бутаков Г. П. (1986). Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд. Казанского ун-та. 144 с.
- Вангенгейм Э. А., Певзнер М. А., Тесаков А. С. (2001). Зональное расчленение квартера Восточной Европы по млекопитающим. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. Т. 9. № 3. С. 76—88.
- Васильев Ю. М. (1980). Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы. М.: Наука. 172 с.
- Величкевич Ф. Ю. (1982). Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника. 239 с.
- Величко А. А. (1973). Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука. 256 с.
- Величко А. А., Грибченко Ю. Н., Губонина З. П. и др. (1997). Основные черты строения лёссово-почвенной формации. В сб.: *Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины*. М.: Ин-т географии РАН. С. 5—25.
- Величко А. А., Тимирева С. Н., Кременецкий К. В. и др. (2007). Западно-Сибирская равнина в облике позднелайстоценовой пустыни. *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. № 4. С. 16—28.
- Волков И. А. (1971). Позднелайстоценовая субэральная формация. М.: Наука. 254 с.
- Галанин А. А. (2021). Позднелайстоценовые песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение. *Криосфера Земли*. Т. XXV. № 1. С. 3—34. <https://doi.org/10.15372/KZ20210101>
- Геокриология СССР. Европейская часть СССР. (1988). Под ред. Э. Д. Ершова. М.: Недра. 358 с.
- Губин С. В. (2002). Педогенез — составная часть механизма формирования отложений позднелайстоценового ледового комплекса. *Криосфера Земли*. Т. VI. № 3. С. 82—91.
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография. Вып. II. Общая палеогеография. (2002). Отв. ред. А. А. Величко. М.: ГЕОС. 232 с.
- Заррина Е. П., Каплянская Ф. А., Краснов И. И. и др. (1961). Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности. В сб.: *Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР*. М.: Госгеолтехиздат. С. 54—104.
- Земцов А. А. (1976). Геоморфология Западно-Сибирской равнины. Томск: Изд. Томского ун-та. 343 с.
- Зольников И. Д., Анойкин А. А., Филатов Е. А. и др. (2021). Новые данные о заселении долины нижней Оби в позднем неоплейстоцене. *Археология, этнография и антропология Евразии*. Т. 49. № 1. С. 9—20. <https://doi.org/10.17746/1563-0102.2021.49.1.009-020>
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. (1974). Средний и верхний плейстоцен низовьев Иртыша. Л.: Недра. 160 с.
- Карта четвертичных отложений Европейской части СССР и прилегающих территорий м-ба 1:1 500 000. (1971). Гл. ред.: И. И. Краснов. Л.: ВСЕГЕИ. 16 л.
- Кесь А. С. (1966). Зональные и ископаемые аналоги лёссов. В сб.: *Структурная и климатическая геоморфология*. М.: Наука. С. 145—153.

- Кинд Н. В. (1974). Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука. 255 с.
- Колпаков В. В. (1983). Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода*. № 52. С. 123—131.
- Конишев В. Н., Любимов Б. Н. (1968). Древние эоловые формы рельефа в Большеземельской тундре. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 2. С. 96—99.
- Кригер Н. И. (1965). Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука. 296 с.
- Лавров А. С., Потапенко Л. М. (2005). Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология. 222 с.
- Лаухин С. А., Максимов Ф. Е., Арсланов Х. А. и др. (2008). Геохронология и ландшафтно-климатические условия раннезырянского межстадиала Западной Сибири. *Доклады академии наук*. Т. 420 (5). С. 683—686.
- Лаухин С. А., Шилова Г. Н., Величкевич Ф. Ю. (2006). Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени на Западно-Сибирской равнине. *Вестник археологии, антропологии и этнографии*. № 7. С. 203—225.
- Лёссовые породы СССР. (1986). Под ред. Е. М. Сергеева. М.: Недра. 2 т: 232+278 с.
- Методическое пособие по составлению мелкомасштабных карт четвертичных образований к Госгеолкарте-1000/3. (2005). Под ред. Е. А. Мининой, В. В. Старченко. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 190 с.
- Никольская О. А. (2006). Позднеплейстоценовая история гидрографической сети северной части Печорского бассейна. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб: СПбГУ. 156 с.
- Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография. (1982). Отв. ред.: И. П. Герасимов, А. А. Величко. М.: Наука. 156 с. 15 карт.
- Свенсен Й. И., Павлов П., Хегген Х. и др. (2008). Природные условия плейстоцена и палеолитические стоянки на севере западного склона Уральских гор. В сб.: *Путь на Север: окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики*. М.: Ин-т географии РАН. С. 79—97.
- Сидорчук А., Панин А., Борисова О. (2008). Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене. *Водные ресурсы*. Т. 35(4). С. 406—416. <https://doi.org/10.1134/S0097807808040027>
- Томирдиаро С. В. (1980). Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука. 184 с.
- Федорович Б. А. (1960). Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии. *Труды Института географии АН СССР*. Вып. 80. С. 96—117.
- Швецов А. Я. (2021). Лёссы Алтая. Барнаул: Новый формат. 152 с.
- Astakhov V. (1995). The mode of degradation of Pleistocene permafrost in West Siberia. *Quat. Int.* V. 28. P. 119—121. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(95\)00034-G](https://doi.org/10.1016/1040-6182(95)00034-G)
- Astakhov V. (2014). The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland. *Quat. Sci. Rev.* V. 92. P. 388—408. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.03.009>
- Astakhov V. I. (1991). The fluvial history of West Siberia. In: *Temperate paleohydrology*. London: Wiley. P. 381—392.
- Astakhov V. I. (1992). The last glaciation in West Siberia. In: *Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca 81*. Uppsala. P. 21—30.
- Astakhov V. I. (2006). Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia. *Boreas*. V. 35. Iss. 4. P. 607—621. <https://doi.org/10.1080/03009480600690845>
- Halvorsen L. S. (2000). Palaeovegetation and environment during Weichselian stadials and interstadials at Mamontovaya Kurja and Sokolova in the Pechora basin, northern Russia. Cand. Scient. thesis. Bergen: University of Bergen. 68 p.
- Heggen H. P., Svendsen J. I., Mangerud J., Lohne Ø. S. (2012). A new palaeoenvironmental model for the evolution of the Byzovaya Palaeolithic site, northern Russia. *Boreas*. V. 41. P. 527—545. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00259.x>
- Henriksen M., Mangerud J., Matiouchkov A. et al. (2008). Intriguing climatic shifts in a 90 kyr old lake record from northern Russia. *Boreas*. V. 37. P. 20—37. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00007.x>
- Huijzer B., Vandenberghe J. (1998). Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and Central Europe. *J. of Quat. Sci.* V. 13. № 5. P. 391—417.
- Kasse C. (1997). Cold-climate aeolian sand-sheet formation in north-western Europe (c.14—12.4 ka): a response to permafrost degradation and increased aridity. In: *Permafrost and Periglacial Processes*. V. 8. Iss. 3. P. 295—311.
- Koster E. A. (1988). Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition: a review. *J. of Quat. Sci.* V. 3. Iss. 1. P. 69—83.
- Mangerud J., Svendsen J. I., Astakhov V. I. (1999). Age and extent of the Barents and Kara Sea ice sheets in Northern Russia. *Boreas*. V. 28. Iss. 1. P. 46—80.
- Markova A. K., Simakova A. N., Puzachenko A. Yu. (2002). Environments of the Russian Plain during the Middle Valdai Briansk Interstade (33,000—24,000 BP) indicated by the fossil mammals and plants. *Quat. Res.* V. 57. Iss. 3. С. 391—400. <https://doi.org/10.1006/qres.2002.2336>
- Murton J. B., Goslar T., Edwards M. E. et al. (2015). Palaeoenvironmental interpretation of yedoma silt (Ice Complex) deposition as cold-climate loess, Duvanny Yar, northeast Siberia. In: *Permafrost and Periglacial Processes*. V. 26. Iss. 3. P. 208—288. <https://doi.org/10.1002/ppp.1843>
- Panin A. V., Astakhov V. I., Lotsari E. et al. (2020). Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia. *Earth-Sci. Rev.* V. 201. 103069. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069>
- Péwé T., Journaux A. (1983). Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia. In:

- Geol. Surv. Prof. Pap.* 1262. Washington: U.S. G.P.O. 46 p. <https://doi.org/10.3133/pp1262>
- Reineck H.-E., Singh I. B. (1980). Depositional Sedimentary Environments, with reference to terrigenous clastics. Springer-Verlag. 551 p.
- Schwan J. (1986). The origin of horizontally alternating bedding in Weichselian aeolian sands in northwestern Europe. *Sediment. Geol.* V. 49. Iss. 1—2. P. 73—108. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(86\)90016-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(86)90016-3)
- Shennan I. (2007). Sea level studies. In: *Encyclopedia of Quat. Sci.* V. 4. [S. 1.]: Elsevier. P. 2967—2974.
- Svendsen J. I., Pavlov P. (2003). Mamontovaya Kuya: an enigmatic, nearly 40000 years old Paleolithic site in the Russian Arctic. The chronology of the Aurignacian and of the transitional technocomplexes. *Trabalhos de Arqueologia.* V. 33. P. 109—120.
- Teruggi M. E. (1957). The nature and origin of Argentine loess. *J. Sediment. Petrol.* V. 27. № 3. P. 322—323.
- Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A. C. (1998). ^{14}C and ^{18}O in Siberian syngenetic ice-wedge complexes. *Radiocarbon.* V. 40. Iss. 2. P. 883—893. <https://doi.org/10.1017/S0033822200018853>
- Velichko A. A., Morozova T. D., Nechaev V. P. et al. (2006). Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia. *Quat. Int.* V. 152—153. P. 4—30. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.12.003>
- Velichko A. A., Zelikson E. M. (2005). Landscape, climate and mammoth food resources in the East European Plain during the late Paleolithic epoch. *Quat. Int.* V. 126—128. P. 137—151. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.04.019>
- Zeeberg J. J. (1998). The European sand belt in eastern Europe — and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. *Boreas.* V. 27. Iss. 2. P. 127—139. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1998.tb00873.x>

LOESSOIDS AND OTHER INDICATIONS OF THE NORTHERN PERIGLACIATION¹

V. I. Astakhov^{a-c#}

^a*Saint-Petersburg University, Saint-Petersburg, Russia*

^b*VSEGEI, Saint-Petersburg, Russia*

^c*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: val-asta@yandex.ru*

This is a review of research in the structure of the Late Pleistocene periglacial zone of northern formerly glaciated Russia obtained during the last 40 years. The discussion concerns sediments and landforms of flatlands formed in the last 60 ka after the disintegration of regional ice sheets of the early Late Pleistocene. A special emphasis is on poorly studied phenomena of subaerial sedimentation which in the north before 1990-s, unlike in southern Russia, was commonly disregarded in geological and geographical papers in favour of glacial and aqueous processes. However, presently a wide distribution of subaerial sediments including dune sand, niveo-aeolian sand and various loess-like silts is established. Monotonous silty formations are now mapped as associations of different subaerial sediments called 'loessoids'. This term embraces equally the classical steppe loess, loess-like silts of the forest zone and icy aeolian silts of the yedoma type. Together with these indications of harsh continental climate in the northern periglacial environment related products of permafrost development such as ice wedges, solifluction sheets, sandy hillocks formed by topographic inversion of thermokarst sinkholes are considered. Also in this context the specific alluvium and cryoarid biota characteristic for the continental climate are discussed. The obtained results do not support the popular reconstructions of forested landscapes of the modern type for the MIS3 interval. According to the new results jointly with the reinterpreted old data, treeless and forest-tundra landscapes are inferred for this time. This allows to consider the periglaciation of northern Russias a counterpart of the Central European Pleniglacial.

Keywords: periglacial zone, northern Russia, Late Pleistocene, loessoids, thermokarst, topographic inversion

¹ For citation: Astakhov V. I. (2024). Loessoids and other indications of the northern periglaciation. *Geomorfologiya i Paleogeografiya.* V. 55. № 2. P. 5—33. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924020018>; <https://elibrary.ru/POOARU>

ACKNOWLEDGMENTS

This paper was supported by grant from the Russian Science Foundation, project 22-17-00259.

REFERENCES

- Arkipov S. A., Astakhov V. I., Volkov I. A. (1980). Paleogeografia Zapadno-Sibirskoi ravniny v maksimum pozdnezhyranskogo oledeneniya (Paleogeography of West-Siberian Plain at the late Zyryanika glaciation maximum). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 103 p. (in Russ.)
- Arslanov Kh. A., Laukhin S. A., Maksimov F. E. (2009). Radiocarbon chronology and landscapes of Western Siberian Lipovsk-Novoselovskiy interstadial (on evidence of study section near v. Lipovka). In: *Materialy VI Vserossiiskogo zasedaniya po izucheniyu chetvertogo perioda*. Novosibirsk: Siberian Branch RAS (Publ.). P. 44–46. (in Russ.)
- Astakhov V. (1995). The mode of degradation of Pleistocene permafrost in West Siberia. *Quat. Int.* V. 28. P. 119–121. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(95\)00034-G](https://doi.org/10.1016/1040-6182(95)00034-G)
- Astakhov V. (2014). The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland. *Quat. Sci. Rev.* V. 92. P. 388–408. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.03.009>
- Astakhov V., Mangerud J. (2007). The geochronometric age of Late Pleistocene terraces on the Lower Yenisei. *Dokl. Earth Sci.* V. 416 (7). P. 1022–1026. <https://doi.org/10.1134/S1028334X07070094>
- Astakhov V., Pestova L., Shkatova V. (2022). Loessoids of Russia: varieties and distribution. *Regionalnaya Geologia i Metallogenia*. № 87. P. 42–60. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2021_87_42-60
- Astakhov V. I. (1989). Late Pleistocene sedimentary environments in the centre of West Siberia. *Trudy Instituta geologii i geofiziki SO AN SSSR*. Iss. 657. P. 118–126. (in Russ.)
- Astakhov V. I. (1991). The fluvial history of West Siberia. In: *Temperate paleohydrology*. London: Wiley. P. 381–392.
- Astakhov V. I. (1992). The last glaciation in West Siberia. In: *Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca 81*. Uppsala. P. 21–30.
- Astakhov V. I. (1998). Inversion relief as indicator of paleocryological environments. *Geomorfologiya*. № 4. P. 40–47. (in Russ.)
- Astakhov V. I. (2006). Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia. *Boreas*. V. 35. Iss. 4. P. 607–621. <https://doi.org/10.1080/03009480600690845>
- Astakhov V. I., Svendsen J. I. (2011). The cover formation of the final Pleistocene in the far Northeast of European Russia. *Regionalnaya Geologia i Metallogenia*. № 47. P. 12–27. (in Russ.)
- Bolikhovskiy V. F. (1987). The Yedoma sediments in West Siberia. In: *Novye dannye po geokhronologii chetvertichnogo perioda*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 128–136. (in Russ.)
- Butakov G. P. (1986). Pleistotsenovy periglatsial na vostoке Russkoi ravniny (The Pleistocene periglacial in the eastern Russian Plain). Kazan: Kazan University (Publ.). 144 p. (in Russ.)
- Fedorovich B. A. (1960). Issues of loess origin as related to its distribution in Eurasia. *Trudy Instituta geografii AN SSSR*. Iss. 80. P. 96–117. (in Russ.)
- Galanin A. A. (2021). Late Quaternary sand covers of Central Yakutia (East Siberia): structure, facies and palaeoecological significance. *Kriosfera Zemli*. Iss. XXV. № 1. P. 3–34. (in Russ.). <https://doi.org/10.15372/KZ20210101>
- Gerasimov I. P., Velichko A. A. (Eds.). (1982). Paleogeografia Evropy za poslednie sto tysyach let. Atlas-monografia (Palaeogeography of Europe in the last one hundred thousand years. Atlas-monograph). Moscow: Nauka (Publ.). 156 p. 15 maps. (in Russ.)
- Gubin S. V. (2002). Pedogenesis is an integral part of the mechanism of formation of sediments of the late Pleistocene ice complex. *Kriosfera Zemli*. V. VI. № 3. P. 82–91. (in Russ.)
- Halvorsen L. S. (2000). Palaeovegetation and environment during Weichselian stadials and interstadials at Mamontovaya Kurja and Sokolova in the Pechora basin, northern Russia. Cand. Scient. thesis. Bergen: University of Bergen. 68 p.
- Heggen H. P., Svendsen J. I., Mangerud J., Lohne Ø. S. (2012). A new palaeoenvironmental model for the evolution of the Byzovaya Palaeolithic site, northern Russia. *Boreas*. V. 41. P. 527–545. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00259.x>
- Henriksen M., Mangerud J., Matiouchkov A. et al. (2008). Intriguing climatic shifts in a 90 kyr old lake record from northern Russia. *Boreas*. V. 37. P. 20–37. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00007.x>
- Huijzer B., Vandenberghe J. (1998). Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and Central Europe. *J. of Quat. Sci.* V. 13. № 5. P. 391–417.
- Kaplyanskaya F. A., Tarnogradskiy V. D. (1974). Sredny i nizhny pleistotsen nizovyi Irtysha (The Middle and Lower Pleistocene of the Lower Irtysh Area). Leningrad: Nedra (Publ.). 160 p. (in Russ.)
- Kasse C. (1997). Cold-climate aeolian sand-sheet formation in north-western Europe (c.14–12.4 ka): a response to permafrost degradation and increased aridity. *Permafrost and Periglacial Processes*. V. 8. Iss. 3. P. 295–311.
- Kes A. S. (1966). Zonal and fossil loess analogues. In: *Strukturalnaya i klimaticheskaya geomorfologiya*. Moscow: Nauka (Publ.). p. 145–153. (in Russ.)
- Kind N. V. (1974). Geokhronologia pozdnego antropogena po izotopnym dannym (Late Quaternary Geochronology According to Isotope Data). Moscow: Nauka (Publ.). 255 p. (in Russ.)
- Kolpakov V. V. (1983). Aeolian Quaternary deposits of Lena Yakutia. *Bulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. № 52. P. 123–131. (in Russ.)
- Konishchev V. N., Lubimov B. N. (1968). Ancient aeolian landforms in Bolshezemelskaya Tundra. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geografiya*. № 2. P. 96–99. (in Russ.)
- Koster E. A. (1988). Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition: a review. *J. of Quat. Sci.* V. 3. Iss. 1. P. 69–83.
- Krasnov I. I. (Ed.). (1971). Karta chetvertichnykh otlozhenii Evropeiskoi chasti SSSR i privileyushchikh territorii

- masshtaba 1:1500000 (Quaternary map of European USSR and adjacent lands, scale 1:1500000). Leningrad: VSEGEI (Publ.). 16 p.
- Kruger N. I. (1965). Loess, ego svoistva i svyaz' s geograficheskoi sredoi (Loess, its properties and relations with environments). Moscow: Nauka (Publ.). 296 p. (in Russ.)
- Laukhin S. A., Maksimov F. Ye., Arslanov Kh. A. et al. (2008). The geochronology and landscape-climatic conditions of the Early Zyryanka interstadial of West Siberia. *Doklady akademii nauk*. Iss. 420. № 5. P. 683—686. (in Russ.)
- Laukhin S. A., Shilova G. N., Velichkevich F. Yu. (2006). Palaeobotanic characteristics and palaeoclimates of the Karginsky time in the West Siberian Plain. *Vestnik Arkheologii, Antropologii i Etmografii*. № 7. P. 203—225. (in Russ.)
- Lavrov A. S., Potapenko L. M. (2005). Neopleistotsen severo-vostoka Russkoi ravniny (The Neopleistocene of the northeastern Russian Plain). Moscow: Aerogeologia (Publ.). 222 p. (in Russ.)
- Mangerud J., Svendsen J. I., Astakhov V. I. (1999). Age and extent of the Barents and Kara Sea ice sheets in Northern Russia. *Boreas*. V. 28. Iss. 1. P. 46—80.
- Markova A. K., Simakova A. N., Puzachenko A. Yu. (2002). Environments of the Russian Plain during the Middle Valdai Briansk Interstade (33,000—24,000 BP) indicated by the fossil mammals and plants. *Quat. Res.* V. 57. Iss. 3. C. 391—400. <https://doi.org/10.1006/qres.2002.2336>
- Minina Ye. A., Starchenko V. V. (Eds.). (2005). Metodicheskoe posobie po sostavleniyu melkomasshtabnykh kart chetvertchnykh obrazovaniy k Gosgeolkarte-1000/3 (Manual on composition of small-scale Quaternary maps for National Geological Map of 3d generation, scale 1:1 000 000). St-Petersburg: VSEGEI (Publ.). 190 p. (in Russ.)
- Murton J. B., Goslar T., Edwards M. E. et al. (2015). Palaeoenvironmental interpretation of yedoma silt (Ice Complex) deposition as cold-climate loess, Duvanny Yar, northeast Siberia. *Permafrost and Periglacial Processes*. V. 26. Iss. 3. P. 208—288. <https://doi.org/10.1002/ppp.1843>
- Nikolskaya O. A. (2006). Pozdnepleistotsenovaya istoriya gidrograficheskoi seti severa Pechorskogo basseina (Late Pleistocene history of hydrographic network of the northern Pechora basin). PhD thesis. St. Petersburg: SPbU. 156 p. (in Russ.)
- Panin A. V., Astakhov V. I., Lotsari E. et al. (2020). Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia. *Earth-Sci. Rev.* V. 201. 103069. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069>
- Péwé T., Journaux A. (1983). Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia. In: *Geol. Surv. Prof. Pap.* 1262. Washington: U.S. G.P.O. 46 p. <https://doi.org/10.3133/pp1262>
- Reineck H.-E., Singh I. B. (1980). Depositional Sedimentary Environments, with reference to terrigenous clastics. Springer-Verlag. 551 p.
- Schwan J. (1986). The origin of horizontally alternating bedding in Weichselian aeolian sands in northwestern Europe. *Sediment. Geol.* V. 49. Iss. 1—2. P. 73—108. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(86\)90016-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(86)90016-3)
- Sergeyev Ye. M. (Ed.). (1986). Loessovye porody SSSR (Loessic rocks of the USSR). Moscow: Nedra (Publ.). Iss. 2. 232+278 p. (in Russ.)
- Shennan I. (2007). Sea level studies. In: *Encyclopedia of Quat. Sci.* V. 4. [S. 1.]: Elsevier. P. 2967—2974.
- Shvetsov A. Ya. (2021). Loessy Altaya (Loesses of the Altai). Barnaul: Novyi Format (Publ.). 152 p. (in Russ.)
- Sidorchuk A. Yu., Panin A. V., Borisova O. K. (2008). Climate-induced changes in surface runoff on the North-Eurasian plains during the Late Glacial and Holocene. *Water Resources*. Iss. 35. № 4. P. 406—416. (in Russ.)
- Svendsen J. I., Pavlov P. (2003). Mamontovaya Kuya: an enigmatic, nearly 40000 years old Paleolithic site in the Russian Arctic. The chronology of the Aurignacian and of the transitional technocomplexes. *Trabalhos de Arqueologia*. V. 33. P. 109—120.
- Svendsen J. I., Pavlov P., Heggen H. et al. (2008). Pleistocene environment and Palaeolithic sites in the north of the western Urals. In: *Put' na Sever: okruzhayushchaya sreda i samye rannie obitateli Arktiki i Subarktiki*. Moscow: Institute of Geography RAS (Publ.). P. 79—97. (in Russ.)
- Teruggi M. E. (1957). The nature and origin of Argentine loess. *J. Sediment. Petrol.* V. 27. № 3. P. 322—323.
- Tomirdiaro S. V. (1980). Loessovo-ledovaya formatsiya Vostochnoi Sibiri v pozdnie pleistotsene (The loess-ice formation of East Siberia in the Late Pleistocene). Moscow: Nauka (Publ.). 184 p. (in Russ.)
- Vangengeim E. A., Pevzner M. A., Tesakov A. S. (2001). Mammalian zonation of the Eastern European Quaternary. *Stratigrafia. Geologicheskaya Korrelatsiya*. Iss. 9. № 3. P. 76—88. (in Russ.)
- Vasilchuk Yu. K., Vasilchuk A. C. (1998). ^{14}C and ^{18}O in Siberian syngenetic ice-wedge complexes. *Radiocarbon*. V. 40. Iss. 2. P. 883—893. <https://doi.org/10.1017/S0033822200018853>
- Vasiliev Yu. M. (1980). Otlozheniya periglatsial'noi zony Vostochnoi Evropy (Deposits of the periglacial zone of Eastern Europe). Moscow: Nauka (Publ.). 172 p. (in Russ.)
- Velichkevich F. Yu. (1982). Pleistotsenvye flory lednikovykh oblastei Vostochno-Evropeskoi ravniny (Pleistocene floras of the glaciated East European Plain). Minsk: Nauka i Tekhnika (Publ.). 239 p. (in Russ.)
- Velichko A. A. (1973). Prirodnyi protsess v pleistotsene (The Natural Process in Pleistocene). Moscow: Nauka (Publ.). 256 p. (in Russ.)
- Velichko A. A. (Ed.). (2002). Dinamika landshaftnykh komponentov i vnutrennikh basseinov Severnoi Evrazii za poslednie 130000 let. Atlas-monografiya. Vyp. II. (Dynamics of terrestrial landscape components and inland and marginal seas of Northern Eurasia during the last 130000 years. Atlas-monograph. Issue II). Moscow: GEOS (Publ.). 296 p. (in Russ.)
- Velichko A. A., Gribchenko Yu. N., Gubonina Z. P. et al. (1997). General peculiarities of the loess-soil formation. In: *Loessovo-pochvennaya formatsiya Vostochno-Evropeskoi ravniny*. Moscow: Institute of Geography RAS (Publ.). P. 5—25 (in Russ.)

- Velichko A. A., Morozova T. D., Nechaev V. P. et al. (2006). Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia. *Quat. Int.* V. 152–153. P. 4–30. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.12.003>
- Velichko A. A., Timireva S. N., Kremenetsky K. V. (2007). West Siberian Plain as a late glacial desert. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. № 4. С. 16–28. (in Russ.)
- Velichko A. A., Zelikson E. M. (2005). Landscape, climate and mammoth food resources in the East European Plain during the late Paleolithic epoch. *Quat. Int.* V. 126–128. P. 137–151. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.04.019>
- Volkov I. A. (1971). Pozdnechetvertichnaya subaeral'naya formatsiya (Late Quaternary Subaerial Sedimentary Association). Moscow: Nauka (Publ.). 254 p. (in Russ.)
- Yershov E. D. (Ed.). (1988). Geokriologia SSSR. Evropeiskaya chast' (Geocryology of the USSR. European part). Moscow: Nedra (Publ.). 358 p. (in Russ.)
- Zarrina E. P., Kaplyanskaya F. A., Krasnov I. I. et al. (1961). The periglacial sediments of the West Siberian Lowland. In: *Materialy po chetvertichnoi geologii i geomorfologii SSSR*. Moscow: Gosgeoltekhizdat (Publ.). P. 54–104. (in Russ.)
- Zeeberg J. J. (1998). The European sand belt in eastern Europe — and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. *Boreas*. V. 27. Iss. 2. P. 127–139. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1998.tb00873.x>
- Zemtsov A. A. (1976). Geomorfologiya Zapadno-Sibirskoi ravniny (Geomorphology of the West Siberian Plain). Tomsk: Tomsk University (Publ.). 343 p. (in Russ.)
- Zolnikov I. D., Anoikin A. A., Filatov Ye. A. et al. (2021). New evidence of the Late Neopleistocene peopling of the Lower Ob Valley. *Arkheologia, etnografia i antropologiya Evrazii*. Iss. 49. № 1. P. 9–20. (in Russ.). <https://doi.org/10.17746/1563-0102.2021.49.1.009-020>

УДК 551.89(571.1)

ЛЁССОВО-ПОЧВЕННАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ХРОНОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ[#]

© 2024 г. В. С. Зыкина^{1,2*}, В. С. Зыкин^{1,2,3}, Е. Л. Маликова¹

¹ Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт географии РАН, Москва, Россия

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

* E-mail: zykina@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 16.06.2023 г.

После доработки 25.02.2024 г.

Принята к публикации 28.03.2024 г.

В статье рассматривается современное состояние хроностратиграфии и палеогеографии лёссово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири, являющейся одной из наиболее полных в Северной Евразии. Показано, что генетически лёсс тесно связан с эоловыми образованиями, сформировавшимися в результате активизации эоловых процессов в более ранние эоловые эпохи позднего кайнозоя в Северной Азии. Описан парагенетически связанный с образованием субэроальной толщи дефляционный и аккумулятивный эоловый рельеф, показывающий незначительный перенос материала, формирующего лёссовую толщу. Подтверждено, что формирование эолового рельефа и активизация эоловых процессов происходили в холодные (ледниковые) периоды плейстоцена во время лёссовобразования при преобладании юго-западных ветров. Основой стратиграфического расчленения и корреляции разрезов лёссовой толщи являются ископаемые почвы, сформированные в строго определенных климатических условиях. Последовательное прослеживание лёссовых и почвенных горизонтов лёссовой толщи плейстоцена Западной Сибири с учетом радиоуглеродных и люминесцентных дат и применением климатостратиграфических корреляций показало, что ее строение и состав отчетливо отражают неповторимость каждой палеогеографической эпохи, связанной с изменением интенсивности атмосферной циркуляции в холодные (ледниковые) и теплые эпохи плейстоцена. Особенности каждой конкретной эпохи записаны в сочетании неповторимых индивидуальных признаков определенных горизонтов лёссово-почвенной последовательности. В чередующихся горизонтах лёссов и почв сохранилась запись глобальных и региональных изменений ландшафтов и климата, отражающих своеобразие, неповторимость палеогеографии каждой временной эпохи. Структура и состав лёссовой толщи отражают различную интенсивность атмосферной циркуляции в холодные (ледниковые) и теплые эпохи плейстоцена. Показано, что хронология лёссово-почвенной формации Западной Сибири на основании только OSL дат не всегда соответствует лёссово-почвенной стратиграфии, построенной на комплексе подходов с преимущественным использованием палеопедологического метода и установлением стратиграфических взаимоотношений горизонтов путем их непосредственного прослеживания, и поэтому нуждается в корректировке. Наилучшие корреляционные результаты достигаются комбинированием всех доступных методов датирования с привлечением био-стратиграфических, седиментологических и геологических данных, на основе климатостратиграфического принципа.

Ключевые слова: плейстоцен, палеогеография, геоморфология, палеопедология, геохронология, лёссы, палеопочвы, OSL датирование

DOI: 10.31857/S2949178924020029, EDN: POMXAO

[#] Ссылка для цитирования: Зыкина В. С., Зыкин В. С., Маликова Е. Л. (2024). Лёссово-почвенная последовательность и эоловый рельеф плейстоцена Западной Сибири: хронология и особенности их формирования. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 2. С. 34–62. <https://doi.org/10.31857/S2949178924020029>; <https://elibrary.ru/POMXAO>

ВВЕДЕНИЕ

Четвертичная субаэральная формация и парагенетически связанный с ней эоловый рельеф широко распространены на обширной территории Евразии. Основным компонентом этой формации является плейстоценовая лёссово-почвенная последовательность. Ее состав и строение отражает общую интенсивность атмосферной циркуляции (Muhs, Bettis, 2003; Muhs, 2013). Обычно она имеет покровное залегание и отчетливое циклическое строение, обусловленное закономерным климатически обусловленным чередованием разновозрастных горизонтов лёссов, ископаемых почв и криогенных образований, отражая последовательную смену влажных и аридных эпох плейстоцена (Muhs, 2013). Ее общая мощность составляет несколько десятков метров. Основным элементом лёссово-почвенной последовательности является лёсс, представляющий собой, по мнению большинства исследователей (Волков, 1971, 1980; Додонов, 2002; Зыкина, Зыкин, 2012; Кесь, Федорович, 1975; Muhs, 2013; и др.), серовато-желтую, серовато-коричневую или желтовато-серую, рыхлую, однородную, неслоистую, мелкопористую, карбонатную породу, сложенную преимущественно алевритом, образовавшимся из пыли, выпавшей из атмосферы в результате эоловой деятельности. Аккумуляция лёсса происходила в интервалы усиления эоловых процессов. Установлено, что лёсс в больших количествах формировался в зоне умеренного климата только во время оледенений, его образование в межледниковья неизвестно (Vroeger, 2000). Лёссово-почвенная последовательность представляет собой один из наиболее значительных архивов глобальных и региональных изменений природной среды и климата на обширной внутриконтинентальной территории. Это одна из немногих внутриконтинентальных толщ, строение которой отражает структуру глобальных изменений климата в плейстоцене в масштабах океанической изотопно-кислородной шкалы. Лёссово-почвенная последовательность фиксирует изменения увлажнения и термического режима в течение четвертичного периода, имеющие сложный, нелинейный характер. Лёссово-почвенная последовательность распространена в различных климатических зонах (Додонов, 2002; Muhs, 2013). Особенно слабо изучены механизмы, контролирующие аридизацию климата умеренных широт (Manabe, Broccoli, 1990). В изучении субаэральной формации и эолового рельефа России большую роль сыграли работы Н.С. Болиховской, М.Ф. Веклича, А.А. Величко, И.А. Волко-

ва, А.Е. Додонова, Н.И. Кригера, Т.Д. Морозовой, Н.А. Сиренко, Б.А. Федоровича.

В Евразии лёссы образуют три субширотных пояса, разделенных в пространстве и соответствующих климатическим зонам накопления лёссов (Додонов, 2002). Они отличаются строением лёссово-почвенной толщи, климатическими и ландшафтными условиями осадконакопления и почвообразования. Южный субтропический пояс охватывает лёссы Китая, Пакистана, Ирана, Средней Азии и Ближнего Востока между 30° и 45° с. ш. Среднеширотный лёссовый пояс простирается от Западной Европы до Центральной Якутии между 50° и 65° с. ш. Северный лёссовый пояс расположен на северо-востоке Евразии, в Северной Якутии в пределах от 68° до 73° с. ш. Расчленение и корреляция лёссовой толщи основаны преимущественно на климатостратиграфическом принципе, основным постулатом которого является обоснованное многочисленными данными положение о синхронности климатических событий на планете. Он позволяет выделять и проследить стратиграфические подразделения, отражающие климатические события, продолжительностью тысячи и десятки тысяч лет. Дополнительным доказательством одновременности климатических событий на планете можно считать синхронное увеличение скорости таяния ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии в последнее десятилетие в связи с развитием глобального потепления.

Одна из наиболее полных лёссово-почвенных последовательностей среднего и верхнего плейстоцена установлена в Западной Сибири (Волков, 1971; Зыкина и др., 1981; Добрецов и др., 2003; Зыкина, Зыкин, 2012). Западно-Сибирская лёссовая провинция расположена в центральной части среднеширотного лёссового пояса. Мощность лёссовой толщи этой территории достигает 120 м (Зыкина, Зыкин, 2012). Находясь почти в центре Евразийского континента, лёссовая толща Западной Сибири является важнейшим элементом для межрегиональных стратиграфических корреляций и сравнительного анализа ландшафтно-климатических изменений в аридных и семиаридных областях этого континента в плейстоцене, а также для выявления особенностей циркуляции атмосферы в областях западного переноса и регионов муссонной циркуляции. Строение лёссовой толщи Западной Сибири отражает разработанная в течение длительного времени (Волков, 1971; Зыкина и др., 1981; Зыкина, Зыкин, 2012; и многие другие) стратиграфическая последовательность, построенная на климатостратиграфическом принципе и непосредственном прослеживании горизонтов

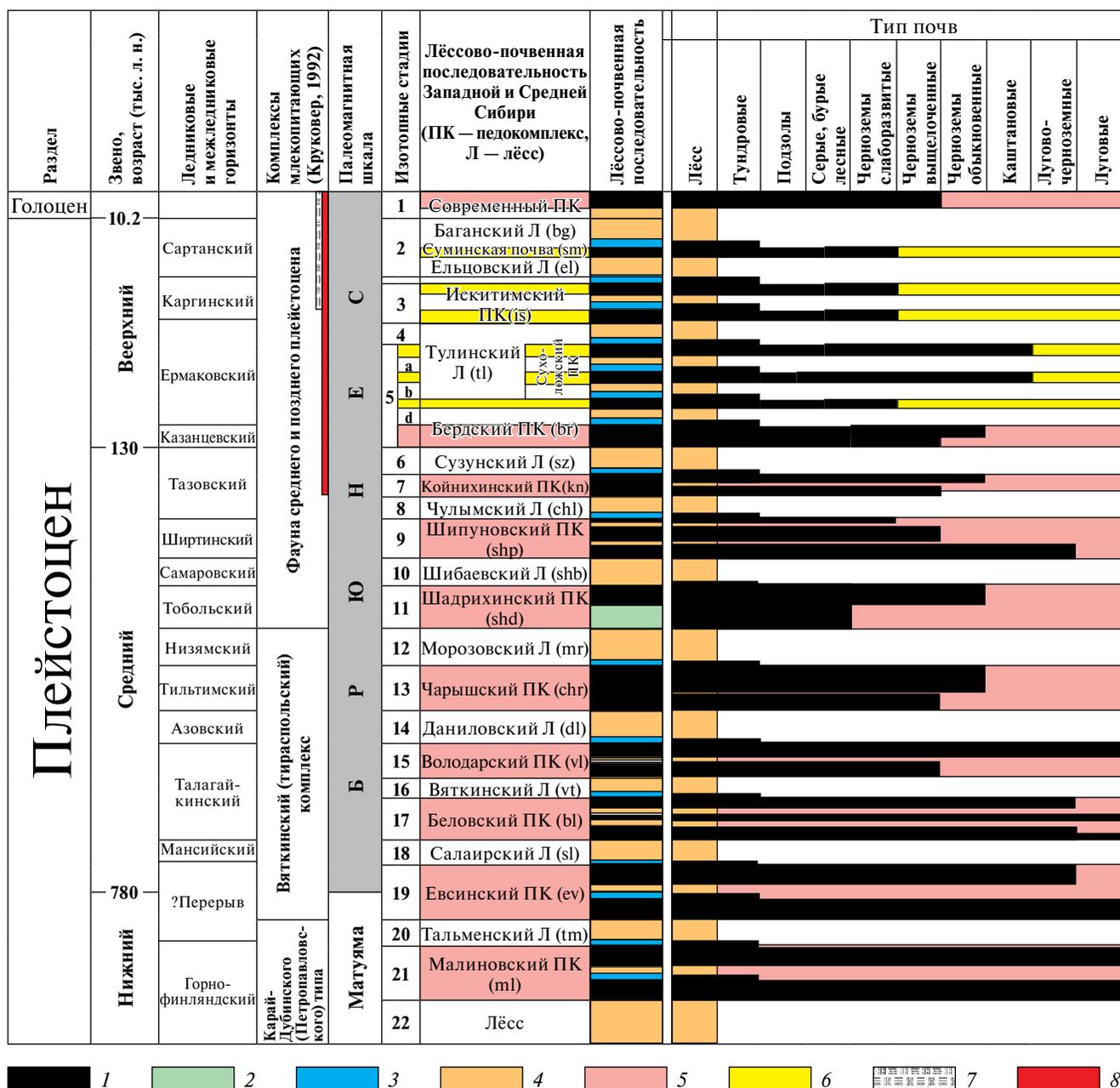


Рис. 1. Стратиграфическая схема лёссово-почвенной последовательности плейстоцена Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012, с уточнениями).

Горизонты почв: 1 — гумусовые, 2 — иллювиальные; 3 — криогенные образования; 4 — лёссы; 5 — стадии потепления; 6 — холоднее и короче, чем голоцен; интервалы: 7 — имеющие ¹⁴C-даты, 8 — имеющие люминесцентные даты; ПК — педокомплекс; Л — лёсс.

Fig. 1. Stratigraphic scheme of the loess-soil sequence of the Pleistocene of Siberia (Zykina, Zykin, 2012, with refinement). Soil horizons: 1 — humus soil horizons, 2 — illuvial soil horizons; 3 — cryogenic formations; 4 — loess; 5 — stage warming; 6 — colder and shorter than the Holocene; intervals: 7 — interval having ¹⁴C date, 8 — interval having luminescent dates; ПК — pedocomplex; Л — loess.

лёссов и почв с установлением отчетливых взаимоотношений между ними, а также комплексном применении палеопедологического, палеонтологического, литологического, палеомагнитного, радиоуглеродного и люминесцентного методов (рис. 1).

Так как строение и состав лёссово-почвенной последовательности плейстоцена тесно связано с процессами, происходящими в глобальном цикле накопления пыли: источник — транспорт — отложение, кратко охарактеризуем область развития этих процессов.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЭОЛОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В КАЙНОЗОЕ СЕВЕРНОЙ АЗИИ

Лёсс входит в состав отчетливо парагенетически фациально дифференцированной в пространстве и времени группы субаэральнх отложений (Волков, 1971). В ней достаточно четко различаются области широкого развития дефляции и накопления влекомого, преимущественно песчаного эолового наноса и области преобладания накопления взвешенного эолового наноса (лёсса). Генетически лёсс тесно связан с эоловыми образованиями, сформировавшимися в результате активизации эоловых процессов в более ранние аридные эпохи кайнозоя Северной Азии, наследуя их особенности. Более древними аналогами лёссов являются красноцветные карбонатные суглинки, алевролиты и глины (Кесь, Федорович, 1975; Зыкин, 1982; Daxner-Höck et al., 1997; Ding et al., 1998; Höck et al., 1999), обычно распространенные в предгорной части межгорных котловин и имеющие покровное залегание. Формирование эоловых отложений в кайнозое Западной Сибири, связанное с интенсификацией эоловых процессов и аридизацией средних широт Азии, имеет длительную историю и прерывистый, неравномерный характер накопления эоловых осадков. Их образование в Северной Азии началось на рубеже эоцена и олигоцена на ее южных окраинах, в низкогорных районах. Здесь они встречаются в нижней части склонов горных хребтов по окраинам межгорных впадин и представлены неслоистыми красноцветными карбонатными глинами, алевролитами и суглинками. Это буранская свита в Зайсанской впадине, свиты шанд-гол и бэгэр в Долине Озер в Монголии, карачумская свита во впадинах Юго-Восточного Алтая, а также красноцветная субаэральная толща на южном склоне хребта Восточный Танну-Ола (Зыкин, 2012). Дальнейшее развитие аридизации привело к образованию около 30 млн л. н. в Зайсанской впадине настоящих пустынь современного типа. На границе буранской и ошагандинской свит в Зайсанской впадине, в предгорьях хребта Сайкан установлены следы настоящей пустыни современного типа (Зыкин, 2012) в виде пустынной мостовой, карбонатной коры, пустынного загара, ветрогранников, растрескавшихся галек и валунов в результате интенсивной солнечной инсоляции, свидетельствующие о том, что в Северной Азии в это время существовали обширные дефляционные котловины, источники эоловой пыли и энергичные ветры, транспортирующие эоловый материал. Мощная толща красноцветных эоловых суглинков

и глин, чередующихся с ископаемыми почвами, формировавшаяся в интервале 22—6.2 млн л. н., установлена на северо-восточном склоне Тибетского плато (Guo et al., 2002). Ее образование китайские исследователи связывают с аридизацией климата, обусловленной поднятием Тибета.

Две фазы интенсификации эоловой активности и аридизации климата выявлены в неогене. В конце позднего миоцена сильнейшая аридизация климата в Западной Сибири в павлодарское время привела к редукации стока, возникновению дефляционных котловин, поверхности денудации, карбонатных кор, а также формированию эоловых красноцветных отложений, заполнивших речные долины и котловины и образовавших покровы на междуречьях (Зыкин, 1982). Детальные исследования хорошо охарактеризованной палеонтологически карабулакской свиты в Зайсанской впадине, на северном склоне хребта Сайкан на р. Калмакпай показало, что она сложена желтовато-коричневыми, с красноватым оттенком, карбонатными, среднезернистыми, алевроитовыми, полимиктовыми песками с большим количеством полых корнеходов растений. Эти особенности строения карабулакской свиты позволяют рассматривать ее, как толщу формирующуюся преимущественно эоловым путем, в зоне накопления влекомого эолового наноса. Время образования карабулакской свиты по фауне млекопитающих определено концом позднего миоцена (Вангенгейм и др., 1993). К северным склонам Казахского мелкосопочника и его речным долинам приурочены хорошо охарактеризованные фауной млекопитающих эоловые красноцветные отложения, датированные терминальным миоценом (Зыкин, 1982). В Шилко-Ононской области Забайкалья миоценовая и плиоценовая эпохи аккумуляции разделяются эпохой денудации. В это время здесь Е.И. Корнутова (1984) предполагает существование пустынных условий, обусловивших пустынный загар и образование ветрогранников. Отсутствие в малакофауне Западной Сибири на протяжении всего раннего плиоцена видов из Средней Азии, среди которых известны представители родов *Corbicula* и *Odhneripisidium*, без орографических преград между этими территориями, можно объяснить только наличием в это время единственного препятствия — устойчивой зоны пустынь в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане. По данным Б.И. Пинхасова (1984), в конце позднего миоцена и раннем плиоцене в Западной Туркмении, Прикаспии, Южном Приаралье и Кызылкумах происходили процессы денудации в условиях жарких

аридных пустынь или полупустынь при отсутствии гидрографической сети. В начале позднего плиоцена в Западной Сибири фиксируется менее интенсивная эпоха аридизации климата, во время которой в Павлодарском Прииртышье образовались дефляционные котловины с клиньями усыхания на дне, заполненные красноцветными субаэральными отложениями аксорских слоев, а также накапливались субаэральные красноцветы вторушкинской свиты Восточного Казахстана, терекской свиты Горного Алтая и чикойской свиты Западного Забайкалья и Северной Монголии (Зыкин, 2012). Эта аридная эпоха совпадает с резкой тектонической активизацией, как во всей Внутренней Азии — поднятием Тибета, Гималаев, Тянь-Шаня, так и во многих регионах мира, а также глобальным похолоданием климата. В конце раннего плейстоцена, близ рубежа хронов Брюнес и Матуяма на юге Западно-Сибирской равнины началось лёссовое осадконакопление, связанное с аридизацией климата в холодные эпохи.

ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Образование лёссовой толщи Западно-Сибирской равнины в плейстоцене сопровождалось формированием эолового рельефа, широко распространенного на этой территории. Этапы его формирования, как было показано еще И.А. Волковым (1976), соответствуют образованию горизонтов лёссовой толщи Западно-Сибирской равнины и совпадают с фазами активизации эоловых процессов. Ориентировка эолового рельефа является наиболее надежным индикатором важного параметра циркуляции атмосферы — направления господствующих ветров во время его образования в геологическом прошлом. Несмотря на то, что современные эоловые образования занимают в Западной Сибири небольшие участки, связанные в основном с антропогенной деятельностью, хорошо сохранившийся реликтовый эоловый рельеф, возникший в четвертичное время, занимает значительные площади. Эоловый рельеф Западной Сибири состоит из отрицательных дефляционных и аккумулятивных форм рельефа.

На юге Обь-Иртышского междуречья эоловый рельеф образует единую систему обособленных, сомкнутых, но разобщенных, пространственно дифференцированных и парагенетически связанных территорий различного протекания эоловых процессов с закономерной ориентировкой форм рельефа согласно однонаправленным юго-западным

ветрам, отчетливо отражающую последовательность процессов в глобальном цикле накопления пыли: источник-транспорт-отложение. В западной части междуречья, в Западной Кулунде расположена обширная территория, представляющая дефляционную поверхность с огромным количеством замкнутых преимущественно неглубоких дефляционных котловин, различных размеров (рис. 2).

Редкие крупные котловины резко контрастируют с многочисленными мелкими. В них часто располагаются бессточные озера. Дефляционная поверхность и многочисленные котловины служили источником материала для образования лёссовых толщ и аккумулятивных форм эолового рельефа. На Кулундинской равнине восточная периферия этой территории непосредственно примыкает к Приобскому лёссовому плато, а севернее, в Барабе причленяется к площади распространения гривного рельефа, где замкнутые котловины перемежаются с гривами.

По мнению А. Гоуди с соавторами (Goudie et al., 2016), площадь распространения плоских замкнутых эоловых котловин (панов) на юге Западно-Сибирской равнины одна из крупнейших в мире. Доказательством дефляционного происхождения этих котловин в аридном климате являются пустынная мостовая, ветрогранники, карбонатная кора и пустынный загар на обломках и гальках коренных пород, растрескавшиеся крупные гальки и мелкие валуны на дне и склонах глубокой дефляционной котловины оз. Аксор в Павлодарском Прииртышье, образовавшейся во время ермаковского оледенения, соответствующего морской изотопной стадии (МИС 4) (Зыкин и др., 2003). Глубина котловины относительно междуречной равнины превышает 70 м. Уровень озера на 27.5 м ниже современного межженного уровня Иртыша. Для времени последнего сартанского оледенения в этой котловине установлено отчетливое циклическое чередование озерных песков, полигональных первично-песчаных жил и горизонтов пустынного выветривания и селективного выдувания, отражающие резкие изменения температуры и увлажнения климата тысячелетней продолжительности. На холодный климат времени активизации эоловых процессов указывают мерзлотные деформации на склонах котловины озера Аксор. Об аридном климате начальных стадий дефляции во время сартанского оледенения в МИС 2 свидетельствуют клинья усыхания на дне котловины оз. Чаны, образовавшейся в это время. Они также встречаются в основании гривной толщи в обрыве котловины оз. Чаны у пос. Квашнино. Часто на подветренном, северо-восточном берегу

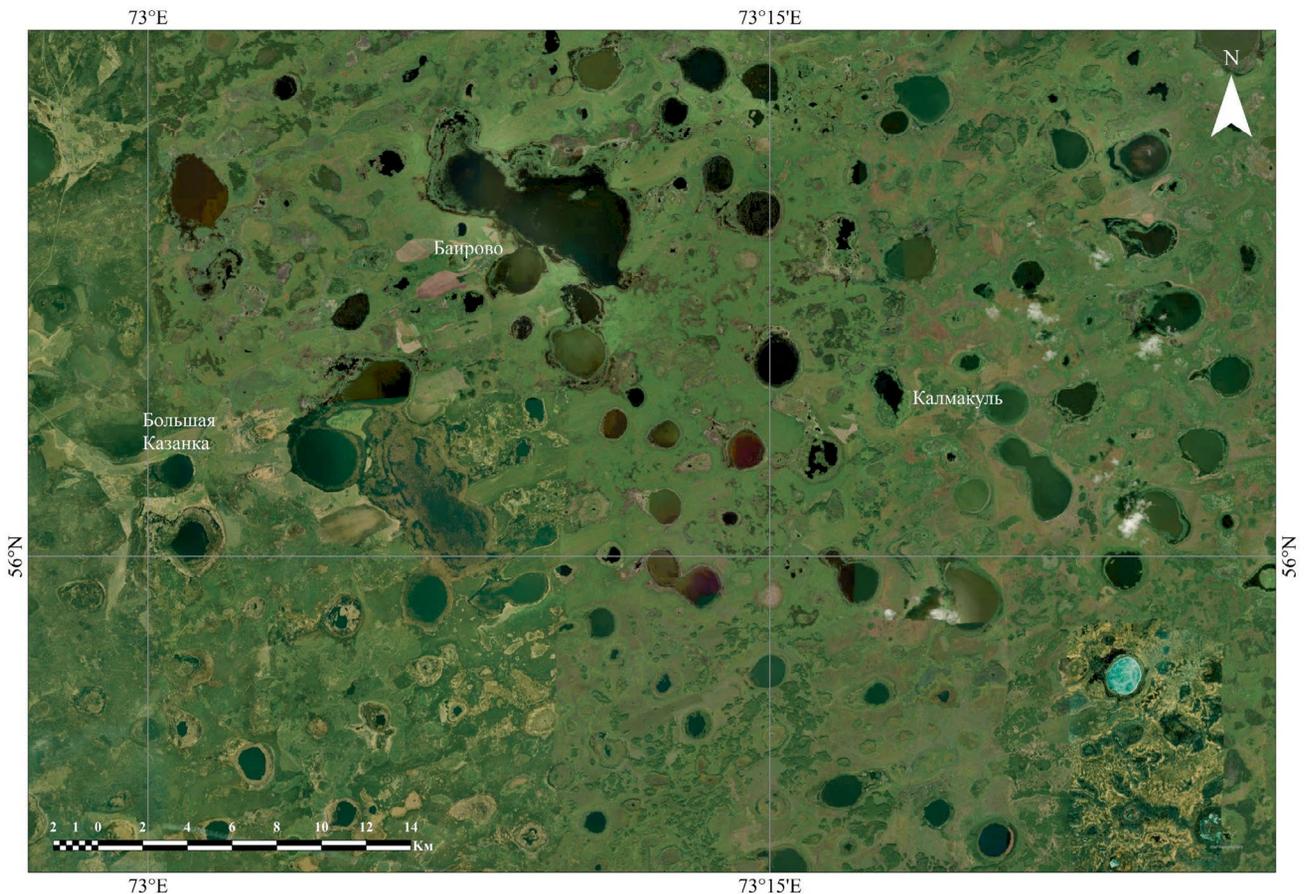


Рис. 2. Дефляционный рельеф времени последнего оледенения в западной части Кулундинской равнины с большим количеством выдутых ветром мелких округлых котловин, заполненных в настоящее время водой (источник: ArcGIS Earth).

Fig. 2. Deflationary relief of the time of the last glaciation in the western part of the Kulunda Plain with a large number of small rounded basins blown by the wind and filled with water in Holocene (source: ArcGIS Earth).

дефляционных котловин присутствуют вытянутые вдоль этого берега серповидные гривы (лунеты), сформированные материалом, выдутым из котловины (рис. 3).

Расположение дефляционных котловин юго-западнее относительно поперечных ветру аккумулятивных форм (грив) показывает значительное усиление юго-западных циклонических ветров, оказывавших мощное эрозионное и аккумулятивное воздействие на земную поверхность в умеренных широтах. Более древними образованиями, по-видимому, являются бессточные дефляционные, достаточно крупные котловины озер Чаны, Кулундинского, Кучук, Кызыл-Как, Теке, Киши-Карой, Силетитениз, Улькен-Карой. Глубина этих дефляционных котловин превышает 70 м. Эоловый вынос материала из них происходил неоднократно во время эпох похолоданий и аридизации климата.

Севернее дефляционной поверхности и северо-западнее Приобского плато, на Барабинской равнине, широко распространен хорошо сохранившийся гривный рельеф последнего оледенения, состоящий из вытянутых с юго-запада на северо-восток гряд высотой 5—15 м, параллельно господствующим в настоящее время ветрам (рис. 4). Обычно длина грив составляет несколько километров, а ширина до 1.5 км. Аккумулятивные эоловые формы рельефа на этой территории обычно парагенетически связаны с дефляционными формами рельефа в виде замкнутых неглубоких котловин, часто вытянутых в том же направлении. Несколько меньший размер имеют серповидные гривы, расположенные на северо-восточных бортах выдутых котловин. В основном гривы приурочены к участкам достаточно крупных неглубоких понижений, выработанных в результате площадной дефляции на их начальных этапах

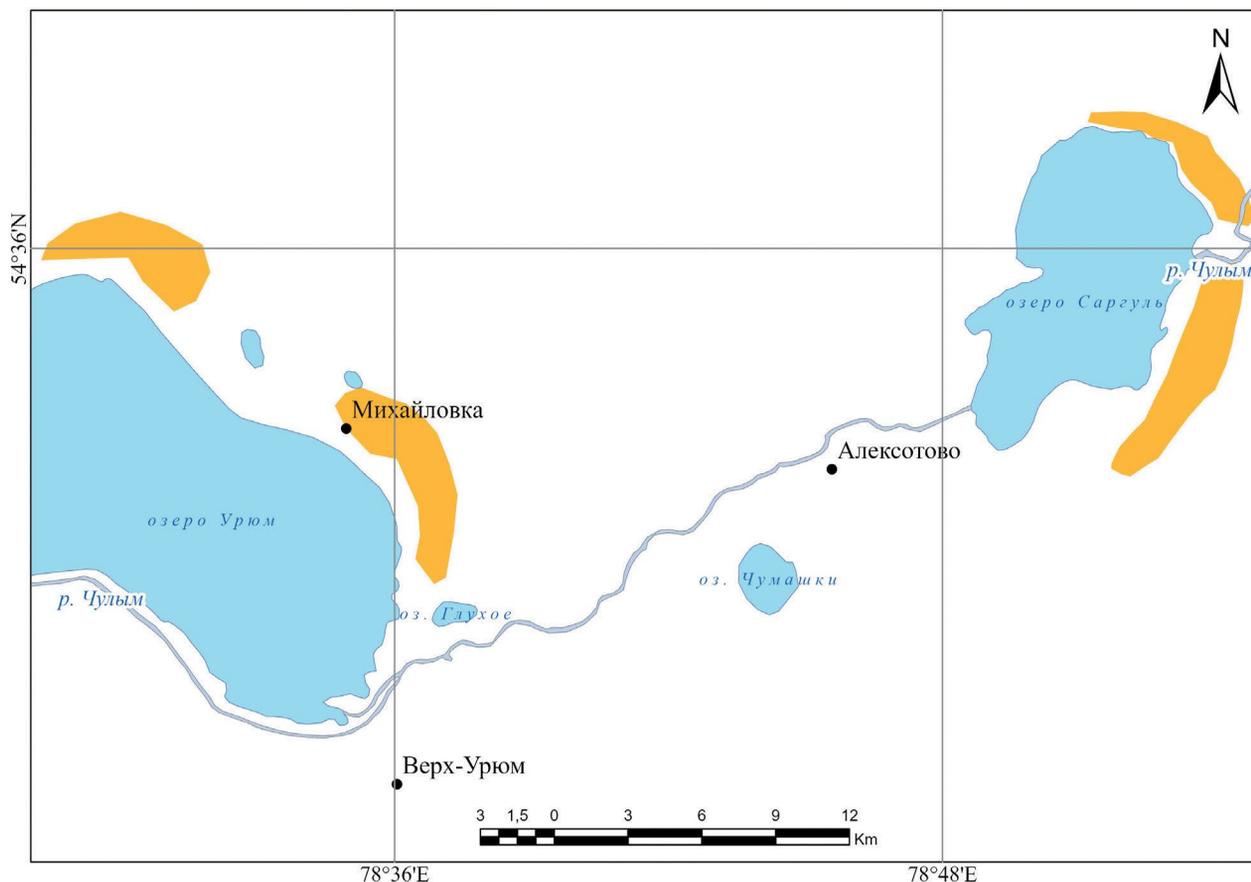


Рис. 3. Серповидные, поперечные господствующим ветрам эоловые гряды (гривы) времени последнего оледенения на подветренных берегах озерных котловин, сложенные материалом, вынесенным из них, и продольная грива на юго-восточном берегу оз. Саргуль.

Fig. 3. Crescent-shaped, transverse to the prevailing winds, eolian ridges (grivas) on the lee shores of lake basins, composed of material taken out of them, and a longitudinal griva on the southeastern shore of the Lake Sargul.

(Чановская котловина — рис. 4, Суминское займище и др.). Гривы сложены коричневато-желтыми, преимущественно мелкозернистыми, не слюдястыми песками, супесями и алевритами. Для них характерна типичная эоловая слоистость, представленная субгоризонтальными слоями неодинаковой мощности до 5 см, с неровными, неправильно мелкоямчатыми, несколько деформированными волнистыми границами между ними. Внутри слоев развита мелкая, несимметричная эоловая рябь. Материал, слагающий гривную толщу, выдут из многочисленных дефляционных котловин, расположенных юго-западнее.

Гривы образованы двумя разновозрастными генерациями эоловых отложений, часто разьединенными позднеледниковой суминской почвой, клиньями усыхания или мерзлотными образованиями. Обнаружено также разделение двух гривных толщ озерными осадками с возрастом около 17.5 тыс. л. (^{14}C дата 14295 ± 185 ВР, СОАН-6114) (Зыкин и др., 2009;

рис. 5). В местах аккумуляции лёссового покрова эти толщи фациально переходят в тулинский и ельцовский лёссы. Иногда встречаются цокольные гривы, имеющие в основании абразионную гряду, сложенную криотурбированными озерными алевритами, по-видимому, каргинского возраста и облекаемую эоловыми песками, соответствующими ельцовской генерации лёссов. Примером подобной гривы является грива п-ва Мыс в северо-западной части оз. Чаны. Субэаральный генезис грив подтверждается характером границ между отдельными слоями, входящими в гривную толщу. Они не имеют следов эрозионного воздействия водной среды. В толще, слагающей гривы, отсутствует материал водной сортировки и следы оглеения, но присутствуют горизонты выветривания, несимметричная эоловая рябь, а также слабо развитые почвенные горизонты и мелкие трещины усыхания. Основание гривной толщи резкое неровное. В ее основании часто встречаются клинья усыхания,

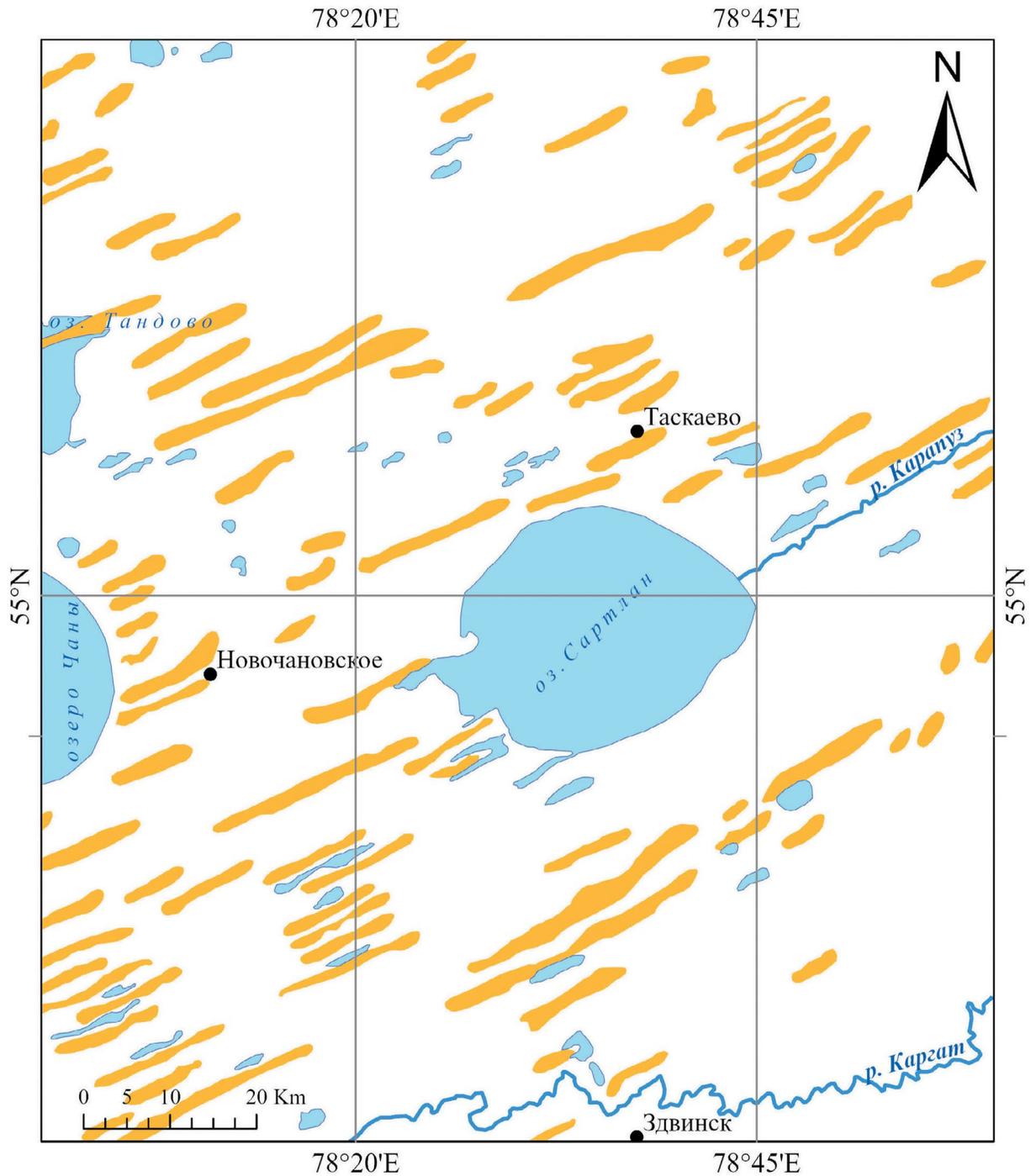


Рис. 4. Гривный рельеф Чановской котловины времени последнего оледенения, сложенный продольными юго-западным ветрам низкими гребнями (гривами).

Fig. 4. The grivas relief of the Chany depression of the time of the last glaciation, composed of low longitudinal ridges (grivas) to the southwest winds.

а в ее базальном слое, сложенном мелким гравием, в долине р. Оми у пос. Сергино, вдали от выходов коренных пород, был обнаружен состоящий из них мелкий ветрогранник. Севернее широтного отрезка Оби гривная толща сложена рыхлыми эоловыми

песками (Величко, Тимирева, 2005) с горизонтами ветрогранников. Распространение субэолевых отложений и форм рельефа Западно-Сибирской равнины во время последнего оледенения показывает, что в то время эта территория представ-

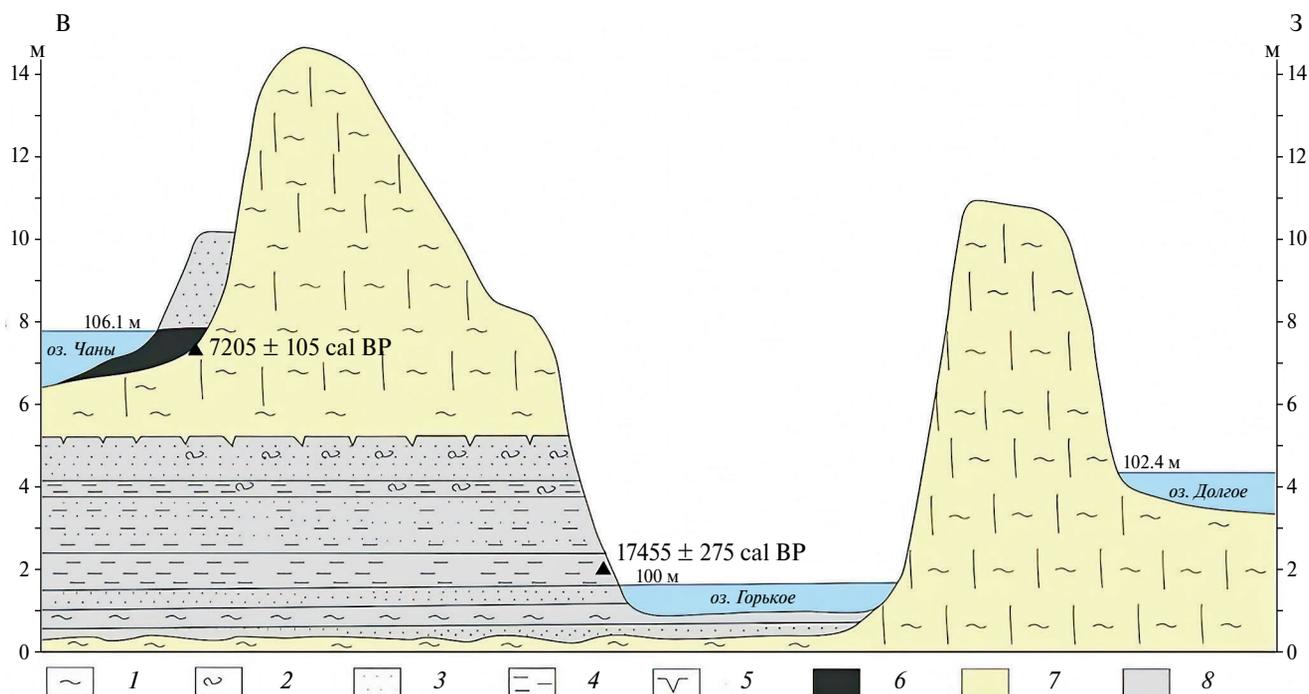


Рис. 5. Геологический разрез юго-восточного борта котловины оз. Чаны.

1 — суглинок; 2 — солифлюксий; 3 — песок; 4 — алеврит; 5 — мерзлотные клинья; 6 — погребенная почва; 7 — эоловые отложения; 8 — озерные отложения.

Fig. 5. Geological section of the southeastern flank of the Chany Lake basin.

1 — loam; 2 — solifluction deposits; 3 — sand; 4 — silt; 5 — ice wedge casts; 6 — buried soil; 7 — aeolian deposits; 8 — lacustrine deposits.

ляла огромную холодную пустыню с характерными для нее эоловыми обстановками осадконакопления, обширными дефляционными поверхностями и замкнутыми дефляционными котловинами.

Уникальным объектом Западной Сибири является возвышенная территория Приобского степного плато, названная И.А. Волковым (1976) Приобской увалистой равниной, занимающей территорию Восточной Кулунды. Преобладание в его строении лёссовых пород позволяет относить его к лёссовым плато. Плато простирается от предгорий Алтая на юге до района г. Новосибирска на севере и имеет общий слабый наклон с юга на север.

На юге к Приобскому плато причленяется с запада территория дефляционной поверхности с огромным количеством выдутых котловин различных размеров и глубины, служащих источником материала для образования увалов. Сближенность источников пыли с территорией ее аккумуляции в виде лёссовых покровов показывает, что в эпохи эоловой активизации пыль не поднималась высоко в атмосферу, а отлагалась вблизи ее источников. На севере и северо-западе к Приобскому плато примыкает Барабинская равнина с широко развитым гривным

рельефом. Характерной особенностью поверхности плато являются гигантские гряды (увалы), вытянутые прямолинейно с юго-запада на северо-восток и разделенные 14 широкими прямолинейными ложбинами. Протяженность увалов достигает 120—350 км, а ширина от 15 до 70 км (рис. 6).

Они возвышаются над разделяющими их ложбинами от 5 до 100 м. Ширина ложбин колеблется от 8 до 20 км. Увалы почти параллельны друг другу и имеют плоские вершины и очень пологие склоны. Увалы сложены лёссово-почвенной толщей среднего-верхнего плейстоцена, включающей 10 ископаемых педокомплексов (Зыкина, Зыкин, 2012), что свидетельствует о длительном времени формирования увалов, охватывающем средний и поздний плейстоцен. Ориентировка увалов и межувальных понижений почти параллельна северному фронту Горного Алтая.

Свидетельствами эолового происхождения увалистого рельефа Приобского плато являются строение увалов и межувальных понижений, сложенных лёссово-почвенными образованиями, горизонты которых параллельны современной поверхности увалов, прямолинейность этих форм рельефа, пологие склоны увалов без следов до голоценовой водной эрозии

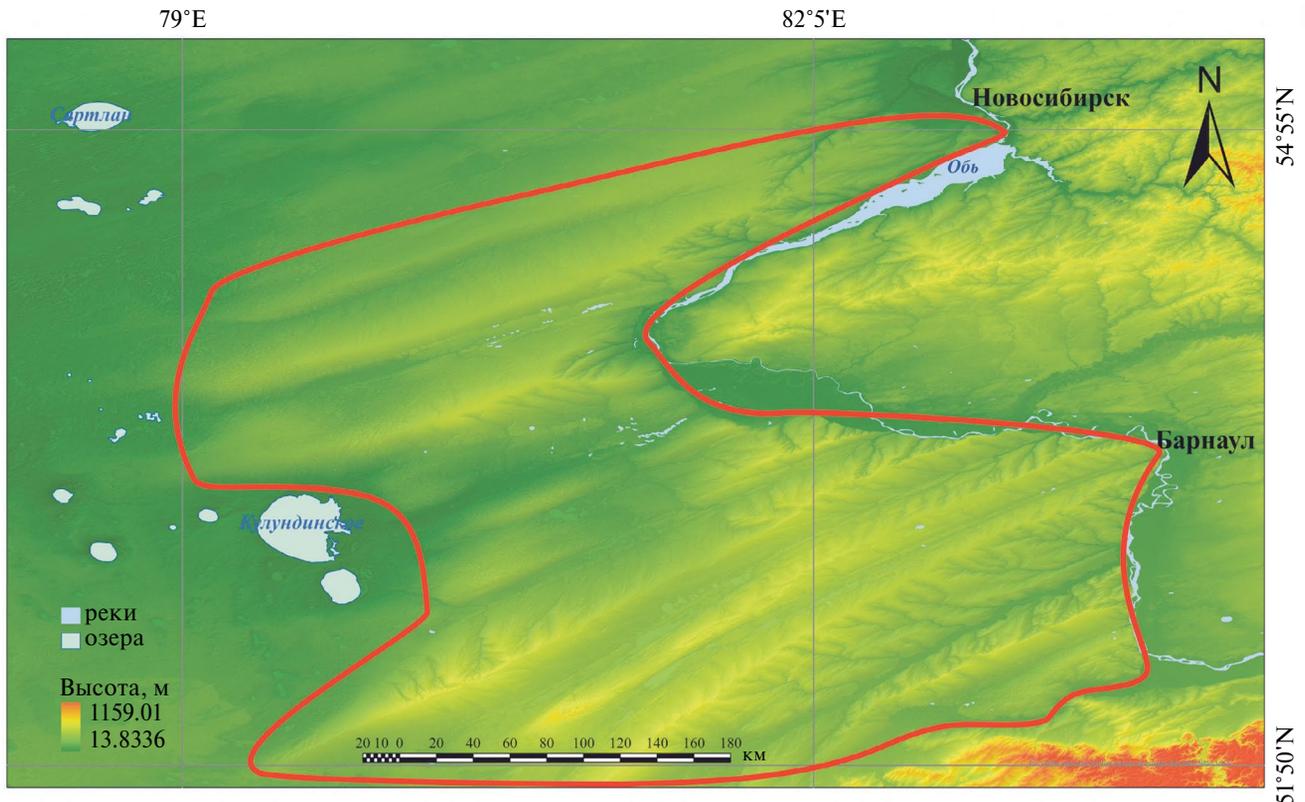


Рис. 6. Гипсометрическая карта увалов Приобского лёссового плато.

Увалы (оконалированы красной линией) представляют собой крупные гряды, вытянутые прямолинейно с юго-запада на северо-восток, почти параллельно друг другу. Протяженность увалов достигает 120–350 км, а ширина от 15 до 70 км. Они разделены широкими прямолинейными ложбинами шириной от 8 до 20 км; относительная высота увалов над ложбинами составляет от 5 до 100 м. Гипсометрическая карта выполнена на основе SRTM с разрешением 30 м (источник: <https://opentopography.org/>). Оформление выполнено в ArcGIS Pro.

Fig. 6. Digital elevation model of the Uvals of the Priobskoye Loess Plateau.

Ouvals (local name for crests) are ridges elongated in a straight line from the southwest to the northeast, almost parallel to each other (outlined by the red line). The length of the ouvals reaches 120–350 km, and the width is from 15 to 70 km. They are separated by wide rectilinear hollows from 8 to 20 km wide; relative height of ouvals above hollows is from 5 to 100 m. The map is based on SRTM DEM with 30 m resolution (source: <https://opentopography.org/>) and was designed in ArcGIS Pro.

и вытянутость увалов и межувальных понижений согласно господствующим ветрам, а также отсутствие унаследованности тектоническим структурам фундамента, показанное многими исследователями (Малолетко, 1976). Межувальные понижения (ложбины) являются коридорами длительного выдувания во время холодных эпох плейстоцена. Морфологические особенности рельефа Приобского степного плато, его обособленность, размеры составляющих его элементов рельефа, позволяют рассматривать эту территорию крупнейшей на Земле системой мега-ярдангов (Rötter et al., 2023), формировавшейся в аридном климате при преобладающем участии эоловых процессов. Наиболее полно отражает историю формирования эолового рельефа в плейстоцене разрез у пос. Белово, представляющий поперечный

разрез Порозихинско-Алейского увала (рис. 7). В нем отчетливо виден переход от отложений пластовой равнины, сформированной горизонтально залегающими горизонтами лёссов и почв, к толще лёссов, в которой горизонты почв и лёссов расположены почти параллельно современному рельефу, в том числе склонам увалов. Начало формирования увалов и коридоров выдувания (ложбин между ними), по-видимому, соответствует времени образования даниловского лёсса, залегающего под чарышской почвой, соответствующей МИС 13.

Западнее, на правом берегу Оби к Приобской увалистой равнине примыкает обширная территория, сложенная лёссовыми покровами, чередующимися с горизонтами ископаемых почв.

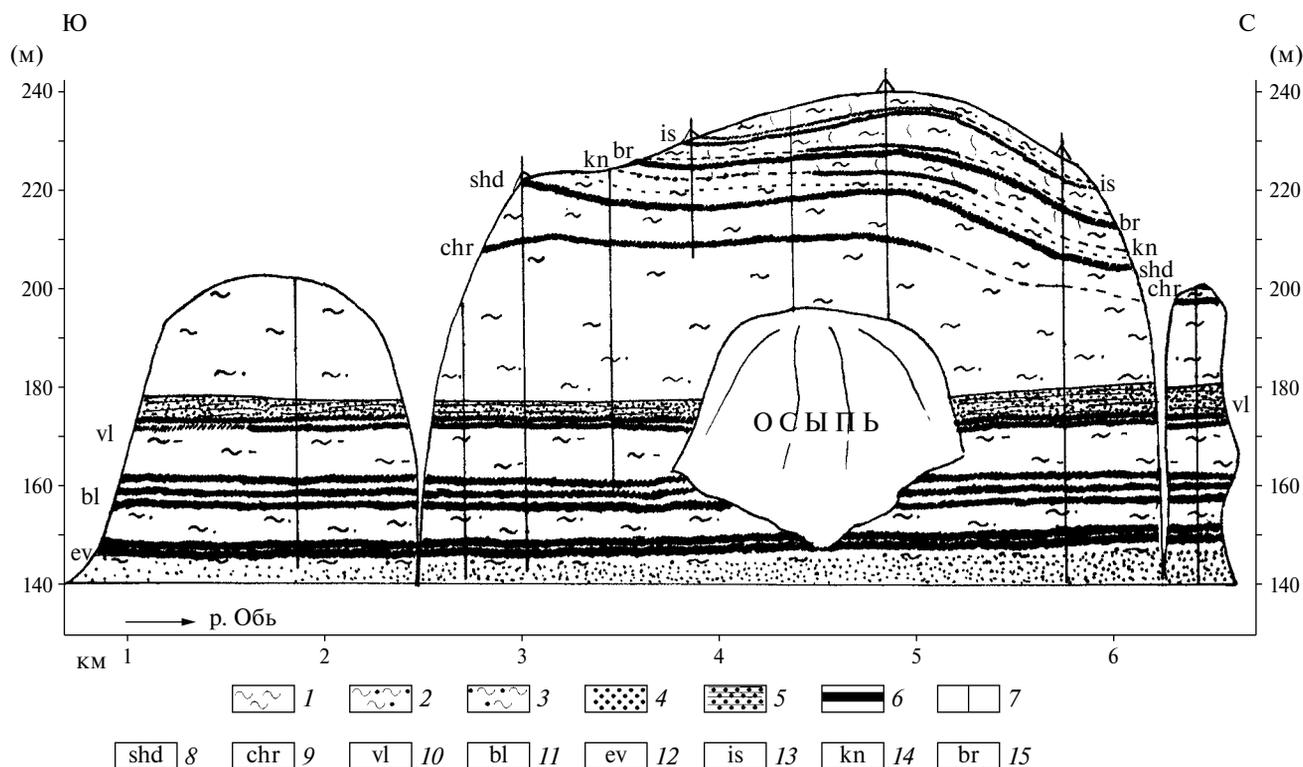


Рис. 7. Геологическое строение разреза Белово (Зыкина, Зыкин, 2012).

1 — суглинок; 2 — алеврит; 3 — супесь; 4 — песок; 5 — песок неявно слоистый; 6 — ископаемая почва; 7 — местоположения разрезов; педокомплексы: 8 — шадринский, 9 — чарышский, 10 — володарский, 11 — беловский, 12 — евсинский, 13 — исцитимский, 14 — койнихинский, 15 — бердский.

Fig. 7. Geological structure of the Belovo section (Zykina, Zykin, 2012).

1 — loam; 2 — sandy silt; 3 — sandy loam; 4 — sand; 5 — indistinctly layered sand; 6 — fossil soil; 7 — locations of transects; pedocomplexes: 8 — Shadrinsky, 9 — Charyshsky, 10 — Volodarsky, 11 — Belovsky, 12 — Evsinsky, 13 — Iskitimsky, 14 — Koinikhinsky, 15 — Berdsky.

ЛЁССОВО-ПОЧВЕННАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Западно-Сибирская лёссовая провинция расположена в центральной части среднеширотного лёссового пояса. Мощность лёссовой толщи этой территории достигает 120 м. Лёссово-почвенная последовательность Западной Сибири представляет собой один из наиболее полных палеоклиматических архивов Северной Евразии (Волков, 1971; Зыкина и др., 1981; Добрецов и др., 2003; Зыкина, Зыкин, 2012). Отраженная в нем запись климатических событий четко фиксирует периодические изменения природной среды и климата Сибири, происходившие в течение ее формирования. Уникальной особенностью лёссовой толщи Западной Сибири является наличие в ней ископаемых почв, объединенных в педокомплексы, состоящие из 2—3 почв, разделенных маломощными слоями лёссов.

Педокомплексы отделены друг от друга значительно более мощными слоями лёсса.

Основой стратиграфического расчленения и корреляции разрезов лёссовой толщи являются ископаемые почвы (Волков, 1971; Зыкина, 1986, Зыкина, Зыкин, 2012; и др.), сформированные в строго определенных климатических условиях, неповторимых для каждой теплой эпохи. Возможность этих стратиграфических операций обусловлена установлением в вертикальной последовательности почвенных и лёссовых горизонтов в единых наиболее полных разрезах их неповторимых особенностей и морфотипических признаков, отражающих уникальность и продолжительность каждой климатически обусловленной эпохи почвообразования и лёссонакопления, отраженных в глобальных записях климата. Возможность использования ископаемых почв в качестве четких стратиграфических и палеогеографических уровней подтверждается синхронностью формирования верхнеплейстоценовой верхней исцитимской

почвы и ее возрастных аналогов на сотни километров в различных районах Сибири, установленной радиоуглеродным методом (Зыкина и др., 1981; Зыкина и др., 2000; Зыкина, Зыкин, 2012; Haesaerts et al., 2005). Каждому стратиграфически выдержанному горизонту ископаемой почвы соответствуют определенные криогенные деформации, свойственные каждой почве.

К настоящему времени на юге Западной Сибири изучено более 100 лёссово-почвенных разрезов. Сопоставление разрезов на основании прослеживания стратиграфически выдержанных почвенных и лёссовых горизонтов, имеющих одинаковые морфотипические признаки на большой территории, при отсчете стратиграфических горизонтов сверху от современной поверхности и снизу от границы Брюнес–Матуяма, позволило разработать детальную стратиграфическую схему лёссово-почвенной формации юга Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012) и установить почти полную последовательность субаэрального осадконакопления (рис. 1). Для установления стратиграфической последовательности использовалось комплексное применение радиоуглеродного (Зыкина и др., 1981; Зыкина и др., 2000; Зыкина, Зыкин, 2012; Haesaerts et al., 2005; и др.) и люминесцентного (Zander et al., 2003; Frechen et al., 2005; Chlachula, Little, 2011) датирования, биостратиграфические и палеомагнитный методы (Зыкина, Круковер, 1988; Архипов и др., 1997; Круковер, 1992; Krukover, 2007; Смолянинова и др., 2011; и др.). Расчленение и корреляция лёссовой толщи основаны на климатостратиграфическом принципе. Стратиграфическая последовательность контролировалась положением главного магнитостратиграфического репера плейстоцена — границы Брюнес–Матуяма. Палеомагнитные данные из разреза Мраморный показывают, что граница Брюнес–Матуяма проходит в самой верхней части евсинского педокомплекса (Поспелова, Гнибиденко, 1982; Волков и др., 1984), а в разрезах Белово, Вяткино, Володарское — в суглинке между почвами евсинского педокомплекса (Зыкина и др., 2000; Чиркин и др., 2009; Смолянинова и др., 2011).

В последние годы для уточнения хронологической основы лёссово-почвенной шкалы плейстоцена Западной Сибири было проведено люминесцентное датирование нескольких лёссовых разрезов (Курбанов и др., 2020; Вольвах и др., 2021; Зыкина и др., 2021; Вольвах 2022; Meshcheryakova et al., 2022; Volvakh et al., 2022), в том числе лектостратотипического для нескольких горизонтов лёссово-почвенной шкалы разреза Ложок. Было

получено в общей сложности 98 люминесцентных дат. Полученные результаты оказались весьма дискуссионными. Многие даты хорошо укладываются в разработанную стратиграфическую схему лёссовой толщи Западной Сибири. Другая часть дат показала несоответствие установленной ранее стратиграфической последовательности лёссовой толщи этой территории и привела авторов к пересмотру стратиграфического положения некоторых горизонтов в конкретных разрезах верхнего плейстоцена, с чем мы не всегда можем согласиться.

При корреляции разрезов последнего межледниковья и определения их возраста, как и других событий плейстоцена, мы исходим из их продолжительности и их термического режима, отраженных в глобальных климатических ритмах (изотопно-кислородные записи в донных осадках Мирового океана и полярных ледяных кернах), данных о мощности, продолжительности формирования и термических условиях формирования плейстоценовых почв в разных регионах мира, которые, в общем, совпадают с нашими данными. Поэтому если слабо развитая автоморфная ископаемая почва, формировавшаяся в более прохладных условиях и более короткое время, чем современная, на основании люминесцентных дат по полевым шпатам, относится к последнему межледниковью, которое было теплее и продолжительнее современного, то предпочтение отдавалось климатостратиграфической корреляции на основе палеопедологического метода.

В полной лёссово-почвенной последовательности среднего-верхнего плейстоцена в пределах палеомагнитной эпохи Брюнес Западной Сибири выделяется 10 педокомплексов, соответствующих теплым нечетным МИС, включая голоцен. Ниже рубежа хронов Брюнес и Матуяма расположен малиновский педокомплекс, состоящий из двух почв.

Евсинский педокомплекс открывает субаэральные отложения среднего плейстоцена Западной Сибири. На Приобской увалистой равнине педокомплекс представлен двумя ископаемыми почвами — луговой и лугово-черноземной, разделенных прослоем опесчаненного, оглеенного, карбонатного суглинка. Нижняя луговая почва имеет гумусовый горизонт мощностью до 1.5 м, а верхняя лугово-черноземная — 1.2 м. Общая мощность педокомплекса составляет 3.2 м. Почвы имеют тяжелый механический состав: содержание илистой фракции в нижней почве — до 33.9%, а верхней почве — до 38.6%. Для почв характерны гуматный состав органического вещества, высокие отношения $C_{гк}/C_{фк}$, преобладание фракции гуминовых кислот, связанной с кальцием.

В Новосибирском Приобье педокомплекс состоит из двух совмещенных ископаемых почв. Нижней луговой солонцеватой соответствует иллювиальный горизонт с мелкоореховато-призматической структурой мощностью 0.5 м, а верхняя лугово-черноземная представлена плотным, гумусовым горизонтом мощностью 0.65 м. Верхняя часть горизонта разбита сетью трещин усыхания, свидетельствующих о длительном этапе выветривания почвы. Для почв характерна значительная оглиненность (фр. <0.001 мм до 45 %).

Педокомплекс регионально распространен, охарактеризован ранневяткинской микротериофауной, возрастным аналогом которой является фауна тираспольского комплекса (Зыкина и др., 2000). Приведенные выше палеомагнитные данные определяют его сопоставление с МИС 19, к которой приурочена граница Брюнес–Матуяма (Bassinot et al., 1994). Ниже педокомплекса находится местонахождение мелких млекопитающих поздней стадии развития раздольинского комплекса, относимого к эпизоду Харамильо (Зажигин, 1980).

Расположенный выше салаирский лёсс установлен в низовьях р. Бердь и прослежен в разрезах Приобской увалистой равнины в виде серовато-коричневого, плотного, карбонатного, опесчаненного в основании суглинка мощностью 3–6 м. Иногда он имеет неясную горизонтальную слоистость и является материнской породой для беловского педокомплекса. Салаирский лёсс соответствует мансийскому горизонту стратиграфической схемы Западно-Сибирской равнины и отнесен к МИС 18.

Беловский педокомплекс мощностью 10.2 м, широко представленный на Приобской увалистой равнине, состоит из трех ископаемых почв, разделенных горизонтами суглинков. Нижняя почва полигенетического строения, прошедшая начальную луговую стадию развития и завершающую лугово-черноземную, имеет мощность профиля до 1.5 м. Выше, отделенная 1.0 м лёссовидного суглинка, расположена луговая средняя почва, мощность профиля которой равна 1.0 м. Завершает педокомплекс верхняя лугово-черноземная почва с мощностью профиля 1.15 м, расположенная выше на лёссовидном суглинке мощностью 1.8 м. Нижняя ископаемая почва имеет самый большой гумусовый горизонт (до 1.2 м), очень много нор землероев размером 10–15 см, карбонатные новообразования представлены псевдомицелием, пятнами, конкрециями. Верхняя почва не достигает мощности и зрелости нижней почвы, однако превосходит среднюю. Все почвы имеют тяжелосуглинистый механический состав

(фракция <0.001 мм в b_{11} до 41.3 %; b_{12} до 36.2 %; b_{13} до 38.4 %), состав органического вещества показывает доминирующее содержание гуминовых кислот, преимущественно фракции, связанной с кальцием. В почвах комплекса обнаружены остатки грызунов среднеплейстоценового вяткинского комплекса (Круковер, 1992), которые по эволюционному уровню соответствуют фауне типового местонахождения вяткинского комплекса, описанного В.С. Зажиным (1980). Беловский ПК отнесен к талагайкинскому горизонту и перекрывается вяткинским покровом лёсса. Он сопоставлен с МИС 17.

Вяткинский лёсс представлен суглинком тяжелым, серовато-коричневым, уплотненным, карбонатным, в кровле с признаками оглеения и ожелезнения. Мощность его равна 9 м. Содержание фракции <0.001 мм и преобладающей крупной пыли несколько меньше, чем в салаирском лёссе. Он соответствует талагайкинскому горизонту и МИС 16. Стратиграфическое положение его определяется распространением на характерном беловском педокомплексе, имеющем биостратиграфическую характеристику.

Волдарский педокомплекс имеет мощность до 3.2 м и состоит из двух палеопочв. Верхняя почва луговая представлена гумусовым (1.5 м) и карбонатно-глеевым (0.3 м) горизонтами, непосредственно ниже которого залегает чернозем слабо выщелоченный, с гумусовым горизонтом 0.5 м и иллювиально-карбонатным — 0.9 м. Почвы имеют тяжелый механический состав (фракция <0.001 мм — 39.5–41.5 %) и повышенную плотность. Для обеих почв характерна гуматная направленность формирования системы гумусовых веществ, гуматный состав гумуса аккумулятивных горизонтов, соотношение $C_{гк}/C_{фк}$ больше единицы. Данная эпоха почвообразования отличается от более ранних теплых эпох формированием в первую половину потепления почв черноземного типа, что возможно лишь при расчлененном рельефе и низком уровне грунтовых вод. Фауна грызунов из нор землероев почв соответствует среднеплейстоценовому вяткинскому комплексу, более позднему этапу ее развития (Круковер, 1992). Родовой и видовой состав мелких млекопитающих вяткинского комплекса, характерного для среднего плейстоцена, указывает на преобладание в теплые эпохи этого времени на Обь-Иртышском междуречье открытых степных пространств (Зажигин, 1980). Обе почвы достаточно мощные и значительно оглиненные сформировались в условиях умеренного теплого и влажного климата. Педокомплекс отнесен к талагайкинскому горизонту, сопоставляется с МИС 15.

Даниловский лёсс мощностью 20 м выделен на Приобской увалистой равнине в разрезе Белово на левобережье Оби (Зыкина и др., 2000), представлен суглинком тяжелым коричнево-серого цвета. Его нижняя часть толщиной 1 м от основания оглеена и опесчанена, а выше замещается слоем мелкозернистых, полимиктовых, хорошо сортированных, не слюдистых песков влекомого наноса с преобладанием горизонтально-слоистых прослоев мощностью 6.0 м и затем переходит в суглинок до 14 м мощности, тяжелый (фракция <0.001 мм — 33.3%), серовато-коричневого цвета, плотный, с марганцовистым крапом и точечным ожелезнением, с мелкими сфероидами до 1 см в диаметре. Даниловский лёсс соответствует тильгимскому горизонту стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности и сопоставляется с МИС 14.

Чарышский педокомплекс представлен почвенной толщей полигенетического строения, в профиле которой отчетливо видно совмещение двух черноземов. Нижняя почва сформировалась по типу черноземов оглиненных, чему соответствует хорошо развитый оструктуренный иллювиальный горизонт с максимальным содержанием илистой фракции (фракция <0.001 мм — 41.3%), мощность которого 1.3 м. Верхняя почва развивалась по типу черноземов обыкновенных, мощность гумусового горизонта 0.7 м. Формирование нижнего чернозема происходило в более влажных условиях, чем в завершающую. Наличие карбонатных новообразований (белоглазки) в верхней части иллювиального горизонта нижней почвы свидетельствует о последующем более аридном этапе почвообразования. Общая мощность педокомплекса равна 2 м. Процесс гумусообразования обеих почв характеризуется гуматной направленностью и высокими абсолютными значениями $C_{гк}/C_{фк}$ (1.83 и 2.28) гумусового горизонта. Чарышские черноземы отличаются от современных черноземов Западной Сибири большей мощностью гумусовых горизонтов, что связано с большим временем их формирования. Педокомплекс отнесен к тильгимскому горизонту, а по своему строению соответствует структуре теплой стадии МИС 13.

Морозовский лёсс выделен на Приобской увалистой равнине в разрезе Белово (Зыкина и др., 2000), представлен суглинком тяжелым (фракция <0.001 мм до 35.5%) коричневатого-серого цвета, плотным, карбонатным (псевдомицелий и мелкие карбонатные конкреции), содержащим мелкие марганцовистые конкреции и точки, а также единичные листоватые глинистые округлые новообразования (сфероиды). К основанию слоя появляются мелкие глеевые пят-

нышки и горизонтально-полосчатое ожелезнение. Мощность лёсса равна 7 м. Морозовский лёсс сопоставляется с низямским горизонтом, соответствует МИС 12.

Шадрихинский педокомплекс представлен сложно построенной палеопочвенной толщей полигенетического строения мощностью 3 м, в которой совмещены профили двух ископаемых почв: нижней серой лесной и верхней — чернозема луговых степей. К профилю нижней почвы относятся фрагменты элювиального и иллювиального с ореховато-призматической структурой горизонтов, мощность которых равна 2 м. К верхней почве мощностью 1 м относятся гумусовый и карбонатно-иллювиальный горизонты. Гумусовый горизонт верхней почвы имеет мощные гумусированные языки-затеки шириной у основания до 15 см и глубиной до 1.5 м, секущие нижележащий иллювиальный горизонт. Повышенная оглиненность толщи (фракция <0.001 мм 39.6—41.4%), заметная выщелоченность, накопление гидроксидов железа и алюминия в хорошо оструктуренном иллювиальном горизонте коричневого цвета, а также его характерное микростроение (Зыкина, Зыкин, 2012), свидетельствуют о довольно влажных условиях формирования этой почвы. Последующая фаза педогенеза протекала по черноземному типу. Это констатируется наличием хорошо оформленного гумусового горизонта и карбонатного, выполненного глазковыми формами и псевдомицелием, наличием нор землероев. Гумусонакопление было ведущим почвообразовательным процессом этого времени. Состав органического вещества и микроморфологические признаки гумусового горизонта (Зыкина, Зыкин, 2012) подтверждают черноземный характер верхних почв. Микростроение иллювиальных горизонтов свидетельствует о проявлении процессов лёссыважа и оподзоливания. Эти процессы почвообразования характерны для современных серых лесных почв. Нижняя лесная почва характеризуется гуматно-фульватным и фульватным составом гумуса. Шадрихинский педокомплекс хорошо прослеживается в лёссово-почвенных разрезах как важный стратиграфический репер, для него характерна фауна мелких млекопитающих среднеплейстоценового возраста. Он отнесен к тобольскому горизонту и сопоставлен с МИС 11.

Шибавский лёсс мощностью до 5 м представлен залегающим в виде покрова желтовато-коричневым лёссовидным суглинком, имеющий в нижней части местами неясную горизонтальную слоистость. Он соответствует самаровскому горизонту и сопоставлен с МИС 10.

Шипуновский педокомплекс мощностью 3.0 м состоит из трех ископаемых почв, разделенных прослоями лёссовидных суглинков небольшой мощности. Верхняя палеопочва — чернозем слабо развитый, имеет мощность гумусового горизонта (AU) 0.2 м и переходного (BC) — 0.3 м. Средний чернозем с гумусовым горизонтом 0.6 м и иллювиальным 0.4 м, отделен от нижней почвы суглинком в 0.35 м. Гумусовый горизонт нижней лугово-черноземной палеопочвы имеет мощность горизонта 0.75 м, а иллювиального 0.4 м. В лугово-черноземной почве проявились три характерных процесса — гумусонакопление, лёссовидизация и оглеение, доминирующим почвообразовательным процессом чернозема было гумусонакопление (Зыкина, Зыкин, 2012). Максимальное содержание илистой фракции отмечается в нижней почве (<0.001 мм до 35.6 %) и практически равномерное, но несколько ниже (<0.001 мм до 25.3 %) в двух вышележащих почвах. Для палеопочв характерна гуматная направленность формирования системы гумусовых веществ, гуматный состав гумуса аккумулятивных горизонтов, соотношение $C_{гк}/C_{фк}$ больше единицы. Педокомплекс отнесен к теплому широтному интервалу. В структуре тепло-шипуновского интервала отчетливо выделяется три теплых фазы, соответствующие по строению МИС 9.

Чулымский лёсс мощностью 5 м представлен суглинком желтовато-серого цвета, уплотненным, карбонатным, неслоистым, с пятнами оглеения, ожелезнения и марганцевистой пунктации, присутствующими в нижней части горизонта. Он отнесен к тазовскому горизонту и сопоставлен с МИС 8.

Койнихинский педокомплекс (kn_{1-2}) в Новосибирском Приобье состоит из двух черноземных палеопочв. Профиль верхней почвы представлен гумусовым (AU — 0.3 м) и переходным (BC — 0.2 м) горизонтами. Для нижнего чернозема характерен лучше сформированный и большей мощности профиль (AU — 0.4 м, ВСА — 0.6 м), что связано с более интенсивным почвообразованием ранней фазы педогенеза. Общая мощность педокомплекса составляет 1.8 м (Zykin, Zykina, 2015). На Приобской увалистой равнине педокомплекс представлен почвенной толщей полигенетического строения, состоящей из двух совмещенных черноземных почв вторично поверхностно оглеенных (AU_г — 0.3 м; AU — 0.3 м; ВСА — 0.7 м). По сравнению с более древними среднеплейстоценовыми черноземами почвы койнихинского педокомплекса имеют меньшую мощность гумусовых горизонтов и профилей. По морфотипическим признакам они ближе к со-

временным черноземам. Педокомплекс охарактеризован микротириофауной среднеплейстоценового возраста (Круковер, 1992). Он соответствует тазовскому горизонту, его стратиграфическое положение определяется залеганием непосредственно под горизонтом сузунского лёсса, имеющего OSL дату 158.2 ± 9.9 тыс. л. н., соответствующую МИС 6 (Вольвах, 2022). Педокомплекс сопоставлен с МИС 7. Нижней палеопочве педокомплекса в записях Антарктиды (Petit et al., 1999) и Девилс Холл (Winograd et al., 1997) соответствует наиболее выраженный пик подстадии МИС 7e.

Сузунский лёсс мощностью до 6 м представлен легким и средним суглинком, желтовато-коричневого цвета, слабо пористым, неслоистым, хорошо сортированным. Горизонт менее оглиненный (фракция <0.001 мм 22.3—25.1 %), карбонатный. Он включен в состав тазовского горизонта, сопоставлен с МИС 6. Стратиграфическое положение определяется распространением его непосредственно ниже характерного бердского педокомплекса, а также полученной OSL датой 158.2 ± 9.9 тыс. л. н. (Вольвах, 2022).

Бердский педокомплекс представлен двумя ископаемыми палеопочвами черноземного типа. Нижняя полигенетического строения почва мощностью 1.5 м (AU — 0.9 м; ВІ — 0.6 м) состоит из двух совмещенных черноземов, формировавшихся в казанцевское межледниковье. В раннюю половину межледниковья развивались черноземы с оструктурными иллювиальными горизонтами, а в позднюю — черноземы с отчетливым карбонатно-иллювиальным горизонтом. Казанцевская эпоха почвообразования сопоставлена со стадией 5e изотопно-кислородной шкалы. Важным критерием отнесения этой палеопочвы к МИС 5e является наличие следов существенного развития криогенных процессов в виде криотурбаций и грунтовых жил, соответствующих МИС 5d, являющейся одной из самых холодных в Сибири (Карабанов и др., 2001). Значительная мощность казанцевских почв, зрелость и оглиненность профилей (фракция <0.001 мм 37.7—41.5 %), сближает их с почвами среднего плейстоцена и значительно отличает от вышележащих почв позднего плейстоцена. Ревизия лёссовых разрезов показала, что по морфотипическим признакам и положению в разрезах особенно четко прослеживается нижняя почва бердского педокомплекса, имеющая максимальную мощность профиля и наличие мощных криогенных гумусированных языков-затеков гумусового горизонта. Стратиграфическое положение нижней бердской почвы, сформировавшейся в казанцевское межледниковье, подтверждается полученными

в разрезе Белово OSL датами: из гумусового горизонта — 126.8 ± 6.4 , иллювиального — 152.2 ± 10.3 и верхней части сузунского лёсса — 158.2 ± 9.9 (Вольвах, 2022).

Верхняя бердская почва в разрезах Западной Сибири представлена черноземом карбонатным слабо развитым. Его макро- и микроморфологические признаки, гуматный состав органического вещества гумусового горизонта, равномерное распределение основных окислов и илистой фракции по профилю почвы свидетельствуют о формировании этих почв в условиях степных ландшафтов. Она значительно отличается от нижней почвы слабо дифференцированным профилем небольшой мощности (гор. АУ — 0.2 м; ВС — 0.25 м) и меньшей продолжительностью времени формирования (Зыкина, и др., 1981, 2000). Черноземов, сходных с современными, не формировалось из-за кратковременности эпохи и специфики климатических условий. Верхняя почва соответствует ермаковскому горизонту и сопоставлена с подстадией МИС 5с.

Тулинский лёсс представлен лёссовидным суглинком желтовато-серого или коричневатого цвета, неслоистого, местами переходящего в легкий лёссовидный суглинок мощностью до 7 м. Он залегает на бердском педокомплексе, имеющем OSL даты, и перекрыт осадками каргинского горизонта, что определяет его фиксированное стратиграфическое положение. Выделен в составе ермаковского горизонта, сопоставляется с МИС 4.

Искитимский педокомплекс представлен двумя слабо развитыми черноземами. Профиль верхней почвы состоит из гумусового (АУ — 0.25 м) и переходного (ВС — 0.5 м) горизонтов. Нижняя почва имеет более зрелый и лучше дифференцированный на генетические горизонты профиль (АУ — 0.30–0.35 м; ВСа — 0.6 м), что связано с более интенсивным и длительным почвообразованием ранней фазы педогенеза. Общая мощность педокомплекса составляет 1.65–1.7 м. Возраст образования верхней искитимской почвы по данным радиоуглеродного датирования расположен в интервале 24–35 тыс. л. н. (Зыкина и др., 1981). Искитимский педокомплекс практически всегда присутствует в разрезах лёссово-почвенных последовательностей и является прекрасным стратиграфическим репером. Его сохранность зависит от условий геоморфологического положения разрезов. Так на междуречных пространствах, в верхних частях склонов к долинам рек, вторых надпойменных террасах он представлен наиболее полно, и зачастую не столь сильно преобразован в условиях криогенеза. Морфотипические признаки и свойства искитимских

почв сходны современным почвам, развивающимся в умеренно-континентальном климате по типу черноземных. Однако они не достигли зрелости профилей современных почв, что связано, вероятно, с меньшей продолжительностью времени их формирования. Педокомплекс отнесен к каргинскому горизонту и сопоставлен с МИС 3.

Ельцовский лёсс представлен коричневатого-желтым карбонатным лёссовидным суглинком, пористым, неслоистым, слабо оглиненным (фракция <0.001 мм — 19.3%), мощностью 2 м. Он объединяет субэральные отложения времени сартанского оледенения, включая и комплекс отложений, слагающих гривы южной части Западной Сибири. Ельцовский лёсс формировался от 19–18 до 15–14 тыс. л. н. в условиях глубокой аридизации климата (Зыкина и др., 1981). Почва выделена в составе сартанского горизонта и соответствует 2 стадии изотопно-кислородной шкалы.

Суминская почва представлена в разрезах Западной Сибири слабо оструктуренным иллювиальным горизонтом мощностью 0.4 м. Верхняя граница горизонта неровная, разбита сетью трещин шириной у основания 2–5 см и глубиной до 12 см. Наличие в нем карбонатных новообразований в виде белоглазки, псевдомицелия связано с вымыванием их из современной почвы. Этому способствовал тяжелый механический состав горизонта (фракция <0.001 мм — 32.8%) и некоторое обогащение оксидами железа и алюминия по сравнению с содержанием их в подстилающей и перекрывающей толщах. Радиоуглеродная дата 14200 ± 150 ВР, 17300 ± 230 ВР (СОАН-78), полученная по костям мамонта, свидетельствует о позднеледниковом возрасте костеносного слоя, залегающего на поверхности горизонта. Почва выделена в составе сартанского горизонта и соответствует теплоте времени внутри МИС 2.

Баганский лёсс представлен песчаным алевритом и суглинком легким, плохо сортированным коричневатого-желтого и коричневатого-серого цвета, карбонатным, пористым, имеет мощность 1 м. Он залегает на суминском педокомплексе, а при его отсутствии с горизонтом выветривания на ельцовском лёссе. Баганский лёсс выделен в составе сартанского горизонта и соответствует 2 стадии изотопно-кислородной шкалы.

Последовательное сопоставление строения разрезов лёссово-почвенной толщи плейстоцена Западной Сибири и, особенно, строения педокомплексов со структурой теплых нечетных стадий изотопно-кислородной шкалы (Lisiecki, Raymo, 2005) и других глобальных записей климата — теплых стадий

байкальской летописи (Prokopenko et al., 2001), записей температуры и пыли из ледяных кернов станции Восток в Антарктиде (Petit et al., 1990, 1999) и магнитной восприимчивости лёссово-почвенной последовательности Китая (Kukla et al., 1990; и др.), позволило установить (Zykina, Zykin, 2003, 2008; Зыкина, Зыкин, 2012), что строение ископаемых педокомплексов в полных разрезах лёссовой толщи Западной Сибири отчетливо отражает структуру теплых нечетных стадий непрерывных глобальных последовательностей, состоящих из сближенных теплых событий, разделенных относительно короткими холодными событиями. Как количество педокомплексов и лёссовых горизонтов в лёссово-почвенной последовательности Западной Сибири в пределах эпохи Брюнес совпадает с числом изотопно-кислородных стадий, так и количество почв в педокомплексах соответствует количеству теплых событий в теплых нечетных стадиях. Мощность ископаемых почв в автоморфных условиях прямо пропорциональна продолжительности одновозрастных теплых эпох в глобальных записях климата. Сопоставление структуры полной лёссово-почвенной последовательности Сибири в пределах хрона Брюнес со строением непрерывных глобальных климатических записей дает возможность не только выявить периодичность, но и показать соответствие изменений климата и природной среды этой территории в плейстоцене глобальным изменениям, а также является важным инструментом региональных и глобальных корреляций.

Как показал сравнительный последовательный анализ, строение и состав лёссовых и почвенных горизонтов лёссовой толщи плейстоцена Западной Сибири отчетливо отражает неповторимость каждой палеогеографической эпохи, связанной с изменением интенсивности атмосферной циркуляции в холодные и теплые эпохи плейстоцена. В теплые эпохи слабой активности атмосферной циркуляции преобладало биогенное осадконакопление и формировались почвы, в холодные эпохи активизации атмосферной циркуляции атмосфера была насыщена пылью, которая, осаждаясь, образовывала лёссовые покровы. Каждая эпоха почвообразования среднего и позднего плейстоцена имеет свои характерные особенности строения почв, их географического распространения и отражает присущие ей ландшафтно-климатические условия. Общий уровень потепления и увлажнения, а также продолжительность теплых эпох среднего и позднего плейстоцена отражались на интенсивности педогенеза и мощности профиля ископаемых почв. Как правило нижние почвы педокомплексов

в полных разрезах Западной Сибири сохраняют признаки интенсивного проявления педогенеза, имеют максимально развитый зрелый профиль значительной мощности, с хорошей дифференциацией на генетические горизонты, значительное количество кротовин и высокое содержание органического вещества. Эти особенности отражают высокий термический режим и длительное время формирования этих почв в условиях межледниковых эпох. Верхние почвы педокомплексов и интерстадиальные почвы в лёссах резко отличаются от межледниковых почв гораздо меньшей интенсивностью педогенеза. Они имеют менее мощный профиль по сравнению с межледниковыми почвами, меньшую степень его проработки, его слабую дифференциацию на генетические горизонты и характеризуют более короткие и более прохладные условия интерстадиалов.

Отчетливое совпадение времени формирования мощных лёссовых горизонтов с холодными стадиями глобальных записей климата, а также обогащение пылью холодных интервалов антарктического и гренландских кернов, свидетельствуют о формировании лёссов в периоды похолодания и аридизации климата. Подтверждением накопления лёссовых горизонтов в холодные эпохи является наличие в микростроении лёссов практически по всей их мощности признаков криогенных процессов. Во всех горизонтах лёсса отмечается кольцевая ориентировка минерального скелета по краям микроструктурных отдельностей и в межжагратных пустотах, обусловленная процессами вымораживания (Зыкина, Зыкин, 2012).

Так как в стратиграфической шкале лёссово-почвенной последовательности среднего и верхнего плейстоцена Западной Сибири стратиграфические горизонты, прослеженные на значительные расстояния, отчетливо соответствуют стадиям изотопно-кислородной шкалы океанических осадков и других глобальных записей климата, она должна являться единственной эталонной шкалой для внутри региональных корреляций сибирских разрезов. Расчленение и прослеживание стратиграфических элементов лёссовой толщи возможно с точностью до подстадий изотопно-кислородной шкалы океана. Нерешенным вопросом является время начала лёссонакопления в Западной Сибири. Обнаруженное в разрезе у пос. Раздолье переслаивание лёссов, с залегающими ниже раздольинскими слоями, содержащими аналоги таманской фауны мелких млекопитающих (Зажигин, 1980) позволяет опустить начало формирования лёссово-почвенной последовательности в Западной Сибири к рубежу около 1.2 млн лет.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ

На основании люминесцентного и радиоуглеродного датирования и пространственно-временного прослеживания ископаемых почв разрабатывается уточненная хронология формирования лёссово-почвенной последовательности верхнего плейстоцена Западной Сибири. Использование впервые полученных 98 люминесцентных дат (Курбанов и др., 2020; Вольвах и др., 2021; Зыкина и др., 2021; Вольвах, 2022; Meshcheryakova et al., 2022; Volvakh et al., 2022), а также многочисленных данных по радиоуглеродному датированию, материалов по строению и составу лёссово-почвенной последовательности среднего и позднего плейстоцена Западной Сибири позволило уточнить интервалы формирования ее горизонтов.

Одной из наиболее полных лёссово-почвенных последовательностей Сибири является разрез Приобского лёссового плато в левобережном Порозинско-Алейском увале (между пос. Володарское, Белово и Вяткино), представляющий поперечное сечение увала, обнажающееся в береговых обрывах р. Оби. У пос. Белово он обладает наибольшей мощностью и подробной стратиграфической информацией (рис. 7) на протяжении более 4 км. Впервые для верхнеплейстоценовой части лёссовых отложений Барнаульского Приобья получены первые 25 OSL дат (Вольвах, 2022). Большая часть люминесцентных дат выше бердского педокомплекса противоречит радиоуглеродной дате из верхней искитимской почвы — 23160 ± 550 (СОАН-2499), соответствующей калиброванной дате 27450 ± 580 cal BP, и поэтому здесь не приводится. Даты 121.6 ± 7.1 тыс. л. н. и 126.8 ± 6.4 тыс. л. н. из гумусового горизонта нижней почвы бердского педокомплекса и дата 152.4 ± 10.3 тыс. л. н. из сузунского лёсса, являющегося материнской породой для этой почвы, отчетливо свидетельствуют о времени формирования почвы в последнее межледниковье (МИС 5e).

Проведено дополнительное изучение уникального по своей полноте разреза у пос. Красногорское, расположенного в низкогорьях Горного Алтая (Зыкина и др., 2019). Здесь отмечается значительная мощность лёссово-почвенной последовательности, достигающая 24.5 м, в которой выделяется полная серия средне- и позднплейстоценовых уровней почвообразования, соответствующих МИС 3, 5, 7, 9, 11 (Зыкина и др., 2021). По образцу из гумусового горизонта верхней искитимской почвы разреза имеется радиоуглеродная дата 23065 ± 420 BP, 27320 ± 430 cal BP (СОАН 9484), и вторая радиоуглеродная дата (Babek

et al., 2011), полученная по кости гигантского оленя (*Megaloceros antiquus*), найденной в гумусовом горизонте этой же почвы — 22100 ± 1100 BP, 26550 ± 1200 cal BP (Gd-16386). Методом OSL было получено 10 дат. Некоторые из этих дат имели неоднозначную интерпретацию, поэтому учтено только шесть новых дат из лёссовых отложений верхнего плейстоцена, включающего бердский и искитимский педокомплексы. Определение возраста лёссов и почв проведено двумя вариантами люминесцентного датирования: OSL для зерен кварца и ИКСЛ для полевых шпатов. Верхний образец из ельцовского лёсса, залегающего над искитимским педокомплексом, имеет OSL возраст 25.4 ± 1.6 тыс. л. н., что соответствует времени его формирования, коррелятное МИС 2. Три последующих даты, укладываемых в диапазон 40—48 тыс. л. н., отобраны из лёсса, разделяющего верхнюю и нижнюю почвы искитимского педокомплекса. Возраст данного лёсса хорошо согласуется со временем осадконакопления в стадию МИС 3. Из верхней и нижней части сузунского лёсса, являющегося материнской породой для нижней бердской почвы, по фракции полевого шпата получено две даты возрастом 127.5 ± 7.2 и 149.4 ± 9.0 тыс. л. н. Обе даты (верхняя с учетом доверительного интервала) подтверждают возраст вышележающего бердского педокомплекса. Баганский лёсс, являющийся материнской породой для современного чернозема, и нижележащий, перекрывающий искитимский педокомплекс ельцовский лёсс, имеющий дату 25.4 ± 1.6 тыс. л. н., сопоставляются с МИС 2. Искитимский педокомплекс состоит из двух черноземов, имеющих по сравнению с современными черноземами слабо дифференцированные незначительной мощности профили. Верхняя почва развивалась на лёссовидном суглинке, перекрывающем нижнюю искитимскую почву, из которого получено три OSL даты (39.7 ± 2.7 , 46.6 ± 4.7 , 48.4 ± 3.3 тыс. л. н.).

Из верхне-среднплейстоценовой лёссово-почвенной последовательности разреза у пос. Солоновка (Зыкин и др., 2017), расположенного в Ануйском увале прифасовой части гор Алтая, в слабо пониженной части поверхности увала получена серия OSL дат (Вольвах, 2022; Meshcheryakova et al., 2022). Так, нижняя почва бердского педокомплекса имеет возраст 112 ± 12 тыс. л., полученный OSL методом из гумусового горизонта, который с учетом доверительного интервала соответствует стадии МИС 5e. Значительная мощность гумусового горизонта и хорошо дифференцированный профиль почвы, наличие мощных и глубоких гумусированных языков-затеклов свидетельствует о формировании ее

в последнее межледниковье (МИС 5e). Выше залегающая палеопочва, имеющая небольшую мощность гумусового горизонта и профиля, без перерыва в осадконакоплении залегает над нижней бердской почвой. Отсутствие перерыва в осадконакоплении, сближенность почв, незначительный прослой лёсса между ними, глубина их залегания от современной поверхности позволяет рассматривать эти почвы как единый педокомплекс.

Разрез Ложок является опорным для лёссово-почвенной последовательности Западной Сибири. В нем находятся лектостратотипы всех стратиграфических подразделений лёссовой тощи верхнего плейстоцена — искитимского, бердского, койнихинского педокомплексов и баганского, ельцовского, тулинского, суминского горизонтов лёсса. В настоящее время карьер задернован. Он находится на правом берегу Оби, в районе г. Искитима на междуречье рек Шипуниха и Койниха, являющихся притоками р. Бердь. Детальное послойное описание разреза с прослеживанием горизонтов и установления взаимоотношения между ними, проведенное во время существования карьера протяженностью 400 м и глубиной до 10 м, приведено в работах И. А. Волкова (1971), В. С. Зыкиной с соавторами (1981) и В. С. Зыкиной и В. С. Зыкина (2012). В последующем, стенка карьера вскрывалась небольшими зачистками и скважинами. Для определения абсолютного возраста отложений лёссово-почвенной последовательности разреза Ложок была отобрана серия из 38 образцов. Полученные результаты люминесцентного датирования (Вольвах и др., 2021; Вольвах, 2022) оказались весьма дискуссионными: возраст лектостратотипа бердского педокомплекса в основании разреза составил 180—220 тыс. л. н., что соответствует МИС 7 и отнесен койнихинскому педокомплексу. Слаборазвитая интерстадиальная почва, являющаяся лектостратотипом искитимского педокомплекса и скоррелированная с МИС 3, по данным люминесцентного метода оказалась датированной в интервале 112—151 тыс. л. н. и отнесена к нижней бердской почве, а также сопоставлена с последним казанцевским межледниковьем. Тулинский лёсс переименован в сузунский лёсс, а сузунский в чулымский лёсс. Помимо этого, в разрезе по данным OSL, незначительный перерыв между искитимским педокомплексом и ельцовским лёссом определен значительным временным hiatusом около 80 тыс. л. (Курбанов и др., 2020; Вольвах, 2022; Volvakh et al., 2022).

Одним из недостатков хронологической интерпретации разреза Ложок является отнесение незначительно развитой, маломощной почвы со слабой

степенью проработки почвенного профиля к последнему межледниковью, так как хорошо известно, что почвы последнего межледниковья на территории России, в том числе в Сибири и в сопредельных странах обладают признаками интенсивного проявления педогенеза, имеют максимально развитый зрелый профиль значительной мощности, отражающие высокий термический режим и длительное время их формирования.

ОБСУЖДЕНИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫМ СЕРИЯМ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Для объяснения некоторого несоответствия частных возрастных моделей лёссово-почвенных последовательностей в отдельных разрезах, построенных на основании только люминесцентных дат, и хроностратиграфического положения горизонтов региональной лёссово-почвенной последовательности Западной Сибири, построенной на климатостратиграфическом принципе с учетом радиоуглеродного (Зыкина и др., 1981; и др.) и люминесцентного (Zander et al., 2003; Frechen et al., 2005; Chlachula, Little, 2011) датирования, биостратиграфического и палеомагнитного методов (Зыкина, Круковер, 1988; Архипов и др., 1997; Круковер, 1992; Krukover, 2007; Смолянинова и др., 2011; и др.) проведен сравнительный анализ как вертикальной последовательности горизонтов лёссов и почв, так и их пространственного распространения. Последовательное прослеживание лёссовых и почвенных горизонтов лёссовой толщи плейстоцена Западной Сибири с учетом радиоуглеродных и люминесцентных дат и применением климатостратиграфических корреляций показало, что ее строение и состав отчетливо отражают неповторимость каждой палеогеографической эпохи, связанной с изменением интенсивности атмосферной циркуляции в холодные и теплые эпохи плейстоцена. Особенности каждой конкретной эпохи записаны в сочетании неповторимых индивидуальных признаков определенных горизонтов лёссово-почвенной последовательности, проявившихся в их вертикальном разрезе. Нарушение последовательности горизонтов лёссов и почв при интерпретации данных только люминесцентного датирования приводит к существенным ошибкам. В основном это касается определения генезиса и продолжительности формирования почв и соответствия их глобальным теплым эпохам, а также в установлении роли перерывов и их длительности. Наиболее отчетливо

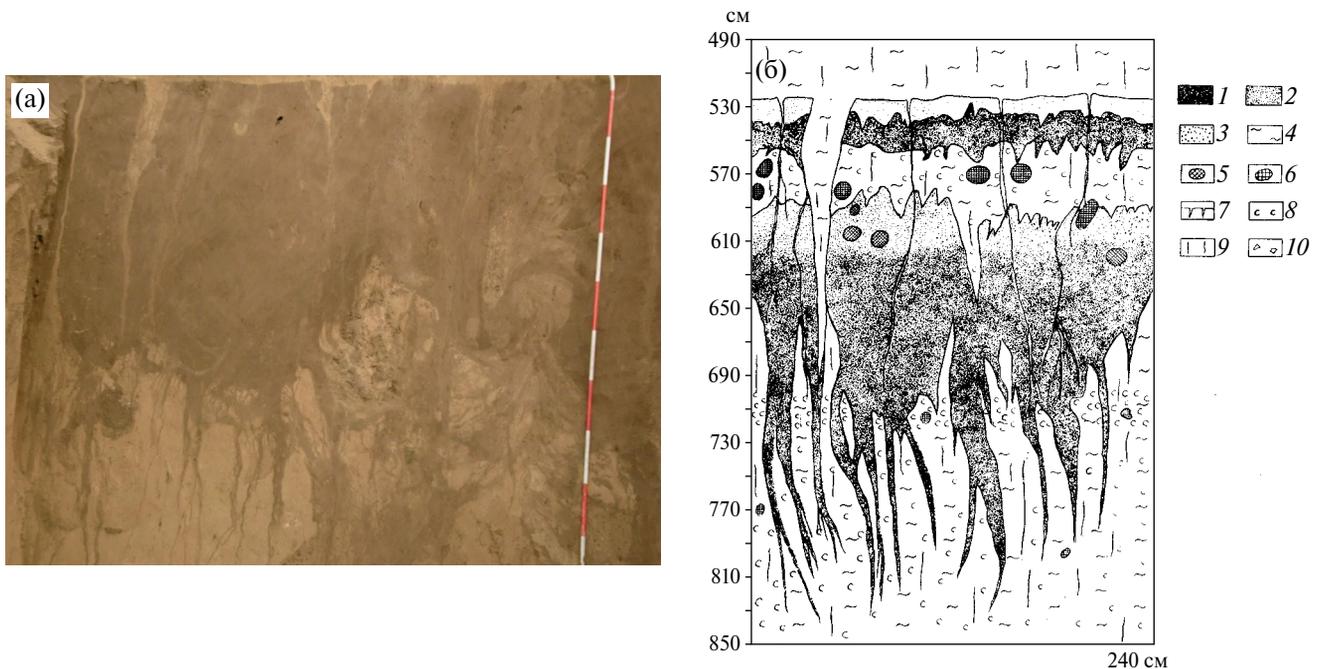


Рис. 8. Строение нижней почвы бердского педокомплекса (МИС 5 е): (а) — карьер Тогучин, (б) — карьер Ложок. Суглинок: 1 — сильно гумусированный, 2 — средне гумусированный, 3 — слабо гумусированный, 4 — лёссовидный; норы землероев: 5 — заполненные лёссовидным суглинком, 6 — заполненные гумусированным суглинком; 7 — трещины усыхания; 8 — псевдомицелий и пятна белоглазки; 9 — вертикальная трещиноватость; 10 — щебень.

Fig. 8. Structure of the lower soil of the Berdsk pedocomplex (MIS5e): (a) — Toguchin Quarry, (b) — Lozhok Quarry. Loam: 1 — strongly humusified loam, 2 — moderately humusified loam, 3 — slightly humusified loam, 4 — loess-like loam; burrows of shrews: 5 — filled with loess-like loam, 6 — filled with humusified loam; 7 — cracks of desiccation; 8 — pseudomycelium and spots of white-eye weevil; 9 — vertical fracturing; 10 — rubble.

это проявилось в разрезе Ложок. Так, во вскрытой части разреза прослеживаются бердский и иски- тимский педокомплексы, четко отличающиеся друг от друга. Нижняя почва бердского педокомплекса (рис. 8) характеризуется максимальной мощностью, характерной для сибирских межледниковий, высокой степенью зрелости почвенного профиля, обусловленными продолжительностью формирования, хорошей дифференциацией на генетические горизонты, значительным количеством кротовин, высоким содержанием органического вещества.

Важным критерием отнесения этой палеопочвы к МИС 5е является наличие следов значительного развития криогенных процессов в виде криотурбаций и грунтовых жил, соответствующих МИС 5d, являющейся одной из самых холодных в Сибири. С этого времени в Сибири начинается раннезырянское (ермаковское) оледенение. По люминесцентному датированию большинство разрезов этой почвы относится к последнему межледниковью (Белово, Красногорское, Песчанка, Петропавловское). Хотя разрез почвы в карьере Ложок является ее лектостратотипом, она на основании люминесцентного

датирования по зернам полевых шпатов отнесена к койнихинскому педокомплексу (Курбанов и др., 2020; Вольвах, 2022; Volvakh et al., 2022). Наиболее представительные разрезы установлены и детально изучены в Новосибирском регионе в карьерах у пос. Тогучин, Линево, Ложок и г. Искитим (рис. 9), а также Алтайском крае у пос. Белово, Вяткино, Усть-Пристань, Алферово, Красногорское, Солонка и Петропавловское.

Нижняя почва искимитского педокомплекса в разрезе Ложок являющаяся маломощной, слабо-развитой (рис. 9, 10), слабо дифференцированной на генетические горизонты (Зыкина, Зыкин, 2012), по люминесцентным датам по зернам полевых шпатов (Курбанов и др., 2020; Вольвах, 2022; Volvakh et al., 2022) обозначена как почва последнего казанцевского межледниковья. По соответствующим генетическим признакам и условиям теплообеспеченности их образования эта почва отвечает относительно прохладному климату интерстадиалов с более коротким временем формирования и не может отвечать климатическим особенностям длительного и теплого последнего межледниковья.

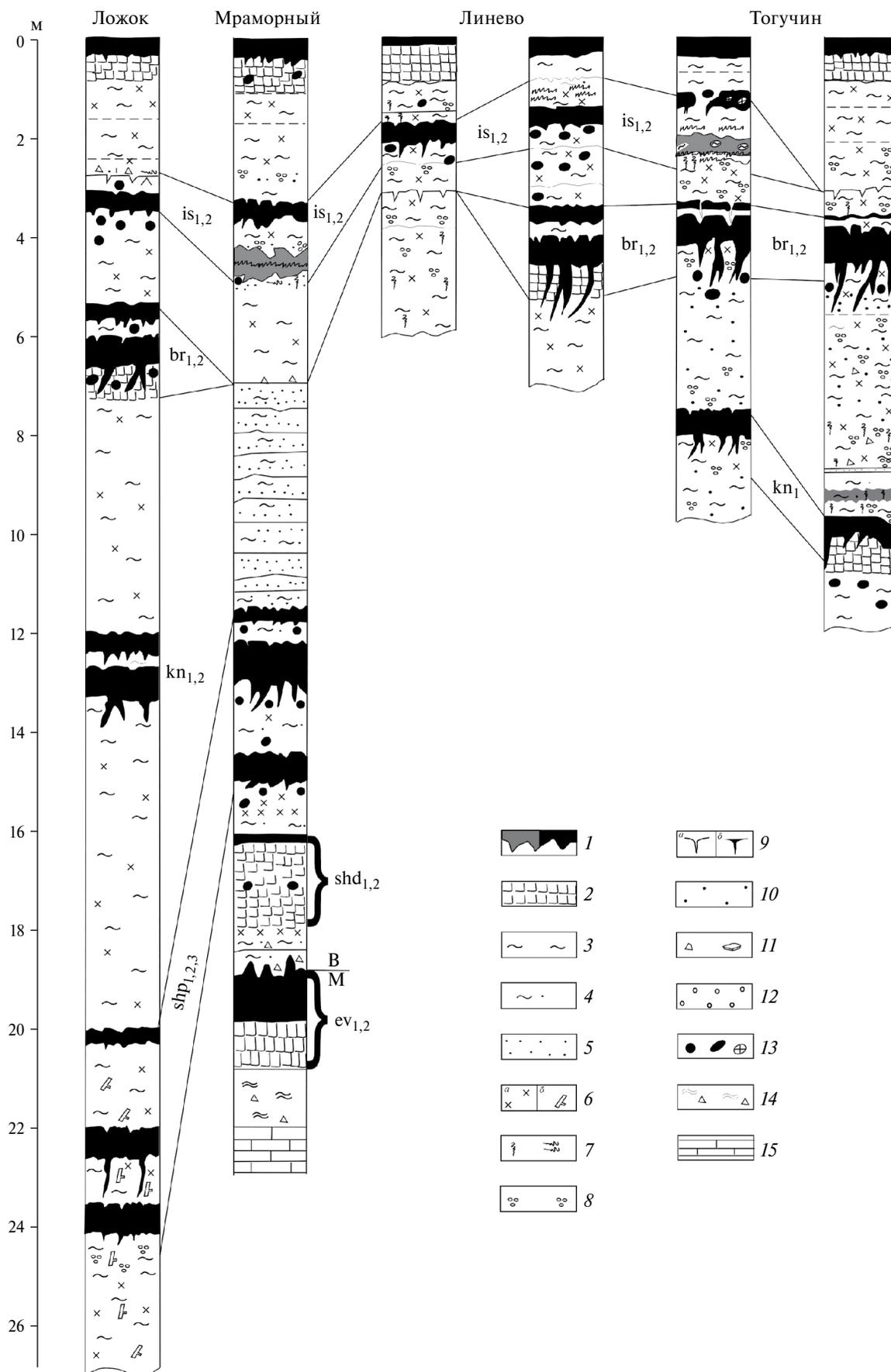




Рис. 9. Корреляция разрезов лёссово-почвенной последовательности плейстоцена Новосибирского региона. *Горизонт почв:* 1 — гумусовый, 2 — иллювиальный; 3 — алеврит; 4 — алеврит опесчаненный; 5 — Mn-круп; 6 — карбонаты (а) и карбонатные конкреции (б); 7 — новообразования Fe; 8 — оглеение; 9 — трещины усыхания (а) и гумусированные затеки (б); 10 — Fe-Mn-конкреции; 11 — мелкий щебень и пластинки сланцев; 12 — гравий; 13 — норы землероев; 14 — кора выветривания; 15 — известняк.

Fig. 9. Correlation of sections of the loess-soil sequence of the Pleistocene of the Novosibirsk region. *Soil horizons:* 1 — soil humus horizons, 2 — illuvial horizon; 3 — silt; 4 — sandy silt; 5 — Mn spots; 6 — carbonates (a) and carbonate concretions (b); 7 — neoplasm of iron; 8 — gleying; 9 — drying cracks (a) and humus streaks (b); 10 — Fe-Mn concretions; 11 — fine crushed stone and slate plates; 12 — gravel; 13 — krotovinas; 14 — weathering crust; 15 — limestone.

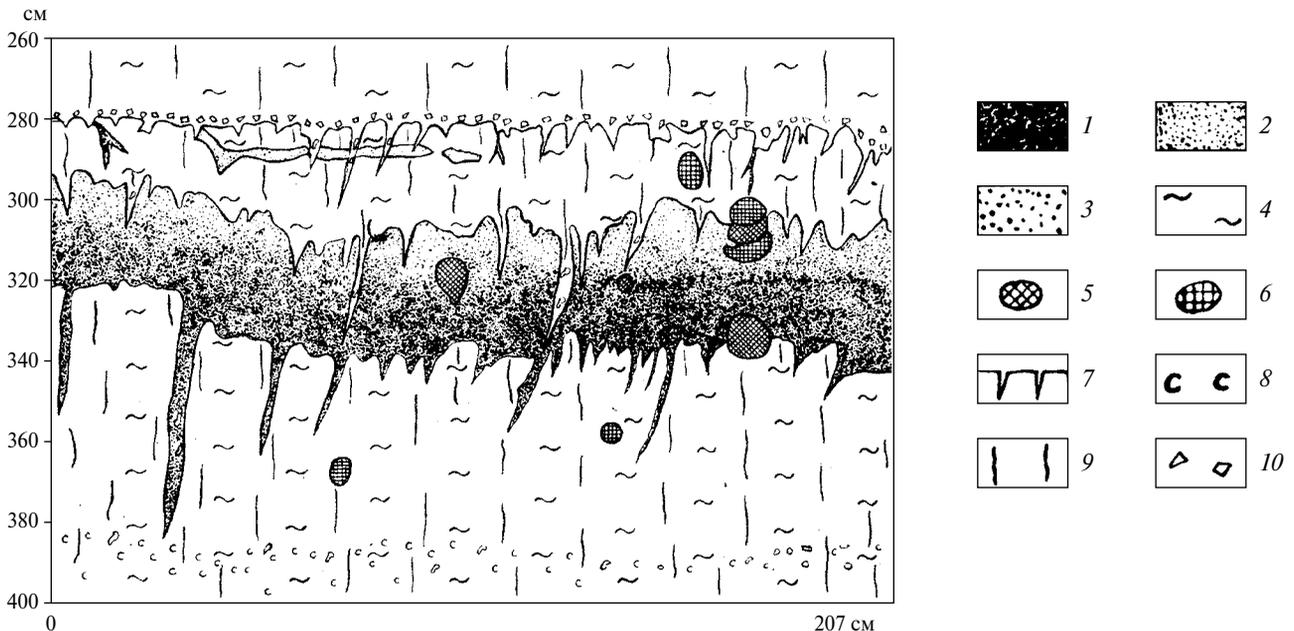


Рис. 10 Структура нижней почвы искитимского педокомплекса (МИС 3) в карьере Ложок. Усл. обозначения см. рис. 8.

Fig. 10. Structure of the lower soil of the Iskitim pedocomplex (MIS 3) in the Lozhok quarry. For the symbols, see fig. 8.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Последовательное прослеживание лёссовых и почвенных горизонтов лёссовой толщи плейстоцена Западной Сибири с учетом радиоуглеродных и люминесцентных дат и применением климатостратиграфических корреляций показало, что ее строение и состав отчетливо отражают неповторимость каждой палеогеографической эпохи, связанной с изменением интенсивности атмосферной циркуляции в холодные и теплые эпохи плейстоцена. Особенности каждой конкретной эпохи записаны в сочетании неповторимых индивидуальных признаков определенных горизонтов лёссово-почвенной последовательности. В чередующихся горизонтах лёссов и почв сохранилась запись глобальных и региональных изменений ландшафтов и климата, отражающих своеобразие,

неповторимость палеогеографии каждой временной эпохи. Структура и состав лёссовой толщи отражают различную интенсивность атмосферной циркуляции в холодные (ледниковые) и теплые эпохи плейстоцена. В холодные (ледниковые) эпохи на территории юга Западно-Сибирской равнины формировались хорошо развитый пространственно дифференцированный эоловый рельеф, лёссовые и эоловые песчаные образования и мерзлотные деформации. Эоловый рельеф на Обь-Иртышском междуречье представляет сопряженную единую систему парагенетически связанных аккумулятивных и дефляционных эоловых форм. Его образование, в основном, происходило при значительной аридизации климата, активизации атмосферной циркуляции и опустынивании этой территории.

Каждая эпоха почвообразования среднего и позднего плейстоцена имеет свои характерные

особенности строения почв, их географического распространения и отражает присущие ей ландшафтно-климатические условия. Общий уровень потепления и увлажнения, а также продолжительность теплых эпох плейстоцена отражались на интенсивности педогенеза и мощности профиля ископаемых почв. Формирование эолового рельефа почти прекращалось. Ископаемые почвы, соответствующие крупным межледниковым эпохам, сохраняют признаки интенсивного проявления педогенеза, имеют максимально развитый зрелый профиль значительной мощности, отражающие высокий термический режим и длительное время их формирования. Они располагаются в нижних частях педокомплексов. Межстадиальные почвы, развивающиеся более короткое время в более прохладных климатических условиях, четко отличаются от межледниковых эпох небольшой мощностью и меньшей степенью проработки почвенного профиля. Они обычно располагаются в верхних частях педокомплексов. Отчетливое совпадение времени формирования мощных лёссовых горизонтов с холодными стадиями глобальных записей климата, а также обогащение пылью холодных интервалов антарктического и гренландских кернов, свидетельствуют о формировании лёссов в периоды похолодания и аридизации климата.

Хронологическая последовательность лёссово-почвенной последовательности Западной Сибири на основании только OSL дат не всегда совпадает с лёссово-почвенной последовательностью Западной Сибири, построенной на комплексировании различных подходов, с преимущественным использованием палеопедологического метода и поэтому нуждается в корректировке. Наилучшие корреляционные результаты достигаются комбинированием всех доступных методов датирования с привлечением биостратиграфических, седиментологических и геологических данных на основе климатостратиграфического принципа.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН № 122041400243-9, по которому проведены полевые работы, радиоуглеродное датирование, микроморфологическое изучение почв и анализ стратиграфического и пространственного распространения стратиграфических горизонтов и гранту РФ № 22-17-00265 “Сравнительный анализ ландшафтно-климатических изменений в аридных и семиаридных областях Евразии за последний миллион лет по материалам изучения лёссово-почвенной

формации юга Восточно-Европейской равнины, Западной Сибири и Забайкалья”, по которому проведено обобщение материалов по плейстоценовому эоловому рельефу, строению ископаемых педокомплексов Западной Сибири и анализ соответствия люминесцентных дат разработанной лёссово-почвенной последовательности на климатостратиграфическом принципе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов С. А., Зыкина В. С., Круковер А. А. и др. (1997). Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лёссово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины. *Геология и геофизика*. Т. 38. № 6. С. 1027—1048.
- Вангенгейм Э. А., Вислобокова И. А., Година А. Я. и др. (1993). О возрасте фауны млекопитающих из карабулакской свиты на р. Калмакпай (Зайсанская впадина, Восточный Казахстан). *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. Т. 1. № 2. С. 37—44.
- Величко А. А., Тимирева С. Н. (2005). Западная Сибирь — великая позднеледниковая пустыня. *Природа*. № 5. С. 54—62.
- Волков И. А. (1971). Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука. 253 с.
- Волков И. А. (1976). Роль эолового фактора в эволюции рельефа. В сб.: *Проблемы экзогенного рельефообразования*. Под ред. Д. А. Тимофеева. М.: Наука. Кн. 1. С. 264—269.
- Волков И. А. (1980). Цикличность формирования четвертичных субаэральных осадков умеренного пояса и колебания климата. В сб.: *Цикличность формирования субаэральных пород*. Новосибирск: Наука. С. 25—33.
- Волков И. А., Зыкина В. С., Семенов В. В. (1984). Нижняя граница четвертичной системы в субаэральной толще Западной Сибири. В сб.: *Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири*. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО РАН. С. 72—84.
- Вольвах Н. Е. (2022). Люминесцентная геохронология лёссово-почвенной последовательности неоплейстоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГИМ СО РАН. 23 с.
- Вольвах Н. Е., Курбанов Р. Н., Вольвах А. О. и др. (2021). Первые результаты люминесцентного датирования лёссово-почвенный серий юга Западной Сибири (опорный разрез Ложок). *Известия РАН. Серия географическая*. Т. 85. № 2. С. 284—301. <https://doi.org/10.31857/S2587556621020151>
- Добрецов Н. Л., Зыкин В. С., Зыкина В. С. (2003). Структура лёссово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири и ее сопоставление с Байкальской и глобальными летописями изменения климата. *Доклады Академии наук*. Т. 391. № 6. С. 821—824.
- Додонов А. Е. (2002). Четвертичный период Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеогеография. М.: ГЕОС. 250 с.

- Дроздов Н. И., Чеха И. П., Хазартс П. (2005). Геоморфология и четвертичные отложения Куртаковского геологического района (Северо-Минусинская впадина). Красноярск: Изд-во ИПК КГПУ. 109 с.
- Зажигин В. С. (1980). Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука. 156 с.
- Зыкин В. С. (1982). Новые данные о разрезе неогеновых отложений у г. Павлодара. В сб.: *Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири*. Новосибирск: Наука. С. 66—72.
- Зыкин В. С. (2012). Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск: ГЕО. 487 с.
- Зыкин В. С., Зажигин В. С., Зыкина В. С. (1995). Изменение природной среды и климата в раннем плиоцене юга Западно-Сибирской равнины. *Геология и геофизика*. Т. 36. № 8. С. 40—50.
- Зыкин В. С., Зыкина В. С., Орлова Л. А. (2003). Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор. *Археология, этнография и антропология Евразии*. № 4. С. 2—16.
- Зыкин В. С., Зыкина В. С., Орлова Л. А. и др. (2009). О развитии озера Чаны в позднеплейстоцен—голоценовое время. В сб.: *География — теория и практика: современные проблемы и перспективы*. Барнаул: Изд-во Алт. ун-та. С. 95—98.
- Зыкин В. С., Зыкина В. С., Смолянинова Л. Г. и др. (2017). Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений предгорий Горного Алтая (долина р. Песчаная). *Археология, этнография и антропология Евразии*. № 3. С. 3—16. <https://doi.org/10.17746/1563-0102.2017.45.3.003-016>
- Зыкина В. С. (1986). Ископаемые почвы — основа расчленения четвертичных субэаральных отложений Западной Сибири. В сб.: *Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири*. Новосибирск: Наука. С. 115—121.
- Зыкина В. С., Волков И. А., Дергачева М. И. (1981). Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука. 203 с.
- Зыкина В. С., Волков И. А., Семенов В. В. (2000). Реконструкция климата неоплейстоцена Западной Сибири по данным изучения опорного разреза Белово. В сб.: *Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири*. Вып. 2. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН. С. 229—249.
- Зыкина В. С., Зыкин В. С. (2012). Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: ГЕО. 477 с.
- Зыкина В. С., Зыкин В. С., Вольвах А. О. и др. (2019). Лёссово-почвенная последовательность низкогорий северо-восточной части Горного Алтая в разрезе Красногорское. *Археология, этнография и антропология Евразии*. Т. 47. № 1. С. 3—14. <https://doi.org/10.17746/1563-0102.2019.47.1.003-014>
- Зыкина В. С., Зыкин В. С., Вольвах Н. Е. и др. (2021). Новые данные о хроностратиграфии верхнеплейстоценовой лёссово-почвенной серии юга Западной Сибири. *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. Т. 500. № 2. С. 193—199. <https://doi.org/10.31857/S2686739721100200>
- Зыкина В. С., Круковер А. А. (1988). Новые данные по расчленению и корреляции четвертичных отложений Предалтайской равнины. В сб.: *Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая*. Ч. 1. Барнаул: Полиграфист. С. 47—49.
- Зыкина В. С., Орлова Л. А., Чеха В. П. (2000). Реконструкция природной среды и климата субэаральной толщи разреза Куртак. В сб.: *Палеогеография каменного века. Корреляция природных событий и археологических культур палеолита Северной Азии и сопредельных территорий. Материалы Международной конференции*. Красноярск: Изд-во Красноярск. педагогич. ун-та. С. 62—64.
- Карабанов Е. Б., Прокопенко А. А., Кузьмин М. И. и др. (2001). Оледенения и межледниковья Сибири — палеоклиматическая запись из озера Байкал и его корреляция с Западно-Сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брюнес). *Геология и геофизика*. Т. 42. № 1—2. С. 48—63.
- Кесь А. С., Федорович Б. А. (1975). Проблема зональности и возраста эолово-почвенных мелкоземов (лёссов и их аналогов). В сб.: *Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей*. М.: Наука. С. 90—101.
- Корнутова Е. И. (1984). Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Шилка-Ононской области Забайкалья. В сб.: *Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке*. Новосибирск: Наука. С. 128—132.
- Круковер А. А. (1992). Четвертичные микротериофауны приледниковой и внеледниковой зон Западной Сибири. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГИМ СО РАН. 19 с.
- Курбанов Р. Н., Таратунина Н. А., Вольвах Н. Е. (2020). Опыт применения ОСЛ-датирования в изучении лёссово-почвенных серий Северной Евразии. В сб.: *Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К. К. Маркова*. М.: Географический факультет МГУ. С. 595—613.
- Малолетко А. М. (1976). Лощинно-увалистый рельеф Степного Приобья и Кулунды и его происхождение. В сб.: *Вопросы географии Сибири*. Вып. 9. Томск: Изд-во Томского университета. С. 124—141.
- Пинхасов Б. И. (1984). Неоген-четвертичные отложения и новейшая тектоника Южного Приаралья и Западных Кызылкумов. Ташкент: ФАН. 150 с.
- Поспелова Г. А., Гнибиденко З. Н. (1982). Магнитостратиграфические разрезы неогеновых и четвертичных отложений Северной Азии и юго-восточной Европы и проблемы их корреляции. В сб.: *Геофизические методы в региональной геологии*. Новосибирск: Наука. С. 76—94.
- Смолянинова Л. Г., Зыкина В. С., Чиркин К. А. (2011). Новые магнитостратиграфические данные и положение границы Матуяма—Брюнес в опорном Разрезе

- Белово (Приобское степное плато). В сб.: *Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы все-российской школы-семинара*. Борок: ГО “Борок” ИФЗ РАН. С. 89—92.
- Чиркин К. А., Смолянинова Л. Г., Зыкин В. С. и др. (2009). О положении границы Брюнес—Матуйама в субэаральных отложениях юго-восточной части Западной Сибири. В сб.: *Фундаментальные проблемы четверти: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований*. Новосибирск: Изд-во СО РАН. С. 622—624.
- Bábek O., Chlachula J., Grygar T. M. (2011). Non-magnetic indicators of pedogenesis related to loess magnetic enhancement and depletion: Examples from the Czech Republic and southern Siberia. *Quat. Sci. Rev.* V. 30 (7—8). P. 967—979. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.01.009>
- Broecker W. S. (2000). Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record. *Earth-Sci. Rev.* V. 51. P. 137—154.
- Chlachula J., Little E. (2011). A high-resolution Late Quaternary climate-stratigraphic record from Iskitim, Priobrie Loess Plateau, SW Siberia. *Quat. Int.* V. 240. № 1—2. P. 139—149. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.01.045>
- Daxner-Höck G., Höck V., Badamgarav D. et al. (1997). Cenozoic Stratigraphy based on a sediment-basalt association in Central Mongolia as Requirement for Correlation across Central Asia. In: *Mémoires et Travaux de l'Institut de Montpellier, E.P.H.E.* V. 21. P. 163—176.
- Ding Z. L., Sun J. M., Liu T. S. et al. (1998). Wind-blown origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China. In: *Earth and Planetary Science Letters.* V. 161. P. 135—143.
- Frechen M., Zander A., Zykina V. et al. (2005). The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* V. 228. P. 228—244. <https://doi.org/10.1016/j.paleo.2005.06.004>
- Goudie A., Kent P., Viles H. (2016). Pan morphology, Distribution and formation in Kazakhstan and Neighbouring areas of the Russian federation. *Desert.* V. 21. № 1. P. 1—13. <https://doi.org/10.22059/JDESERT.2016.58313>
- Guo Z. T., Ruddiman W. F., Hao Q. Z. et al. (2002). Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature.* V. 416. P. 159—163. <https://doi.org/10.1038/416159a>
- Haesaerts, P., Chekha, V. P., Damblon, F. et al. (2005). The loess-palaeosol succession of Kurtak (Yenisei basin, Siberia): a reference record of the Karga stage (MIS3). *Quaternaire.* V. 18. № 1. P. 3—24. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.171>
- Höck V., Daxner-Höck G., Schmid H. P. et al. (1999). Oligocene-Miocene sediments, fossils and basalts from the Valley of Lakes (Central Mongolia) — An integrated study. In: *Mitt. Österr. Geol. Ges. Bd.* 90. P. 83—125.
- Krukover A. (2007). Quaternary arvicolid faunas of the southern West Siberian Plain. In: *CFS Cour Forschungsinstitut Senckenb.* V. 259. P. 93—98.
- Kukla G. J., An Z. S., Melice J. L. et al. (1990). Magnetic susceptibility record of Chinese loess. In: *Trans Royal Society Edinburgh: Earth Sci.* V. 81. P. 263—288. <https://doi.org/10.1017/S0263593300020794>
- Lisiecki L. E., Raymo M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography.* V. 20. PA. 1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Manabe S., Broccoli A. J. (1990). Mountains and Arid Climates of Middle Latitudes. *Science.* V. 247. P. 192—195.
- Meshcheryakova O. A., Volvakh N. E., Kurbanov R. N. et al. (2022). The Upper Pleistocene loess-palaeosol sequence at Solonovka on the Cis-Altai plain, West Siberia — First luminescence dating results. *Quat. Geochronology.* V. 73. P. 101384. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101384>
- Muhs D. R. (2013). Loess Deposits: Origins and Properties. *Encyclopedia of Quat. Sci.* P. 573—584. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00145-X>
- Muhs D. R., Bettis A. E. (2003). Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. In: *Extreme depositional environments: Mega and members in geological time. Geological Society of America. Special Publication.* V. 370. P. 53—74. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.53>
- Petit J. R., Jouzel J., Raynaud D. et al. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature.* V. 399. P. 429—436. <https://doi.org/10.1038/20859>
- Petit J. R., Mounier L., Jouzel J. et al. (1990). Paleoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. *Nature.* V. 343. № 6253. P. 56—58. <https://doi.org/10.1038/343056a0>
- Pötter S., Lehmkuhl F., Weise J. et al. (2023). Spatiotemporal model for the evolution of a mega-yardang system in the foreland of the Russian Altai. *Aeolian Res.* V. 62. P. 100866. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2023.100866>
- Prokopenko A. A., Karabanov E. B., Williams D. F. et al. (2001). Biogenic Silica Record of the Lake Baikal Response to Climatic Forcing during the Brunhes. *Quat. Res.* V. 55. P. 123—132. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2212>
- Volvakh N. E., Kurbanov R. N., Zykina V. S. et al. (2022). First high-resolution luminescence dating of loess in Western Siberia. *Quat. Geochronology.* V. 73. P. 101377. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101377>
- Zander A., Frechen M., Zykina V. et al. (2003). Luminescence chronology of the Upper Pleistocene loess record at Kurtak in Middle Siberia. *Quat. Sci. Rev.* V. 22. P. 999—1010. [https://doi.org/10.1016/S0277-379\(03\)00034-9](https://doi.org/10.1016/S0277-379(03)00034-9)
- Zykina V. S., Zykina V. S. (2003). Pleistocene warming stages in Southern West Siberia: soils, environment, and climate evolution. *Quat. Int.* V. 106—107. P. 233—243. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00175-1](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00175-1)
- Zykina V. S., Zykina V. S. (2008). The loess-soil sequence of the Brunhes chron from West Siberia and its correlation to global climate records. *Quat. Int.* V. 179. P. 171—175. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.10.010>

PLEISTOCENE LOESS-SOIL SEQUENCE AND AEOLIAN RELIEF OF WESTERN SIBERIA: CHRONOLOGY AND FEATURES OF THEIR FORMATION¹

V. S. Zykina^{a,b,#}, V. S. Zykina^{a,b,c}, and E. L. Malikova^a

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

^b Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

^c Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

[#] E-mail: zykina@igm.nsc.ru

The article discusses the current state of chronostratigraphy and paleogeography of the loess-soil sequence of the Pleistocene of Western Siberia, which is one of the most complete in Northern Eurasia. It is shown that genetically loess is closely related to eolian formations formed as a result of activation of eolian processes in earlier arid epochs of the Late Cenozoic in North Asia. A deflationary and accumulative eolian relief, paragenetically associated with the formation of the subaerial formation, is described, showing a slight transfer of material that forms the loess stratum. It has been established that the eolian relief and the activation of eolian processes occurred during the cold periods of the Pleistocene with the predominance of southwestern winds. The basis of the stratigraphic subdivision and correlation of sections of the loess strata are fossil soils formed under strictly defined climatic conditions. Consistent tracking of the loess and soil horizons of the loess sequence of the Pleistocene of Western Siberia, taking into account radiocarbon and luminescent dating and the use of climatostratigraphic correlations, showed that its structure and composition clearly reflect the uniqueness of each paleogeographic epoch, associated with changes in the intensity of atmospheric circulation in the cold and warm epochs of the Pleistocene. The features of each specific epoch are recorded in a combination of unique individual features of certain horizons of the loess-soil sequence. In the alternating horizons of loesses and soils, a record of global and regional changes in landscapes and climate has been preserved, reflecting the originality and uniqueness of the paleogeography of each time epoch. The structure and composition of the loess strata reflect the different intensity of atmospheric circulation during the cold and warm epochs of the Pleistocene. It is shown that the chronological sequence of the loess-soil sequence of Western Siberia, based only on OSL dates, does not always coincide with the loess-soil sequence of Western Siberia, built on the integration of various approaches, with the predominant use of the paleopedological method, and therefore needs to be corrected. The best correlation results are achieved by combining all available dating methods with the involvement of biostratigraphic, sedimentological and geological data, based on the climatostratigraphic principle.

Keywords: Quaternary, paleogeography, geomorphology, paleopedology, geochronology, loesses, paleosols, OSL dating

ACKNOWLEDGMENTS

The work was carried out according to the state task of the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS № 122041400243-9, according to which field work, radiocarbon dating, micromorphological study of soils and analysis of the stratigraphic and spatial distribution of stratigraphic horizons were fulfilled and the Russian Science Foundation grant № 22-17-00265 “Comparative analysis of landscape-climatic changes in arid and semi-arid regions of Eurasia over the last million years based on the study of the loess-soil formation in the south of the East European Plain, Western Siberia and Transbaikalia” on which a generalization of materials on the Pleistocene eolian relief, the structure of fossil pedocomplexes of

Western Siberia and an analysis of the correspondence of luminescent dating’s of the developed loess-soil sequence on the climatostratigraphic principle was fulfilled.

REFERENCES

- Arkhipov S., Zykina V., Krukover A. A. et al. (1997). Stratigraphy and paleomagnetism of glacial and loess-soil deposits on the West-Siberian plain. *Russian Geology and Geophysics*. V. 38. № 6. P. 1027–1048. (in Russ.)
- Bábek O., Chlachula J., Grygar T. M. (2011). Non-magnetic indicators of pedogenesis related to loess magnetic enhancement and depletion: Examples from the Czech Republic and southern Siberia. *Quat. Sci. Rev.* V. 30 (7–8). P. 967–979. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.01.009>

¹ For citation: Zykina V.S., Zykina V.S., Malikova E.L. (2024). Pleistocene loess-soil sequence and aeolian relief of Western Siberia: chronology and features of their formation. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 2. P. 34–62. <https://doi.org/10.31857/S2949178924020029>; <https://elibrary.ru/POMXAO>

- Broecker W.S. (2000). Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record. *Earth-Sci. Rev.* V. 51. P. 137—154.
- Chirkin K.A., Smolyaninova L.G., Zykina V.S. et al. (2009). About Bruchnes-Matuyama boundary in subaerial deposits south-east part of Western Siberia. In: *Fundamental'nye problemy kvartera: itogi izucheniya i osnovnye napravleniya dal'neishikh issledovaniy*. Novosibirsk: SO RAN (Publ.). P. 622—624. (in Russ.)
- Chlachula J., Little E. (2011). A high-resolution Late Quaternary climatostratigraphic record from Iskitim, Priobie Loess Plateau, SW Siberia. *Quat. Int.* V. 240. № 1—2. P. 139—149. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.01.045>
- Daxner-Höck G., Höck V., Badamgarav D. et al. (1997). Cenozoic Stratigraphy based on a sediment-basalt association in Central Mongolia as Requirement for Correlation across Central Asia. In: *Mémoires et Travaux de l'Institut de Montpellier, E.P.H.E.* V. 21. P. 163—176.
- Ding Z.L., Sun J.M., Liu T.S. et al. (1998). Wind-blown origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China. *Earth and Planetary Science Letters.* V. 161. P. 135—143.
- Dobretsov N.L., Zykina V.S., Zykina V.S. (2003). Structure of the pleistocene loess-soil sequence of Western Siberia and its correlation with the Baikalian and global records of climatic changes. *Doklady Earth Sci.* V. 391. № 6. P. 821—824. (in Russ.)
- Dodonov A.E. (2002). Chetvertichnyi period Srednei Azii: Stratigrafiya, korrelyatsiya, paleogeografiya (The Quaternary Period of Central Asia: Stratigraphy, Correlation, and Paleogeography). Moscow: GEOS (Publ.). 250 p. (in Russ.)
- Drozov N.I., Checha I.P., Hazarts P. (2005). Geomorfologiya i chetvertichnye otlozheniya Kurtakskogo geoarkeologicheskogo raiona (Severo-Minusinskaya vpadina) (Geomorphology and Quaternary deposits of the Kurtak geoarchaeological area (North Minusinsk depression)). Krasnoyarsk: IPK KSPU (Publ.). 109 p. (in Russ.)
- Frechen M., Zander A., Zykina V. et al. (2005). The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* V. 228. P. 228—244. <https://doi.org/10.1016/j.paleo.2005.06.004>
- Goudie A., Kent P., Viles H. (2016). Pan morphology, Distribution and formation in Kazakhstan and Neighbouring areas of the Russian federation. *Desert.* V. 21. № 1. P. 1—13. <https://doi.org/10.22059/JDESERT.2016.58313>
- Guo Z.T., Ruddiman W.F., Hao Q.Z. et al. (2002). Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature.* V. 416. P. 159—163. <https://doi.org/10.1038/416159a>
- Haesaerts, P., Chekha, V.P., Damblon, F. et al. (2005). The loess-palaeosol succession of Kurtak (Yenisei basin, Siberia): a reference record of the Karga stage (MIS3). *Quaternaire.* V. 18. № 1. P. 3—24. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.171>
- Höck V., Daxner-Höck G., Schmid H.P. et al. (1999). Oligocene-Miocene sediments, fossils and basalts from the Valley of Lakes (Central Mongolia) — An integrated study. In: *Mitt. Österr. Geol. Ges.* Bd. 90. P. 83—125.
- Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Kuz'min M.I. et al. (2001). Glacial and interglacials periods of Siberia: paleoclimatic record of Lake Baikal and correlation with West Siberian stratigraphy scheme (Brunhes Chron). *Russian Geology and Geophysics.* V. 42. № 1—2. P. 48—63. (in Russ.)
- Kes A.S., Fedorovich B.A. (1975). The problem of zoning and age of eolian-soil fine earths (loesses and their analogues). In: *Problemy regional'noi i obshchei paleogeografii lessovykh i periglyatsial'nykh oblastei.* M.: Nauka (Publ.). P. 90—101. (in Russ.)
- Kornutova E.I. (1984). Stratigraphy of Paleogene and Neogene deposits of the Shilka-Onon region of Transbaikalia. In: *Sreda i zhizn' na rubezhakh epokh kainozoya v Sibiri i na Dal'nem Vostoke.* Novosibirsk: Nauka (Publ.). P. 128—132. (in Russ.)
- Krukover A. (2007). Quaternary arvicolid faunas of the southern West Siberian Plain. *CFS Cour Forschungsinstitut Senckenb.* V. 259. P. 93—98.
- Krukover A.A. (1992). Chetvertichnye mikroteriofauny prilednikovoi i vnednikovoi zon Zapadnoi Sibiri (Quaternary microtheriofauna of the periglacial and extraglacial zones of Western Siberia). PhD thesis. Novosibirsk. 19 p. (in Russ.)
- Kukla G.J., An Z.S., Melice J.L. et al. (1990) Magnetic susceptibility record of Chinese loess. *Trans Royal Society Edinburgh: Earth Science.* V. 81. P. 263—288. <https://doi.org/10.1017/S0263593300020794>
- Kurbanov R.N., Taratunina N.A., Volvakh N.E. (2020). Experience in the use of OSL dating in the study of loess-soil series of Northern Eurasia. In: *Aktual'nye problemy paleogeografii pleistotsena. Nauchnye dostizheniya Shkoly akademika K.K. Markova.* Moscow: Faculty of Geography of Moscow State University (Publ.). P. 595—613. (in Russ.)
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography.* V. 20. PA. 1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Maloletko A.M. (1976). Hollow-ridged relief of the Steppe Ob and Kulunda and its origin. *Voprosy geografii Sibiri.* V. 9. Tomsk: Tomsk University (Publ.). P. 124—141. (in Russ.)
- Manabe S., Broccoli A.J. (1990). Mountains and Arid Climates of Middle Latitudes. *Science.* V. 247. P. 192—195.
- Meshcheryakova O.A., Volvakh N.E., Kurbanov R.N. et al. (2022). The Upper Pleistocene loess-palaeosol sequence at Solonovka on the Cis-Altai plain, West Siberia — First luminescence dating results. *Quat. Geochronology.* V. 73. P. 101384. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101384>
- Muhs D.R. (2013). Loess Deposits: Origins and Properties. *Encyclopedia of Quat. Sci.* P. 573—584. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00145-X>
- Muhs D.R., Bettis A.E. (2003). Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. In: *Extreme depositional environments: Mega and members in geological time. Geological Society of America. Special Publication.* V. 370. P. 53—74. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.53>
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D. et al. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the

- Vostok ice core, Antarctica. *Nature*. V. 399. P. 429–436. <https://doi.org/10.1038/20859>
- Petit J. R., Mounier L., Jouzel J. et al. (1990). Paleoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. *Nature*. V. 343. № 6253. P. 56–58. <https://doi.org/10.1038/343056a0>
- Pinkhasov B. I. (1984). Neogen-chetvertichnye otlozheniya i noveishaya tektonika Yuzhnogo Priaral'ya i Zapadnyh Kyzylkumov (Neogene-Quaternary deposits and recent tectonics of the Southern Aral Sea and Western Kyzyl Kum). Tashkent: FAN (Publ.). 150 p. (in Russ.)
- Pospelova G. A., Gnibidenko Z. N. (1982) Magnetostratigraphic sections of Neogene and Quaternary deposits of North Asia and southeastern Europe and problems of their correlation. In: *Geofizicheskie metody v regional'noi geologii*. Novosibirsk: Nauka (Publ.). P. 76–94. (in Russ.)
- Pötter S., Lehmkuhl F., Weise J. et al. (2023). Spatiotemporal model for the evolution of a mega-yardang system in the foreland of the Russian Altai. *Aeolian Res.* V. 62. P. 100866. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2023.100866>
- Prokopenko A. A., Karabanov E. B., Williams D. F. et al. (2001). Biogenic Silica Record of the Lake Baikal Response to Climatic Forcing during the Brunhes. *Quat. Res.* V. 55. P. 123–132. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2212>
- Smolyaninova L. G., Zykina V. S., Chirkin K. A. (2011). New magnetostratigraphic data and the position of the Matuyama-Brunhes boundary in the reference section Belovo (Ob steppe plateau). In: *Paleomagnetizm i magnetizm gornykh porod. Materialy vserossiiskoi shkoly-seminara*. Borok: GO “Borok” IFZ RAN (Publ.). P. 89–92. (in Russ.)
- Vangengeim E. A., Vislobokova I. A., Godina A. Ya. et al. (1993). On the Age of Mammalian Fauna from the Karabulak Formation of the Kalmakpai River (Zaisan Depression, Eastern Kazakhstan). *Stratigraphy. Geological correlation*. V. 1. № 2. P. 37–47. (in Russ.)
- Velichko A. A., Timireva, S. N. (2005). Western Siberia, the great Late-Glacial desert. *Priroda*. № 5. P. 54–62. (in Russ.)
- Volkov I. A. (1971). Pozdnechetvertichnaya subaeral'naya formatsiya (Late Quaternary subaerial sedimentary association). Moscow: Nauka (Publ.). 253 p. (in Russ.)
- Volkov I. A. (1976). Rol' eolovogo faktora v evolutsii rel'efa (The role of eolian factor in the topography evolution). Timofeev D. A. (Ed.). In: *Problemy ekzogennogo rel'efoobrazovaniya. Kniga 1. (Problems of exogenic topography formation. Book 1)*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 264–269.
- Volkov I. A. (1980). Cyclicality of formation of Quaternary subaerial sediments of the temperate belt and climate fluctuations. In: *Ciklichnost' formirovaniya subaeral'nykh porod*. V. 457. Novosibirsk: Nauka (Publ.). P. 25–33. (in Russ.)
- Volkov I. A., Zykina V. S., Semyonov V. V. (1984). Lower boundary of the Quaternary system in the subaerial strata of West Siberia. In: *Stratigrafiya pograniichnykh otlozhenii neogena i antropogena Sibiri*. Novosibirsk: IGI SB RAS (Publ.). C. 72–84. (in Russ.)
- Volvakh N. E. (2022). Lyuminescentnaya geokhronologiya lessovo-pochvennoi posledovatel'nosti neopleistotsena yugo-vostoka Zapadno-Sibirskoi ravniny (Luminescent geochronology of the loess-soil sequence of the Neopleistocene of the southeast of the West Siberian Plain). PhD thesis. Novosibirsk: 23 p. (in Russ.)
- Volvakh N. E., Kurbanov R. N., Volvakh A. O. et al. (2021). The First Results of Luminescent Dating of Loess-Paleosol Series in the South of Western Siberia (Lozhok Reference Section). *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. V. 85. № 2. P. 284–301. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2587556621020151>
- Volvakh N. E., Kurbanov R. N., Zykina V. S. et al. (2022). First high-resolution luminescence dating of loess in Western Siberia. *Quat. Geochronology*. V. 73. P. 101377. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101377>
- Zander A., Frechen M., Zykina V. et al. (2003). Luminescence chronology of the Upper Pleistocene loess record at Kurtak in Middle Siberia. *Quat. Sci. Rev.* V. 22. P. 999–1010. [https://doi.org/10.1016/S0277-379\(03\)00034-9](https://doi.org/10.1016/S0277-379(03)00034-9)
- Zazhigin V. S. (1980). Gryzuni pozdnego plitsena i antropogena yuga Zapadnoi Sibiri (Late Pliocene and Anthropogene Rodents of the South of the Eastern Siberia). Moscow: Nauka (Publ.). 156 p. (in Russ.)
- Zykin V. S. (1982). New data on Neogene sequence near the city of Pavlodar. In: *Problemy stratigrafii i paleogeografii pleistotsena Sibiri*. Novosibirsk: Nauka (Publ.). P. 66–72. (in Russ.)
- Zykin V. S. (2012). Stratigrafiya i evolyutsiya prirodnoi sredy i klimata v pozdnem kainozoe yuga Zapadnoi Sibiri (Stratigraphy and evolution of environments and climate during Late Cenozoic in the Southern West Siberia). Novosibirsk: GEO (Publ.). 487 p. (in Russ.)
- Zykin V. S., Zazhigin V. S., Zykina V. S. (1995). Changes in the natural environment and climate in the early Pliocene of the south of the West Siberian Plain. *Geologiya i geofizika*. V. 36. № 8. P. 40–50. (in Russ.)
- Zykin V. S., Zykina V. S., Orlova L. A. (2003). Reconstruction of changes in the natural environment and climate of the Late Pleistocene in the south of Western Siberia according to the sediments of the Aksor Lake basin. *Archaeology. Ethnology & Anthropology of Eurasia*. № 4. P. 2–16. (in Russ.)
- Zykin V. S., Zykina V. S., Orlova L. A. et al. (2009). On the development of Lake Chany in the late Pleistocene-Holocene time. In: *Geografiya — teoriya i praktika: sovremennyye problemy i perspektivy*. Barnaul: Altai university (Publ.). P. 95–98. (in Russ.)
- Zykin V. S., Zykina V. S., Smolyaninova L. G. et al. (2017). New Stratigraphic Data on the Quaternary Sediments in the Peschanaya River Valley, Northwestern Altai. In: *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*. V. 45. № 3. P. 3–16. <https://doi.org/10.17746/1563-0110.2017.45.3.003-016>
- Zykina V. S. (1986). Fossil soils — the basis for the division of Quaternary subaerial deposits of Western Siberia. In: *Biostratigrafiya i paleoklimaty pleistotsena Sibiri*. Novosibirsk: Nauka (Publ.). P. 115–121. (in Russ.)
- Zykina V. S., Krukover A. A. (1988). New data on the division and correlation of Quaternary deposits of the Pre-Altai

- Plain. In: *Perspektivy razvitiya mineral'no-syr'evoi bazy Altaya. Ch. I*. Barnaul: Poligrafist (Publ.). P. 47—49. (in Russ.)
- Zykina V. S., Orlova L. A., Chekha V. P. (2000). Reconstruction of the natural environment and climate of the subaerial sequence of the Kurtak section. In: *Paleogeografiya kamennogo veka. Korrelyatsiya prirodnykh sobytii i arkhologicheskikh kul'tur paleolita Severnoi Azii i sopredel'nykh territorii. Materialy Mezhdunarodnoi Konferentsii*. Krasnoyarsk: Krasnoyarsk Pedagogical University (Publ.). P. 62—64. (in Russ.)
- Zykina V. S., Volkov I. A., Dergacheva M. I. (1981). Verkhnechetvertichnye otlozheniya i iskopaemye pochvy Novosibirskogo Priob'ya (Upper Quaternary deposits and fossil soils of the Novosibirsk Ob region). Moscow: Nauka (Publ.). 203 p. (in Russ.)
- Zykina V. S., Volkov I. A., Semenov V. V. (2000). Reconstruction of Neopleistocene climates in West Siberia based on study of Belovo key section. In: *Problemy rekonstruktsii klimata i prirodnoi sredy golotsena i pleistotsena Sibiri*. Novosibirsk: Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS Press (Publ.). P. 229—249. (in Russ.)
- Zykina V. S., Zykina V. S. (2003). Pleistocene warming stages in Southern West Siberia: soils, environment, and climate evolution. *Quat. Int.* V. 106—107. P. 233—243. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00175-1](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00175-1)
- Zykina V. S., Zykina V. S. (2008). The loess-soil sequence of the Brunhes chron from West Siberia and its correlation to global climate records. *Quat. Int.* V. 179. P. 171—175. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.10.010>
- Zykina V. S., Zykina V. S. (2012). Lessovo-pochvennaya posledovatel'noct' i evolyutsiya prirodnoi sredy i klimata Zapadnoi Sibiri v pleistotsene (Loess-soil sequence and environment and climate evolution of West Siberia in Pleistocene). Novosibirsk: GEO (Publ.). 478 p. (in Russ.)
- Zykina V. S., Zykina V. S., Volvakh A. O. et al. (2019). Loess-Paleosol Sequence at the Krasnogorskoye Section, the Low-Hill Zone of the Northtastern Altai Mountains. *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*. V. 47. № 1. P. 3—14. <https://doi.org/10.17746/1563-0100.2019.47.1.003-014>
- Zykina V. S., Zykina V. S., Volvakh N. E. et al. (2021). New data on the chronostratigraphy of the Upper Pleistocene loess-soil series in Southwestern Siberia. *Doklady Earth Sci.* V. 500. P. 870—874. <https://doi.org/10.1134/S1028334X21100202>

УДК 551.89(571.1)

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ МЕТОДЫ В ИЗУЧЕНИИ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ[#]

© 2024 г. А. Ю. Казанский^{1,2*}, Г. Г. Матасова^{2,3}, А. А. Щетников^{2,3,4}, И. А. Филинов^{2,3,4}

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴ Институт геохимии имени А. П. Виноградова, СО РАН, Иркутск, Россия

* E-mail: kazansky_alex@mail.ru

Поступила в редакцию 27.05.2023 г.

После доработки 25.09.2023 г.

Принята к публикации 28.03.2024 г.

Петромагнитные методы дополняют визуальные геологические и гранулометрические исследования субаэральных комплексов, позволяя решать актуальные и интересные с точки зрения палеогеографии задачи. Магнитные характеристики, выражаемые числом, дают обоснованную базу для корректного сравнения субаэральных отложений между собой, для более детального расчленения осадков и уточнения их генезиса, для выявления маркирующих горизонтов, для корреляционного анализа данных различных методов. В работе обсуждаются основные механизмы формирования магнитных свойств лёссово-почвенных серий в различных регионах (“китайский” и “аляскинский”) и особенности в интерпретации петромагнитных параметров в рамках различных механизмов. Анализируется палеоклиматическая информативность петромагнитных параметров в различных физико-географических обстановках. Показаны различия в формировании магнитных свойств лёссово-почвенных серий Сибири (“сибирский” механизм) и представлены принципы палеоклиматической интерпретации петромагнитных данных на основе исследования более 40 разрезов субаэральных комплексов юга Западной, Средней и Восточной Сибири. На примере разрезов субаэральных отложений Восточной Сибири на основе изменения петромагнитных параметров выявлен тренд климатических изменений в течение квартера, отражающийся в смене “педогенного” механизма на “сибирский” и далее на “аляскинский”. Наличие такого тренда может служить критерием для диагностики субаэральных отложений эоплейстоценового возраста.

Ключевые слова: субаэральные отложения, магнитные свойства, частотно-зависимая магнитная восприимчивость, размер магнитного зерна, палеоклиматическая интерпретация, Байкальский регион

DOI: 10.31857/S2949178924020036, EDN: POGZIG

1. ВВЕДЕНИЕ

Главной особенностью геологической истории в четвертичное время является смена в планетарном масштабе климатических периодов крупных похолоданий и потеплений, связанных, по мнению большинства исследователей, с изменением орбитальных параметров Земли (Milanković 1930; Martinson et al., 1987; Berger, 1988; Beget, Hawkins, 1989; Shackleton et al., 1990; Ding et al., 2002 и дру-

гие). Среди континентальных отложений наиболее полные записи периодических изменений климата содержат лёссово-почвенные последовательности, которые являются частью более широко распространенных отложений субаэральной формации. Для реконструкции палеоклимата в субаэральных отложениях изучаются особенности строения ископаемых педокомплексов (цвет, строение, микро- и макроморфология почв, минералогический и гранулометрический состав, состав глинистых минералов, состав гумуса и т. п.). Во вмещающих супесчаных и лёссовых толщах исследуются тектурные, минералогические, геохимические, гранулометрические особенности, вариации скорости осадконакопления, используются палеоботанические, палеонтологические и археологические

[#] Ссылка для цитирования: Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А. (2024). Петромагнитные методы в изучении лёссово-почвенных серий Восточной Сибири. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 2. С. 63–85. <https://doi.org/10.31857/S2949178924020036>; <https://elibrary.ru/POGZIG>

свидетельства изменения климата и природной среды.

С 80-х годов прошлого столетия в палеоклиматических реконструкциях стали широко использоваться магнитные свойства субаэральных отложений. Этому способствовало два научных открытия. Во-первых, была установлена значимая дифференциация магнитных свойств компонентов субаэральных толщ и, следовательно, изменения магнитных параметров в большинстве случаев отражали строение разрезов субаэральной формации. Во-вторых, вариации магнитных характеристик, в частности, магнитной восприимчивости (МВ) отложений Китайского Лёссового Плато (КЛП) показали сильную корреляционную связь с климатически зависимым отношением легкого и тяжелого изотопов кислорода δO^{18} в бентосных фораминиферах океанических донных осадков соответствующих временных интервалов (Heller, Liu, 1984; Kukla et al., 1988; Maher, Taylor, 1988; An et al., 1991; Maher, Thompson, 1991; Liu et al., 1993; Hunt et al., 1995; Meng et al., 1997 и др.). Целью данной работы является установление закономерностей изменения магнитных характеристик субаэральных отложений Восточной Сибири и связи их с изменениями природной среды и климата.

2. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Существуют два общепризнанных механизма магнитной фиксации палеоклиматического сигнала, установленные в различных регионах мира и принципиально отличающиеся по своему проявлению в осадках и климатической интерпретации магнитных характеристик.

В лёссово-почвенных сериях Китайского лёссового плато магнитная восприимчивость в горизонтах ископаемых почв, в среднем, в 3—4 раза больше по сравнению с лёссовыми толщами, что объясняется образованием аутигенных тонкозернистых магнитных минералов, в основном, магнетита и маггемита с размерами зерен 0.001—0.5 мкм (суперпарамагнитных и мелких однодоменных частиц) в результате интенсивного педогенеза (Maher, Taylor, 1988; Maher, Thompson, 1991; Hus, Han, 1992; Banerjee et al., 1993; Evans, Heller, 1994; Rolph et al., 1989; Meng et al., 1997; Sun et al., 2000 и другие) при высоких тепло- и влагообеспеченности в теплые межледниковые интервалы. Новообразование этих минералов подтверждается и повышенными значениями частотно-зависимого FD-фактора, представляющего собой отношение

разницы значений магнитной восприимчивости, измеренной на низкой и высокой частоте переменного поля к величине низкочастотной восприимчивости, выраженное в процентах. Согласно (Dearing et al., 1996), значения $FD < 3\%$ свидетельствуют о преобладании частотно-независимых однодоменных и многодоменных терригенных магнитных частиц, а $FD > 3\%$ отражают присутствие суперпарамагнитных зерен педогенного происхождения. Поведение двух типов магнитной восприимчивости лежит в основе определения механизма фиксации климатических колебаний в магнитных свойствах субаэральных отложений. Одновременное повышение МВ и FD в палеопочвах характерно для лёссово-почвенных последовательностей китайского типа и представляет собой “китайский” или “педогенный” тип магнитной записи палеоклиматического сигнала. Второе название точнее отражает суть явления. Кроме Китайского лёссового плато такой тип регистрации колебаний климата распространен в большинстве европейских (Forster et al., 1996), среднеазиатских (Ding et al., 2002), африканских (Dearing et al., 1996) лёссово-почвенных отложениях. В зависимости от географического положения и геоморфологической позиции педогенный механизм имеет свои особенности и степень выраженности (табл. 1).

В субаэральных отложениях Аляски установлен другой, прямо противоположный, механизм фиксации палеоклиматического сигнала. Здесь в ископаемых почвах фиксируются низкие значения МВ, в 3—6 раз ниже, чем во вмещающих отложениях (Veget et al., 1990). При этом FD колеблется от 0 до 2% во всех отложениях независимо от литологии (Vlag et al., 1999). Такое повышение МВ в лёссовых толщах объясняется интенсивной деятельностью ветра в холодные и сухие периоды, приносящего большое количество терригенных магнитных минералов в составе обломочного материала. В периоды потеплений недостаток тепла и влаги не способствовал интенсивному педогенезу, в результате чего FD фиксирует отсутствие (либо очень малое количество) педогенных магнитных минералов. Этот механизм палеоклиматической записи назван “алюскинским” или “ветровым” и встречается, кроме Аляски, во внутриконтинентальных лёссах Северной Америки (Hayward, Lowell, 1993) и Средней Сибири (Chlachula et al., 1997, 1998; Matasova, Kazansky, 2004). Ветровой механизм варьирует по значениям и соотношению магнитных характеристик в зависимости от географического положения, но его распространенность

Таблица 1. Диапазоны изменений магнитной восприимчивости и ее частотной зависимости в различных регионах мира

Table 1. Ranges of variation of magnetic susceptibility and its frequency dependence in different regions of the world

Регион, <i>разрез</i>	МВ·10 ⁻⁸ м ³ кг ⁻¹		FD, %		Источник	
	Лёссы	Почвы	Лёссы	Почвы		
ПЕДОГЕННЫЙ МЕХАНИЗМ						
Китайское лёссовое плато						
<i>Jiaodao</i>	20–60	200–300	3–5	9–12	Vidic et al., 2000 Deng et al., 2004	
<i>Pucheng</i>	10–30	60–70	0–5	5–8	Sun, Liu, 2000	
<i>Caijiagou</i>						
<i>Shimao</i>						
<i>Xifeng</i>	50–80	100–250	1–7	8–12	Liu et al., 1992 Hao, Guo, 2005	
<i>Changwu</i>	40–50	100–200				
<i>Wienan</i>	20–50	200–400				
<i>Lanzhou</i>	20–30	50–60	2–8	8–9	Feng et al., 2004	
<i>Dingxi</i>	25–30	80–100	2–5	10–12		
<i>Qinan</i>	20–50	60–80	4–5	9–11		
<i>Tianshui</i>	25–50	60–75	2–5	10–12		
<i>Lantian</i>	100–150	250–300	1–12	13–15		
<i>Xunyi</i>	80–100	200–220	10–11	14		
<i>Qingyang</i>	30–50	140–150	5–6	12.5		
<i>Huanxian</i>	20–25	80–110	5	9–11		
<i>Тунис</i>	5–10	30–60	4–7	9–11		Dearing et al., 1996
Северное Приазовье						
<i>Беглиця</i>	20–30	40–50	0–7	10–15	Chen et al., 2022	
<i>Чумбур-коса</i>	10–15	25–30				
Румыния						
<i>Costinesti</i>	20–50	100–150	2–5	11–13	Necula et al., 2015	
<i>Mircea Voda</i>	20–30	50–120				
Северная Сербия						
<i>Zeman</i>	20–30	120–140	2–4	10–11	Laag et al., 2021	
Венгрия						
<i>Bodrogkeresztúr</i>	30–35	60–70	6–7	9–10	Bosken et al., 2019	
Иран						
<i>Toshan</i>	20–25	40–80	2–5	6–9	Vlaminck et al., 2018	
ВЕТРОВОЙ МЕХАНИЗМ						
Аляска						
<i>Gold Hill Steps</i>	100–250	20–100	0–1	0–2	Vlag et al., 1999	
Средняя Сибирь						
<i>Куртак</i>	300–450	50–100	<1	1.5–3.5	Chlachula et al., 1998	
Аргентина						
<i>Las Carreras</i>	220–260	160–220	0–4	3–7	Schellenberger et al., 2003	
<i>El Cristo</i>	50–120	20–120	1–4	1–5.5	Bidegain et al., 2005	

меньше, чем педогенного (табл. 1). В специфических условиях некоторых (гидроморфных, полугидроморфных, криогидроморфных) типов почв, например, оглеенных тундровых почв, уменьшение МВ объясняется растворением магнитных минералов в переменных окислительно-восстановительных условиях, и вариации изменения МВ в почвах и вмещающих толщах происходят согласно “ветровому” механизму, но имеют другую природу (Taylor, et al. 2014).

С нашей точки зрения, модель магнитной фиксации палеоклиматических колебаний в субэральных континентальных отложениях одна, и заключается она в различии магнитных свойств компонентов субэральных формаций, которые сформировались под воздействием многих факторов, косвенно и напрямую связанных с климатом. Это фундаментальное свойство четвертичных субэральных осадочных образований, которое имеет глобальный характер. На формирование магнитных свойств осадков существенное влияние оказывают также локальные условия накопления осадков: состав пород в области сноса, расстояние от источника материала, способ и условия по пути транспортировки материала, геоморфологическое положение и природные условия в области осадения, постседиментационные преобразования. Два рассмотренных механизма являются крайними точками этой модели. Их особенности и закономерности описаны в многочисленных научных исследованиях. Но, к сожалению, в подавляющем большинстве опубликованных работ исследователи ограничиваются анализом вариаций МВ, реже приводятся данные о частотно-зависимой МВ и FD-факторе, а сведения о других петромагнитных параметрах (например, различных видах намагниченности, коэрцитивных характеристиках, магнитной жесткости, эффективном размере магнитного зерна) совсем немногочисленны и не систематизированы.

При определенных условиях эффект наложения локальных факторов может маскировать глобальный характер магнитной записи климатического сигнала. В таких случаях компоненты субэральных толщ демонстрируют магнитные свойства, которые нельзя отнести ни к “алюскинскому”, ни к “китайскому” типу. Изменения петромагнитных характеристик в таких случаях не отражают литологию разреза: как вмещающие горизонты, так и ископаемые почвы характеризуются и повышенными, и пониженными значениями МВ и FD. К такому типу с отсутствием закономерностей в изменениях магнитных параметров относятся отдельные лёссово-почвенные

последовательности Польши (Nawrocki, 1992), Западной Украины (Nawrocki et al., 1996), Аргентины (Bidegain et al., 2005), Пакистана (Akram, Yoshida, 1997), Нижней Волги (Költringer et al., 2021) (табл. 1.). Наш опыт показывает, что в каждом сложном случае детальное исследование субэральных толщ требует привлечение дополнительных методов (гранулометрических, геохимических, палеонтологических и т. п.) изучения осадков, что, как правило, проясняет картину и дает возможность с уверенностью диагностировать изменения природной среды и климата в данном регионе.

Основные магнитные характеристики (МВ и FD) палеопочв и вмещающих отложений для обоих механизмов отражены в табл. 1.

По данным В. Maher (2011) только за 20 лет (1990—2010 гг.) опубликовано более 2000 работ с результатами палеомагнитного и петромагнитного изучения лёссовых толщ. В табл. 1 приведены лишь некоторые примеры значений МВ и FD субэральных осадков, в которых зафиксирована различная магнитная климатическая запись. Для демонстрации различий в таблицу включены результаты исследований лёссово-почвенных серий всех континентов (за исключением Австралии и Антарктиды). Наиболее многочисленны исследования лёссово-почвенных серий Китая и Европы, на эти исследования приходится ~80 % всех публикаций. Гораздо слабее изучен магнетизм субэральных отложений Северной и Южной Америк, Африки и других регионов Азии, кроме КЛП. И уж совсем единичны работы на территории Западной, Средней и Восточной Сибири, охватывающей Сибирскую Субэральную Формацию (Волков, 1971). Этот факт объясняется тремя основными причинами: 1) труднодоступностью; 2) сложным строением, комплексным генезисом, разнообразием основных компонентов субэральных толщ; 3) сложной, неоднозначной, трудно интерпретируемой картиной поведения магнитных параметров, иногда требующей дополнительных исследований.

3. “СИБИРСКИЙ” МЕХАНИЗМ ЗАПИСИ ИЗМЕНЕНИЙ ПАЛЕОКЛИМАТА В МАГНИТНЫХ СВОЙСТВАХ СУБАЭРАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ И СРЕДНЕЙ СИБИРИ

В западной части Сибирской субэральной формации (Западная, Юго-Западная Сибирь) МВ ископаемых почв существенно ниже (в 2—6 раз), чем во вмещающих лёссовых, песчаных и делюви-

альных толщах. При этом колебания FD в палеопочвах составляют от 0 до 10 %, а в лёссовых толщах FD — от 0 до 4 % (Казанский и др., 1998, Zhu et al., 2000, Matasova et al., 2001, Matasova, Kazansky, 2004), т.е. изменение магнитной восприимчивости происходит по “алюскинскому типу”, а FD-фактор изменяется по “китайскому типу” — в палеопочвах он превышает 2 %. Наибольшими значениями FD характеризуются палеопочвы Приобской увалистой равнины, Новосибирского Приобья и Барабинской низменности (Матасова и др., 2001; Матасова и др., 2003; Жданова и др., 2006). Наименьшие значения FD (<2.5 %) обнаружены в палеопочвах позднего—среднего неоплейстоцена Средней Сибири (Matasova et al., 2001; Zhu et al., 2003, Matasova, Kazansky, 2004). В лёссовых, суглинисто-супесчаных и песчаных отложениях значения FD не превышает 2 %, за исключением лёссовых отложений Приобской равнины, Кузнецкой котловины и Барабинской низменности, где они могут достигать 3—4 % (Matasova, Kazansky, 2004). Таким образом, на территории Западной и Юго-Западной Сибири по ключевым магнитным параметрам (MB и FD) установлено наложение двух известных механизмов — “алюскинского” и “китайского”, которое мы назвали “сибирским” механизмом формирования магнитных свойств сибирских лёссово-почвенных серий под воздействием климата (Матасова и др., 2003). С нашей точки зрения, “сибирский” механизм имеет право на существование, как переходный между двумя, вышеупомянутыми, но при этом его можно рассматривать и как самостоятельный, поскольку он имеет существенные отличия от общепринятых.

Магнитные свойства пород зависят, прежде всего, от концентрации магнитных (аллотигенных и аутигенных) минералов, а также от состава магнитной фракции и размеров магнитных зерен. В случае невысокого содержания магнетиков дополнительный весомый вклад в общий магнетизм дают парамагнетики. Эти факторы характеризуются определенными магнитными параметрами и действуют при любом механизме фиксации изменений природной среды и климата в магнитных свойствах субаэральных осадков. Более подробно с магнитными характеристиками субаэральных отложений можно ознакомиться в работе (Evans, Heller, 2003). Вместе с магнитной восприимчивостью изменяются все виды намагниченности, в том числе намагниченность насыщения (Js) и остаточная намагниченность насыщения (Jrs), поскольку они зависят в основном от концентрации магнитных

минералов. Так, в “алюскинском” и “сибирском” механизмах эти показатели обнаруживают низкие значения в палеопочвах и высокие — во вмещающих отложениях, в “китайском” — обратная картина. Также противоположно ведут себя коэрцитивные характеристики. Так называемые параметры магнитной жесткости (V_c , V_{cg} — коэрцитивная сила и остаточная коэрцитивная сила) демонстрируют более высокие значения в палеопочвах по сравнению с вмещающими отложениями в “алюскинском” и “сибирском” механизмах, тогда как в почвах с “китайским” типом магнитной записи эти значения ниже, чем в лёссах. “Алюскинские” и “сибирские” палеопочвы более магнитожесткие, чем “китайские”.

Вместе с тем существует ряд магнитных параметров, отличающихся по величине в разных разрезах, но изменяющихся одинаково во всех механизмах магнитной климатической записи. Это, в первую очередь, *эффективный размер* магнитного зерна, оценкой которого являются отношения K_{fer}/J_{rs} и V_{cg}/V_c (здесь K_{fer} — магнитная восприимчивость ферромагнетиков; J_{rs} — остаточная намагниченность насыщения). Эти отношения показывают уменьшение размеров магнитных зерен в почвенных горизонтах и увеличение во вмещающих толщах, независимо от механизма фиксации палеоклиматического сигнала. В общем случае, V_{cg}/V_c в отложениях “китайского” типа ниже по величине, что подтверждается доменным состоянием магнитных частиц, определенным по графику Дэя (J_{rs}/J_s & V_{cg}/V_c , Day et al., 1977): в отложениях “китайского” типа присутствуют, в основном, мелкие и средние псевдооднодоменные частицы; в магнитной фракции “алюскинских” и “сибирских” отложений преобладают крупные псевдооднодоменные зерна и многодоменные частицы. На диаграмме Дэя (Day et al., 1977) с учетом расчетов Д. Данлопа (Dunlop, 2002) содержание однодоменных частиц в магнитных фракциях “китайских” отложениях гораздо выше (до 60—70 % от общего количества), а в “алюскинских” и “сибирских” отложениях их количество уменьшается до 0—20 %.

И второй показатель, значение которого растет в палеопочвах и снижается во вмещающих толщах независимо от типа магнитной записи, это *вклад парамагнитных минералов* (J_{par} , K_{par}) в общий магнетизм осадков. Существование этих двух магнитных характеристик, единообразно меняющихся во всех субаэральных отложениях земного шара, является доказательством, во-первых, *фундаментальности*

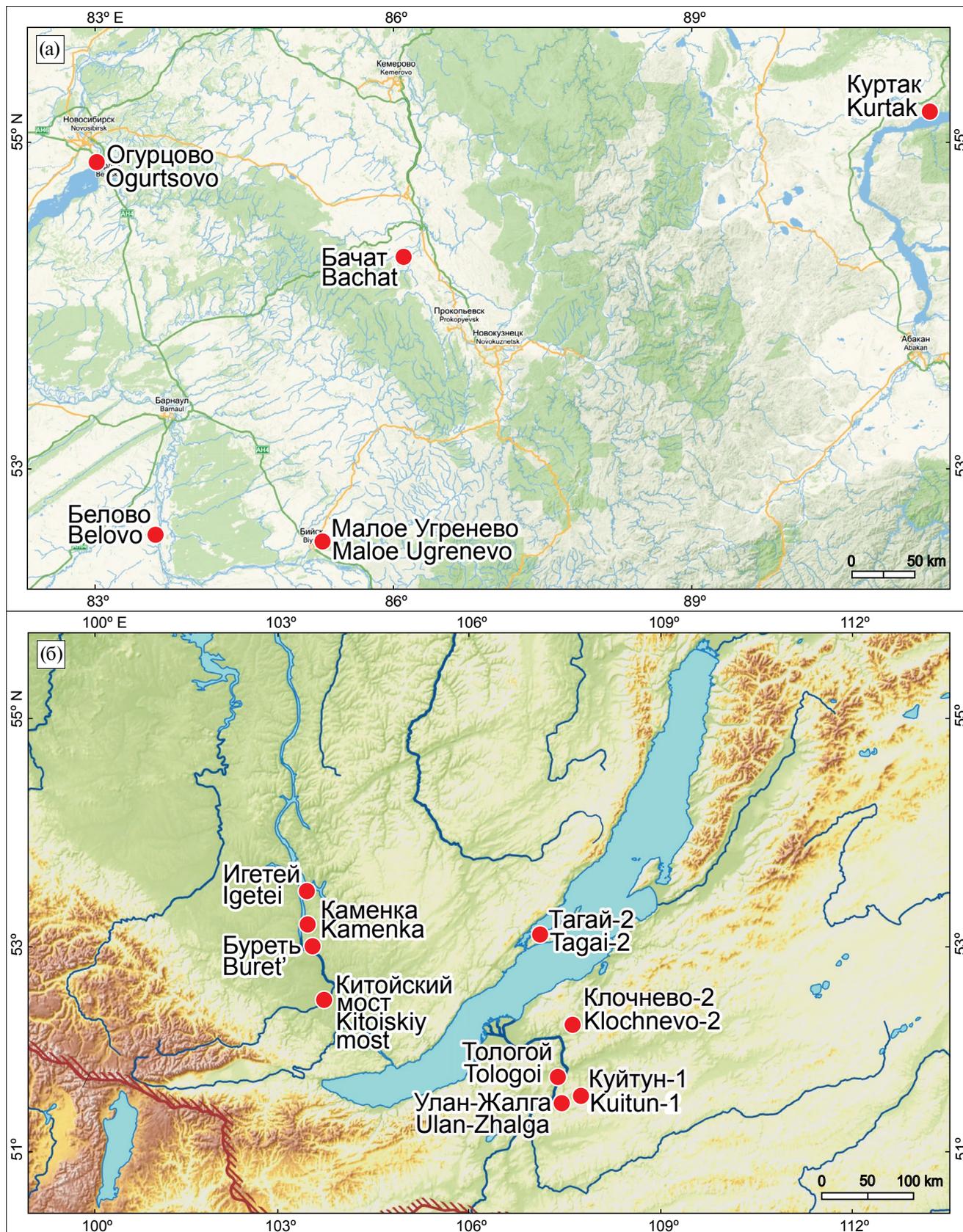


Рис. 1. Географическое положение изученных разрезов: (а) — Западная и Средняя Сибирь, (б) — Восточная Сибирь.

Fig. 1. Geographic location of the studied sections mentioned: (a) — is Western and Prienisei Siberia, (b) — is Eastern Siberia.

магнитной фиксации изменений природной среды и климата, и, во-вторых, свидетельством в пользу *единой модели магнитной* записи изменений природной среды и климата в субаэральные покровных толщах.

Рассмотрим “сибирский” механизм несколько подробнее. Ранее выполненные исследования позволили подразделить его на сильный и слабый. Сильный магнитный сигнал заключается в высоких значениях МВ в лёссовых и супесчано-песчаных горизонтах (до $400 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1}$), в 4–6 раз меньше значения МВ в палеопочвах ($30\text{--}80 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1}$) и величина FD от 6 до 10 %. Этот вариант магнитной записи климатических изменений можно считать “классическим” и ярко выраженным вариантом “сибирского” механизма. Примером такой классической магнитной записи по “сибирскому” типу может служить разрез Белово ($52^{\circ}37'1''$ с. ш., $83^{\circ}37'57''$ в. д., рис. 1) (Матасова и др. 2003), вскрывающий один из увалов Приобской равнины. Слабым магнитным сигналом можно считать невысокие значения МВ, мало различающиеся в палеопочвах и вмещающих толщах, и небольшие значения FD (<6 %), например, разрез Бачат ($54^{\circ}16'53''$ с. ш.; $86^{\circ}09'48''$ в. д.). Возможно еще более дробное подразделение “сибирского” механизма, например, высокие значения МВ и небольшие значения FD, например, разрез Малое Угреново ($52^{\circ}33'2''$ с. ш., $85^{\circ}19'54''$ в. д.), либо наоборот, невысокие значения МВ и высокие FD (разрез Огурцово, $54^{\circ}52'20''$ с. ш. $83^{\circ}0'25''$ в. д.), но это наиболее вероятно отражает существенное воздействие на запись локальных (частных) факторов (склоновые процессы, катастрофические потоки, размывы, приводящие к перерывам, вулканогенное “загрязнение” и т. п.). Все приведенные примеры описывают поведение МВ и FD в средне-позднеплейстоценовых отложениях Западной части Сибирской субаэраальной формации. На территории Средней Сибири, согласно поведению МВ и FD, преобладающим механизмом фиксации палеоклиматического сигнала в среднем и позднем неоплейстоцене является “аляскинский”.

По степени проявления “сибирского” и “аляскинского” механизмов на территории Западной и Средней Сибири можно выделить отдельные регионы с преобладающим механизмом, границы которых в целом отвечают границам типов растительности для верхнего неоплейстоцена (МИС 3), приведенные в (Динамика ландшафтных..., 2002), что подтверждает климатическую обусловленность изменений магнитных характеристик.

4. МЕХАНИЗМЫ ЗАПИСИ КЛИМАТИЧЕСКОГО СИГНАЛА В МАГНИТНЫХ СВОЙСТВАХ СУБАЭРАЛЬНЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В рамках данной статьи рассматриваются только магнитные параметры (в основном, МВ и FD), по изменению которых можно судить, каков механизм магнитной записи и как он соотносится с уже известными механизмами, какое положение он занимает в рамках единой модели магнитной палеоклиматической записи.

4.1. Неоплейстоцен Предбайкалья

На территории Предбайкалья нами изучено 10 разрезов отложений различного возраста, на рис. 2 приведены результаты исследования двух из них — Буреть и Китойский мост. На рисунках вмещающие толщи намеренно не подразделяются на отдельные горизонты, не обсуждается их состав, литология и генезис, поскольку цель данной работы показать дифференциацию магнитных свойств палеопочв и вмещающих их субаэраальных осадков. Результаты изучения приведенных разрезов опубликованы, и заинтересованные исследователи могут найти детальное описание вмещающих отложений в работах (Стратиграфия и палеогеография..., 1990, Ербаева и др., 2019, Ivanova et al., 2019, Матасова и др., 2020, Казанский и др., 2022а, б, Матасова и др., 2023).

4.1.1. Разрез Буреть

($52^{\circ}59'26.86''$ с. ш. $103^{\circ}28'30.99''$ в. д.)

Разрез Буреть расположен в береговом уступе Братского водохранилища у пос. Буреть на территории Буретской многослойной археологической стоянки (Стратиграфия и палеогеография..., 1990). В разрезе вскрывается комплекс суглинистых и супесчаных верхнеплейстоцен-голоценовых субаэраально-склоновых отложений с заключенными в них горизонтами погребенных почв. Из отложений разреза по $C_{\text{орг}}$ было получено три AMS ^{14}C даты: 21250 ± 240 л. н. (гл. 2.4 м), 26220 ± 430 л. н. (гл. 10 м), 27540 ± 610 л. н. (гл. 12.8 м), свидетельствующие об аномально высоких скоростях осадконакопления. Полученная геохронометрическая характеристика отложений дает возможность выделить в разрезе три хроностратиграфических подразделения: МИС 1, МИС 2 и МИС 3.

Поведение магнитной восприимчивости (Kint) и FD-фактора по разрезу (рис. 2) позволяет квалифицировать магнитную запись в разрезе Буреть по типу

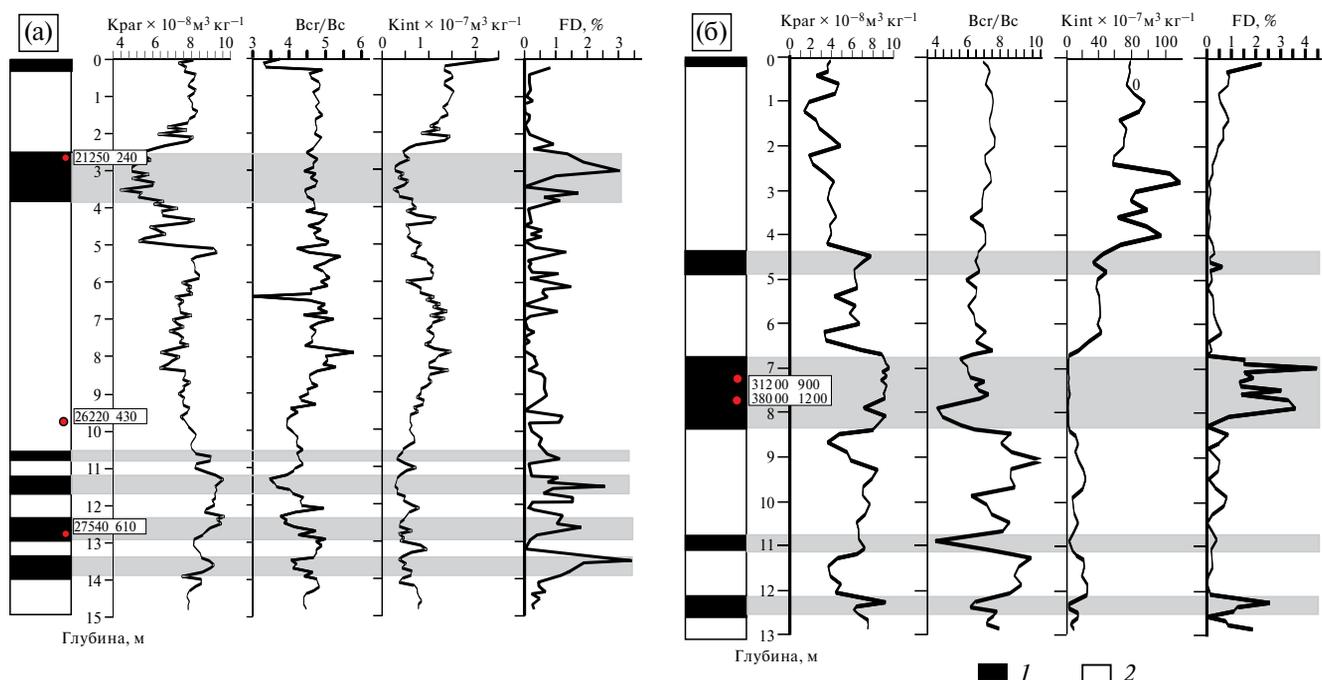


Рис. 2. Магнитные параметры, характеризующие верхнеплейстоценовые отложения разрезов Буреть (а) и Китойский мост (б).

1 — палеопочвы; 2 — вмещающие породы. K_{par} — парамагнитная часть магнитной восприимчивости; V_{cr}/V_c — доменное состояние (размер магнитного зерна); K_{int} — начальная магнитная восприимчивость; FD — частотно-зависимая магнитная восприимчивость.

Fig. 2. Magnetic parameters characterizing the Late Neopleistocene deposits of the Buret (a) and the Kitoy bridge (b) sections. 1 — paleosols; 2 — host rocks; K_{par} — paramagnetic part of magnetic susceptibility; V_{cr}/V_c — domain state (magnetic grain size); K_{int} — initial magnetic susceptibility; FD — frequency-dependent magnetic susceptibility.

слабого “сибирского” механизма (МВ палеопочв в ~2 раза меньше, чем МВ вмещающих отложений; FD в почвах достигает 3.5—4 %, во вмещающих отложениях <1.5 %). Два других параметра являются универсальными и демонстрируют различия в палеопочвах и вмещающих толщах: парамагнитная восприимчивость (K_{par}) увеличивается в почвенных горизонтах и достигает 65—85 % от общей магнитной восприимчивости, тогда, как во вмещающих отложениях снижается и варьирует между 30 и 50 %; эффективный размер магнитного зерна (V_{cr}/V_c) уменьшается в палеопочвах и увеличивается в остальных осадках, причем наиболее четкая картина прослеживается в нижних, более развитых почвенных горизонтах.

4.1.2. Разрез Китойский мост (52°28'28.02" с. ш., 103°46'21.64" в. д.)

Разрез Китойский мост представлен сложно построенной толщей отложений, мощностью 13 м. Пески верхней части разреза (до глубины ~6.5 м) имеют niveйно-эоловое происхождение с характерным параллельным, порой горизонтальным залеганием поверхностей седиментации. Их формирование

происходило в условиях криоаридного климата и обусловлено захоронением в эоловых песках фрагментов снежного покрова, который постепенно преобразовывался в горизонтальные или полого наклонные шпирсы осадочно-метаморфического льда (Brookfield, 2011, Галанин, 2021). Нижняя часть разреза сложена лёссами и ископаемыми почвами с прослоями делювиальных отложений.

В верхней части разреза niveйные пески и палеопочва высокомагнитны и демонстрируют самые высокие значения МВ в Предбайкалье; разница в 2.0—2.5 раза между МВ верхней почвы и песков сохраняется (рис. 2). Значения FD -фактора здесь не превышают 1 % (за исключением современной почвы). Такое поведение двух видов МВ характерно для “алескинского” механизма магнитной записи. В отложениях нижней части разреза МВ резко падает, хотя сохраняется тенденция более низких значений магнитной восприимчивости в палеопочвенных горизонтах, чем во вмещающих осадках. Значения FD -фактора, наоборот, в почвах возрастают до 4.5 %, а во вмещающих отложениях остаются <1 %, что позволяет квалифицировать магнитную запись по типу среднего “сибирского” механизма. Парамагнитная

компонента (K_{раг}) во всех палеопочвах показывает повышенные значения по сравнению с вмещающими отложениями, независимо от смены механизма. Эффективный размер магнитного зерна (V_{ср}/V_с) также уменьшается в палеопочвах и увеличивается в остальных осадках, наиболее четкая картина прослеживается в нижних, более развитых почвенных горизонтах.

4.1.3. Разрез Игетей

(53.581856° с. ш., 103.444225° в. д.)

Игетей является одним из опорных разрезов верхнечетвертичных отложений Юга Восточной Сибири и важнейшим многослойным геоархеологическим объектом Байкальского региона, результаты его изучения представлены на рис. 3.

Разрез Игетей расположен в береговом обрыве Братского водохранилища, вблизи устья реки Оса и представлен сложно построенной толщей субэзрально-склоновых отложений, мощностью 20 м. Отложения разреза на разных стратиграфических уровнях насыщены палеонтологическим и археологическим материалом и охарактеризованы геохронологически (Медведев, Воробьева, 1987, Стратиграфия, палеогеография..., 1990). Возрастной интервал

формирования разреза — средний неоплейстоцен—голоцен.

В поздненеоплейстоценовых отложениях разреза Игетей значения FD не превышают 2 % независимо от состава и генезиса, но, вместе с тем МВ характеризуется пониженными значениями в палеопочвах (рис. 3). Наблюдается незначительное различие величин отношений K_{раг} и V_{ср}/V_с между верхним палеопочвенным горизонтом и вмещающими толщами. Такая картина характерна скорее для “алескинского” механизма магнитной записи. В отложениях среднего неоплейстоцена (верхняя граница не установлена, но среднеоплейстоценовый возраст палеопочв с глубины 9 м обосновывается палеонтологическим материалом) поведение магнитных характеристик более наглядно демонстрирует различие магнитных свойств отложений. В палеопочвах пониженные значения МВ сопровождаются увеличением значений FD до 4.5—5 %, во вмещающих отложениях FD колеблется между 0 и 1 %. Существенно повышается парамагнитная восприимчивость и держится высокой во всей нижней части разреза, хотя некоторое различие с вмещающими осадками наблюдается. Заметно снижается эффективный размер магнитного зерна, особенно в нижних почвенных горизонтах. Таким образом, с учетом значений МВ (на порядок выше, чем в Бурети, разница МВ между почвами и вмещающими отложениями достигает 3—4 раз) для среднеоплейстоценовых субэзральных отложений характерен сильный “сибирский” механизм со средним вкладом “педогенного” фактора (FD).

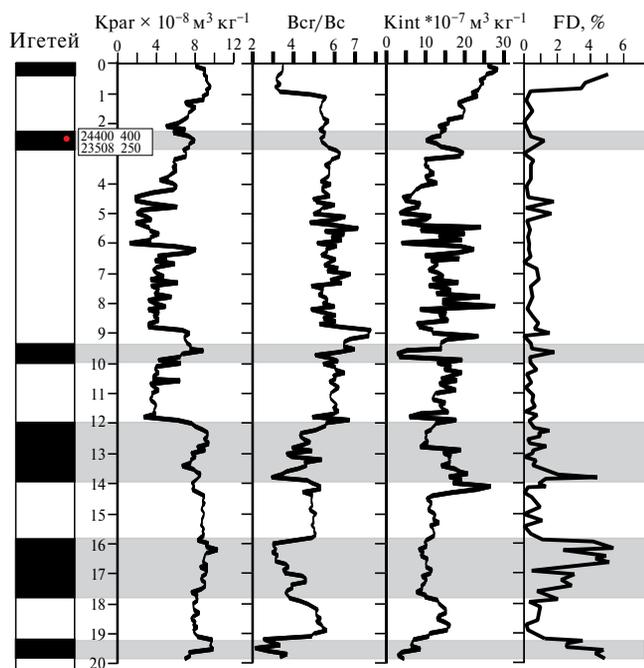


Рис. 3. Магнитные параметры средне-верхнеоплейстоценовых отложений разреза Игетей. Усл. обозначения см. рис. 2.

Fig. 3. Magnetic parameters of Middle-Late Neopleistocene deposits of the Igetay section. For the symbols, see fig. 2.

4.2. Эоплейстоцен Предбайкалья

Эоплейстоценовые отложения Прибайкальского региона изучены в двух разрезах — Тагай-2 и Каменка.

4.2.1. Разрез Тагай-2

(53°09'19.74" с. ш., 107°12'45.36" в. д.)

Расположен на берегу одноименного залива на северо-западном побережье острова Ольхон озера Байкал (рис. 4). Здесь в искусственной выемке вскрываются отложения нюрганской (до 3 м) и харанцинской (ниже 3 м) свит эоплейстоцена (Мац и др., 1982). Нюрганская свита представлена песчано-суглинистыми субэзральными отложениями делювиального генезиса. Отложения нюрганской свиты существенно переработаны и не сохранили первоначальных магнитных свойств, поэтому далее не рассматриваются.

Харанцинская свита представляет собой лёссово-почвенную последовательность суглинистого состава. Последовательность включает семь горизонтов аридных погребенных почв, разделенных слоями склоновых отложений. В суглинках найдены остатки мелких млекопитающих, которые позволяют датировать вмещающие породы концом нижнего эоплейстоцена (Мац и др., 1982, Покатилов, 1984). По палеомагнитным данным отложения харанцинской свиты характеризуются только обратной полярностью (Kazansky et al., 2022).

Верхние слои представляют собой склоновые, перемешанные отложения, не сохранившую первичную текстуру и первичную намагниченность. В эоплейстоценовом ПК в гумусовых (иллювиальных?) горизонтах наблюдается повышенное содержание парамагнитных минералов (повышенные значения K_{par}), как и во всех палеопочвах любого возраста. Также в этих слоях четко прослеживается уменьшение эффективного размера магнитного зерна. Главное отличие магнитных свойств эоплейстоценовых палеопочв от палеопочв более молодого возраста заключается в увеличении в них значений MV в $\sim 3\text{--}4$ раза. В промежуточных и вмещающих слоях, напротив, наблюдается уменьшение MV . Одновременно с увеличением MV в палеопочвенных горизонтах существенно возрастает величина FD (до 9.5 %!), против 1–3 % во вмещающих отложениях. Как было сказано выше, такая картина поведения двух типов

MV характерна для “китайского” механизма магнитной записи.

4.2.2. Разрез Каменка ($52^{\circ}10'26.0''$ с. ш., $103^{\circ}22'45.5''$ в. д.)

Разрез Каменка был обнаружен группой археологов ИГУ в 2019 г. при совместных полевых работах, его описание приводится впервые. Разрез расположен на правом берегу р. Ангары, на окраине пос. Каменка. Здесь в стенке придорожного карьера вскрываются тонкослойчатые пески, супеси, глины с заключенными в них погребенными почвами. Видимая мощность вскрытых отложений составляет 6 м.

По палеомагнитным данным в разрезе четко выделяются три зоны магнитной полярности, что позволяет предполагать эоплейстоценовый возраст нижней части разреза (рис. 4), красная черта отделяет нижнюю толщу, сложенную осадками эоплейстоценового возраста. Как и во всех рассмотренных отложениях в палеопочвенных горизонтах традиционно увеличивается количество парамагнитных минералов (K_{par}), уменьшается размер магнитного зерна (V_{cr}/V_c). Как и в предыдущем разрезе, эоплейстоценовые палеопочвы характеризуются повышением значений MV (в 3–5 раз по сравнению с вмещающими отложениями) и значениями FD до 5 %. Таким образом, здесь также фиксируется “китайский” механизм записи палеомагнитного сигнала.

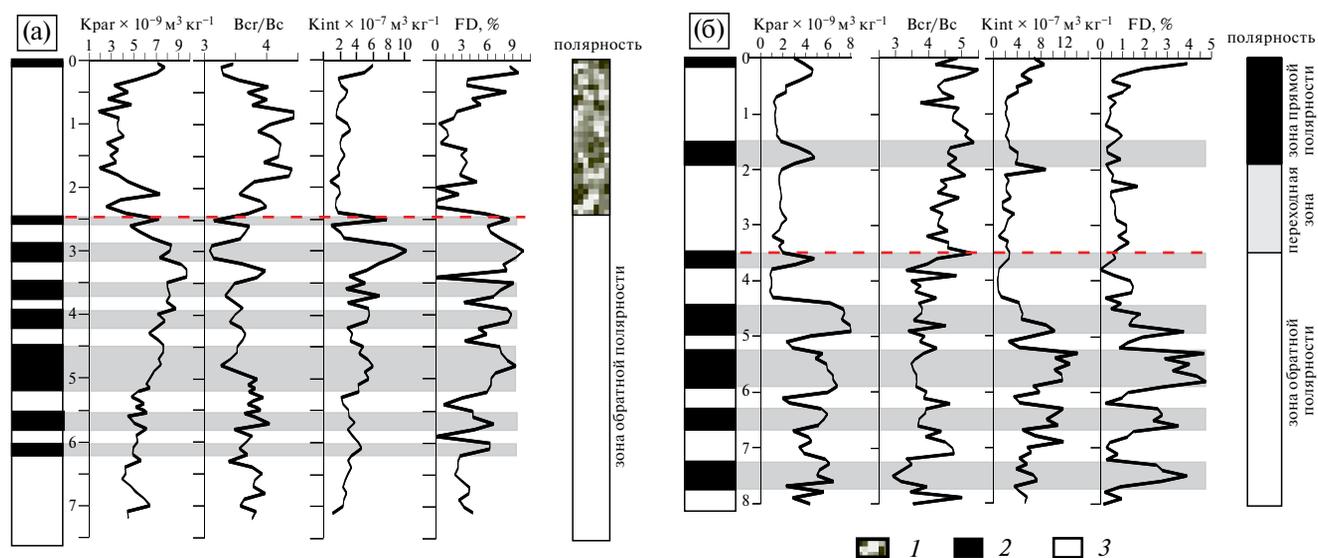


Рис. 4. Магнитные параметры эоплейстоценовых отложений разрезов Тагай-2 (а) и Каменка (б). Красная прерывистая черта — граница Матуйама–Брунес. Усл. обозначения см. рис. 2.

Fig. 4. Magnetic parameters of the Eopleistocene deposits of the Tagay-2 (a) and Kamenka (b) sections. The red dashed line is the Matuyama–Brunhes boundary. For the symbols, see fig. 2.

Подведем итог по изучению основных магнитных показателей для определения механизма записи колебаний палеоклимата в магнитных свойствах субаэральных отложений Предбайкалья:

- в эоплейстоцене климат Западного Предбайкалья был намного более гумидным — теплым и влажным, чем в неоплейстоцене. Это подтверждается фиксацией климата в магнитных свойствах субаэральных отложений по “китайскому” или “педогенному” механизму. Мягкий климат, особенно в теплые эпохи, способствовал интенсивному педогенезу, одним из следствий которого было образование *in situ* новых магнитных минералов, фиксируемых двумя типами магнитной восприимчивости палеопочв. Но даже в эпохи похолоданий климатические колебания не достигали того уровня иссушения и похолодания, как в более молодые климатические периоды, поскольку во вмещающих отложениях также наблюдаются повышенные значения FD (до 3—4 %), свидетельствующие об определенном уровне развития педогенных процессов;
- в среднем неоплейстоцене магнитная климатическая запись происходила по типу сильного “сибирского” механизма с умеренным вкладом “педогенного” фактора. Это означает, что при общих высоких значениях магнитной восприимчивости отложений, МВ почв меньше МВ вмещающих отложений в 3—4 раза, а значения FD достигают 4—5 %. Что означает переход к более суровым климатическим условиям;
- в верхнеоплейстоценовых отложениях магнитные записи изменения климата фиксируют 2 этапа. Ранний этап позднего неоплейстоцена (МИС 5—МИС 4) характеризуется близкими со средним неоплейстоценом климатическими условиями. Магнитная запись происходила также по типу “сибирской”, но об ужесточении климата свидетельствуют более низкие и менее контрастные значения МВ и снижение величин FD до 3—4 %, т.е. фиксируется слабый “сибирский” механизм. Поздний этап позднего неоплейстоцена (МИС 3—МИС 2) характеризуется еще более суровыми климатическими условиями, при которых магнитная запись происходит по “аласкинскому” типу с условиями, не способствующими интенсивному педогенезу и, соответственно, с малыми значениями FD (0—2 %). Но в некоторых разрезах осадки этого временного интервала показывают магнитные характеристики по типу слабого “сибирского” механизма с FD до 2—3 %. Вероятно,

эти мелкие различия между двумя зафиксированными магнитными записями определяются местными условиями (геоморфологическим положением, окружающим рельефом, расстоянием до источников сноса, катастрофическими событиями и т. п.);

- нижнеоплейстоценовые осадки не были нами обнаружены, поэтому данные о магнитных записях климата в отложениях этого временного интервала отсутствуют. Интерполируя полученные результаты, можно сделать предположение о механизме фиксации палеоклиматического сигнала в раннем неоплейстоцене и позднем эоплейстоцене: скорее всего, это будет переход от “китайского” механизма записи к “сибирскому”, что выразится в небольшой контрастности значений МВ горизонтов ископаемых и вмещающих отложений, но с достаточно высокими FD (до 6—9 % для почв).

4.3. Неоплейстоцен Забайкалья

На территории Забайкалья неоплейстоценовые отложения изучены в шести разрезах, для краткости мы остановимся на трех из них: Куйтун-1, Тологой и Улан-Жалга.

4.3.1. Разрез Куйтун 1

($51^{\circ}31'48.87''$ с. ш., $107^{\circ}43'51.21''$ в. д.)

Разрез Куйтун-1 расположен на правом берегу реки Куйтунка близ поселка Куйтун (Матасова и др., 2023). Здесь на крутом северном склоне покровные отложения сохранились лишь в самом его подножии и перекрывают аллювиальные образования краевой части днища долины. Покровные отложения представляют собой переслаивание палевых и коричневатопалевых массивных супесей и суглинков с характерными структурами вертикальных столбчатых отдельностей, с прослоями песков (рис. 5). Строение разреза Куйтун-1 аналогично строению разрезов в долине р. Куйтунка, датированных радиоуглеродным методом (Голубцов и др., 2017), поэтому возраст отложений в разрезе Куйтун 1 можно ограничить верхним неоплейстоценом, что также подтверждается прямой полярностью отложений разреза Куйтун по палеомагнитным данным.

Контрастность магнитных свойств отложений невелика. Горизонты ископаемых почв отмечаются пониженными значениями МВ, всего в 1.5—1.7 раза меньше МВ вмещающих отложений. Кроме того, в палеопочвах по сравнению с другими осадками

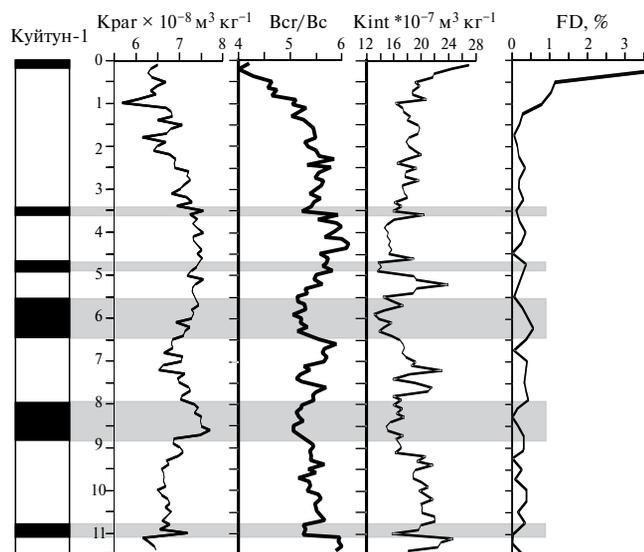


Рис. 5. Магнитные параметры верхнеплейстоценовых отложений разреза Куйтун-1. Усл. обозначения см. рис. 2.

Fig. 5. Magnetic parameters of the Late Neopleistocene deposits in the Kuitun-1 section. For the symbols, see fig. 2.

наблюдаются повышенные значения Краг и пониженные V_{cr}/V_c . Наименее контрастны магнитные параметры в верхней части разреза, но с глубины 5.5 м вниз по разрезу различия возрастают. Значения FD не превышают 1% во всех горизонтах разреза, за исключением современной почвы (рис. 5). Поведение двух типов МВ свидетельствует о том, что в данном разрезе зафиксирована магнитная запись изменений природной среды и климата по типу слабой “аляскинской”.

4.3.2. Разрез Тологой

($51^{\circ}44'43.93''$ с. ш., $107^{\circ}28'20.93''$ в. д.)

Разрез Тологой в силу своей стратиграфической полноты является опорным не только для Западного Забайкалья, но и для всей Восточной Сибири (Ivanova et al., 2019). Разрез расположен в прибортовой части Иволгинской впадины на левом берегу р. Селенги, у подножья горы Тологой в 16 км к юго-западу от г. Улан-Удэ. Здесь вскрывается сложно построенная толща субаэральных отложений мощностью более 30 м с горизонтами ископаемых почв (рис. 6). Подробное описание разреза приведено в (Ivanova et al., 2019).

Возраст отложений определен по палеонтологическим данным (Алексеева, 2005) и подтвержден палеомагнитным методом. Палеомагнитная граница Матуяма—Брюнес (0.772 млн лет) по данным (Ма-

тасова и др. 2020) проходит на глубине 11.1—11.3 м. Субхрон Харамильо в разрезе не обнаружен, что позволяет датировать нижнюю границу разреза на глубине 20 м не древнее 1 млн л.

Ископаемые почвы неоплейстоцена выделяются пониженными значениями МВ, которые меньше всего в 1.5—2 раза, чем МВ вмещающих осадков. На рис. 6 добавлен горизонт палеопочвы на глубине 6.8—7.6 м со знаком вопроса, дополнительный по сравнению с уже опубликованными данными. Этот горизонт выделяется по всем петромагнитным параметрам, но не очевиден по гранулометрическому составу и большинству геохимических параметров. Палеопочвы характеризуются повышенными значениями Краг и снижением отношения V_{cr}/V_c . Значения FD не превышают 2%, за исключением палеопочвы на глубине 9—10 м (FD до 2.7%), которую можно отнести по времени формирования к среднему неоплейстоцену.

4.3.3. Разрез Улан Жалга

($51^{\circ}29'40.75''$ с. ш., $107^{\circ}20'18.11''$ в. д.)

Новый для Забайкалья разрез Улан-Жалга был обнаружен нами в 2017 г. По полноте геологической летописи Улан-Жалга не уступает опорному разрезу Тологой (Ербаева и др., 2019). Разрез Улан-Жалга располагается в нижнем течении реки р. Куйтунка, недалеко от ее впадения в р. Селенга на северной окраине пос. Тарбагатай. Здесь в эрозионном уступе педиментированного Омудевского останцового массива обнажается толща четвертичных отложений, сложенная эолово-делювиальными песками, лёссовидными супесями и суглинками, грубообломочными селевыми накоплениями. Возраст отложений определен по палеомагнитным и палеонтологическим данным. Граница Брюнес—Матуяма фиксируется на глубине 15 м, а на глубине 23 м — верхняя граница субхрона Харамильо (0.990 млн л.) (Ербаева и др., 2019).

Значения МВ неоднозначно фиксируют строение разреза: в верхней части (до глубины 6.5 м) палеопочвы явно проявляются меньшей МВ (до 3 раз) по сравнению с МВ вмещающих отложений (рис. 6). По всей видимости, это отложения позднего неоплейстоцена. Ниже и до границы Брюнес—Матуяма ископаемые почвы и вмещающие отложения по значениям МВ практически не различаются. Но во всей верхней части разреза (0—15 м) четко фиксируются неоплейстоценовые палеопочвы по повышенному содержанию парамагнитных минералов (повышенные значения Краг), уменьшению размеров магнитных зерен (пониженные значения V_{cr}/V_c).

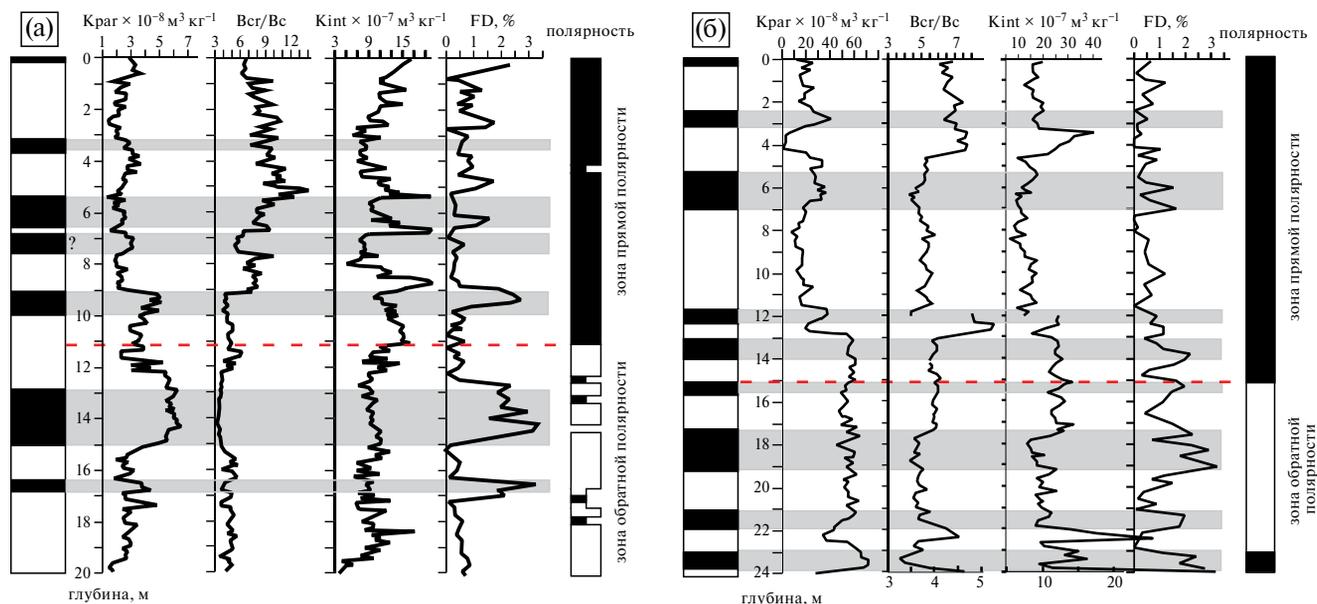


Рис. 6. Магнитные параметры плейстоценовых (неоплейстоценовых, эоплейстоценовых) отложений разрезов Тологой (а) и Улан-Жалга (б). Красная прерывистая черта указывает на палеомагнитную границу Матуяма–Брюнес. Усл. обозначения см. рис. 2.

Fig. 6. Magnetic parameters of the Pleistocene (Neopleistocene and Eopleistocene) deposits of the Tologoi (a) and Ulan-Zhalga sections (б). The red dashed line indicates the paleomagnetic boundary of Matuyama–Brunhes. For the symbols, see fig. 2.

Значения FD не превышают 1.5%, за исключением палеопочвы на глубине 13–14 м (FD до 2.2%), которую можно считать образованием среднего неоплейстоцена.

Таким образом, в отложениях неоплейстоцена Забайкалья фиксация палеоклиматического сигнала в их магнитных свойствах происходила по “алюскинскоу” типу. Несмотря на относительно высокие значения MB, но учитывая небольшие различия по MB палеопочв и вмещающих отложений, можно констатировать, что данные магнитные записи относятся к слабому варианту “алюскинского” механизма с малой контрастностью магнитных свойств отложений различного генезиса.

4.4. Эоплейстоцен Забайкалья

Эоплейстоценовые отложения изучены в трех разрезах Забайкалья — Тологой, Улан-Жалга, и Ключнево.

4.4.1. Разрез Тологой

В разрезе Тологой в эоплейстоценовых отложениях MB не очень отчетливо фиксирует палеопочвы, ее значения, в целом, ниже в почвах, но всего в ~1.2 раза. Остальные три параметра четко отмечают их

положение в разрезе, особенно показатель FD, величина которого возрастает до 3.5% (рис. 6). Также четко выделяются палеопочвы по значениям Krag и Vcr/Vc.

4.4.2. Разрез Улан-Жалга

В разрезе Улан-Жалга картина несколько другая: здесь палеопочвы четко выделяются также по трем параметрам, это Vcr/Vc, MB и FD, значения последнего возрастают до 3.2% (рис. 6).

Различия между MB ископаемых почв и MB вмещающих отложений минимальны, примерно также как в Тологойе — в ~1.2 раза. В обоих разрезах в эоплейстоценовых отложениях увеличение параметра FD, хотя и не очень большое, но дает основание для более уверенного определения положения ископаемых почв в разрезе. Следует заметить, что этот параметр лучше “работает” в мощных, хорошо развитых почвах.

4.4.3. Разрез Ключнево-2

(52°11'15.48" с. ш., 107°34'40.35" в. д.)

Разрез Ключнево-2 расположен на западной окраине Итанцинской впадины в подножие склона Морского хребта. Разрез приурочен к одной из врезаемых излучин реки Итанца. В 2022 г. нами было

вскрыто основание разреза. Эта расчистка является фрагментом Итанцинского разреза — уникального местонахождения эоплейстоценовой фауны и важнейшего опорного разреза квартера Забайкалья (Базаров и др., 1976; Базаров, 1986; Алексева, 2005; и др.).

Результаты палео- и петромагнитного изучения Ключнево-2 представлены на рис. 7. В разрезе Ключнево-2 вскрываются разновозрастные четвертичные субаэральные-склоновые образования, залегающие на юрских конгломератах. Здесь коричневатопалеовые облессованные суглинки и супеси с примесью дресвы и щебня переслаиваются с красновато-бурыми плотными суглинками погребенных почв. Согласно палеонтологическим данным (Erbajeva, 1998, Erbajeva, Alexeeva, 2000, Алексева, 2005) возраст отложений этой части разреза оценивается ранним эоплейстоценом (поздним плиоценом по старой схеме) — 1.9–2.5 млн л. (Alexeeva, Erbajeva, 2005). Оба палеопочвенных горизонта выделены по геологическому описанию и характеризуются повышенными значениями МВ и FD (рис. 7). Превышение небольшое, МВ палеопочв больше МВ вмещающих пород в 1.5–1.6 раз. Значения FD в палеопочвах колеблются от 6 до 8%. Во вмещающих отложениях диапазон изменения FD шире, от 2 до 8%, но также в среднем FD (~5%) имеет высокие значения по сравнению с отложениями Забайкалья другого возраста.

По палеомагнитным и палеонтологическим данным изученные эоплейстоценовые отложения Забайкалья относятся к разным временным интервалам: отложения разрезов Тологой и Улан-Жалга сформировались в поздней половине эоплейстоцена (по магнитостратиграфической шкале — между

эпизодом Харамильо и границей Матуяма–Брюнес); в то время, как отложения Ключнево-2 наиболее вероятно являются образованиями нижнего эоплейстоцена (по магнитостратиграфической шкале — в эпоху Матуяма до субхрона Харамильо). Возрастным различием объясняется столь различная картина поведения магнитных характеристик отложений.

Таким образом, в разрезах Тологой и Улан-Жалга в верхнеэоплейстоценовых отложениях фиксация климатических колебаний происходила в рамках слабого “сибирского” механизма с малым вкладом педогенного фактора (небольшие значения FD). В нижнеэоплейстоценовых отложениях, вскрытых в разрезе Ключнево-2, магнитная запись палеоклиматических изменений относится к “китайскому” механизму с небольшим различием МВ в почвах и вмещающих отложениях, но с высоким вкладом педогенного фактора как в палеопочвах, так и во вмещающих породах. Эта смена механизма формирования магнитных свойств в субаэральные отложения отражает глобальную перестройку климата, вероятно связанную со сменной длительности циклов δO^{18} с 40 000 до 100 000 лет по (Lisiecki, Raymo, 2005). Проявление “китайского” механизма в эоплейстоценовых отложениях Прибайкалья и Забайкалья позволяет предполагать региональный характер смены механизма формирования магнитных свойств и рассматривать его как диагностический признак для эоплейстоценовых отложений в разрезах Байкальского региона.

На рис. 8 помещены все изученные разрезы относительно магнитостратиграфической шкалы МСК (Гужиков, Шкатова, 2015) с указанием типа магнитной климатической записи.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В неоплейстоцене на территории Сибири формирование магнитных свойств субаэральные отложений под влиянием климатических изменений носит сложный характер. В Средней Сибири в позднем неоплейстоцене основным механизмом является “алаянский” или “ветровой”, обусловленный интенсивной ветровой деятельностью. В Западной Сибири в позднем неоплейстоцене преобладает специфический “сибирский” механизм, представляющий суперпозицию “китайского” (высокие значения FD) и “алаянского” (более высокие значения МВ в лёссах по сравнению с почвами) механизмов. При этом наблюдается существенная дифференциация в интенсивности проявления этих механизмов, что, вероятно, имеет климатическую природу. На климатическую обусловленность, в частности,

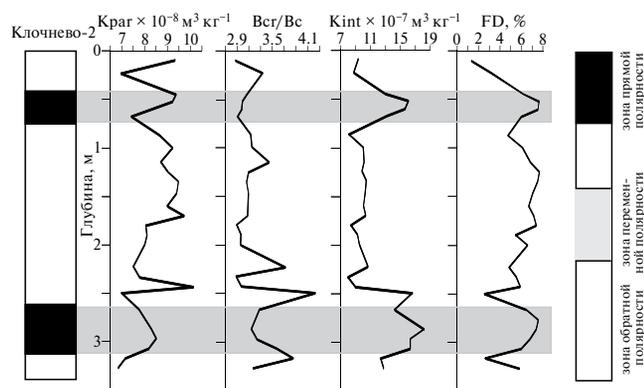


Рис. 7. Магнитные свойства эоплейстоценовых отложений разреза Ключнево-2. Усл. обозначения см. рис. 2.

Fig. 7. Magnetic properties of Eopleistocene deposits in the Klochnevo-2 section. For the symbols, see fig. 2.

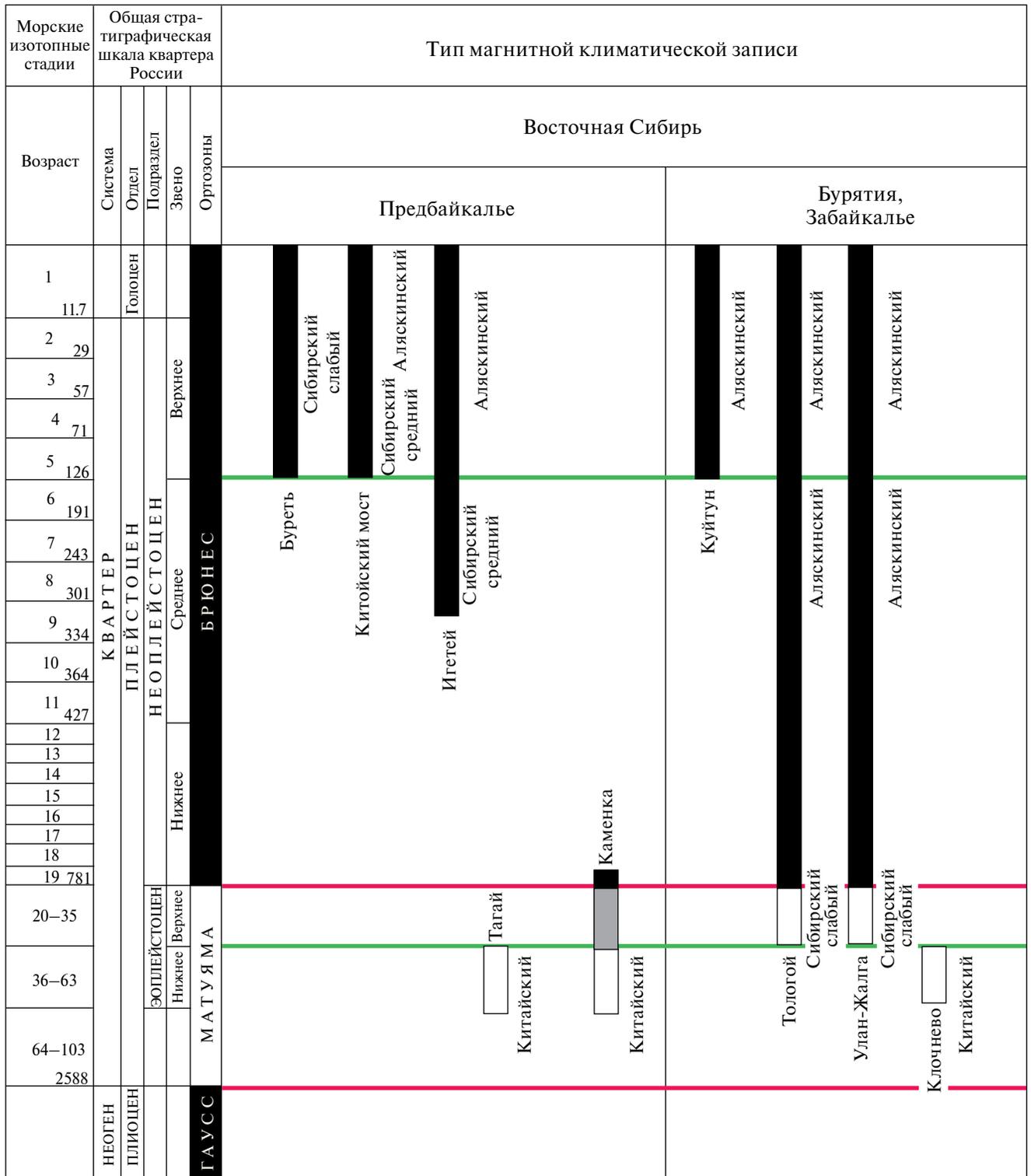


Рис. 8. Схема сопоставления изученных разрезов с магнитохронологической шкалой (Гужиков, Шкатова, 2015, с упрощениями авторов) с указанием типа магнитной климатической записи.

Fig. 8. Scheme of comparison of the studied sections with the magnetostratigraphical scale (Guzhikov, Shkatova, 2015, with simplifications by the authors) indicating the type of magnetic climate record.

указывают палинологические данные. Универсальными магнитными параметрами для выявления интервалов потепления (палеопочв) во всех механизмах являются концентрация парамагнитных минералов и размер (доменное состояние) магнитных зерен. Обобщение магнитных данных по Западной и Восточной Сибири позволяет проводить обоснованную палеоклиматическую интерпретацию изменений основных магнитных характеристик по разрезам субэаральных отложений Сибирского региона.

На примере изучения покровных субэаральных отложений Байкальского региона, имеющих различный возраст, различное геоморфологическое положение и различный генезис, показано, что поведение магнитных характеристик позволяют более детально и более уверенно определять строение покровных толщ, выделяя составляющие их компоненты, обусловленные изменениями окружающей природной среды и климата. Несмотря на применение магнитных методов в комплексе с другими исследованиями они имеют и самостоятельное значение. Во-первых, палеомагнитные измерения дают возможность построить возрастную модель, а для отложений, не имеющих абсолютных датировок и “немых” с точки зрения ископаемой фауны, это единственная возможность оценки возраста. Во-вторых, петромагнитные измерения фиксируют механизм магнитной записи палеоклиматических колебаний и определяют его место среди известных механизмов, соответствующих конкретным климатическим условиям.

Полученные результаты позволяют предложить следующую климатическую интерпретацию.

Согласно полученным результатам, палеоклиматические условия Предбайкалья (Западное Прибайкалье) и Забайкалья (Восточное Прибайкалье) отличались. “Китайский” тип магнитной записи палеоклиматического сигнала в его слабом варианте и соответствующий ему климат (теплый, мягкий, умеренно континентальный) обнаружен в нижнеэоплейстоценовых отложениях Забайкалья и эоплейстоценовых (без детализации) отложениях Предбайкалья. При этом в Предбайкалье “китайский” тип записи более выражен, чем в Забайкалье, что говорит о более сильном влиянии местного климата на магнитные свойства отложений.

В верхнем эоплейстоцене Забайкалья тип магнитной записи сменяется слабым “сибирским” с малым вкладом “педогенного” фактора. Такая запись свидетельствует о существенном изменении климата в сторону похолодания и уменьшения влажности, по типу магнитной записи его можно сравнить с современной Северной Европой.

Пока нет данных о фиксации климата в магнитных свойствах нижнеэоплейстоценовых отложений Байкальского региона.

В течение среднего неоплейстоцена в Предбайкалье магнитная климатическая запись происходила по типу сильного “сибирского” механизма со средним вкладом “педогенного” фактора. В Забайкалье в это же время климат фиксировался по типу слабого “сибирского” с малым вкладом “педогенного” фактора. От верхнеэоплейстоценовой записи фиксация климата среднего неоплейстоцена отличается более четкой картиной, с большей разницей между МВ почв и вмещающих пород, что можно интерпретировать, как усиление климатических различий между теплыми и холодными периодами. Климат на территории Предбайкалья в среднем неоплейстоцене можно сравнить с современным резко континентальным климатом Западной Сибири.

Поздний неоплейстоцен характеризуется переходом климата к еще более суровым условиям. В Предбайкалье в позднеэоплейстоценовых отложениях магнитные записи изменения климата фиксируют 2 этапа. Ранний этап позднего плейстоцена (МИС 5—МИС 4) характеризуется близкими климатическими условиями со средним неоплейстоценом, магнитная запись происходила также по типу “сибирской”, но об ужесточении климата свидетельствуют более низкие и менее контрастные значения МВ отложений и снижение величин FD. Заключительный этап позднего неоплейстоцена (МИС 3—МИС 2) характеризуется еще более суровыми климатическими условиями, при которых магнитная запись происходит по “алюскинскому” типу с соответствующим климатом. Но в некоторых разрезах осадки этого интервала показывают магнитные характеристики по типу слабого “сибирского” механизма с малым FD. Таким образом, не наблюдается единого, общего типа магнитной записи на этот временной интервал в Предбайкалье, что может указывать на переходный характер механизма фиксации палеоклиматического сигнала от “сибирского” к “алюскинскому”.

В Забайкалье этот переход уже произошел, и “сибирский” тип климата сменился в период МИС 3—МИС 2 устойчивым “алюскинским”, который можно сравнить с современным экстраконтинентальным климатом Средней Сибири.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00022.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева Н. В. (2005). Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое (по данным фауны мелких млекопитающих). М: ГЕОС. 141 с.
- Базаров Д. Б. (1986). Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука. 182 с.
- Базаров Д. Б., Ербаева М. А., Резанов И. Н. (1976). Геология и фауна опорных разрезов антропогена Западного Забайкалья. М.: Наука, 148 с.
- Волков И. А. (1971). Позднечетвертичная субэаральная формация. М.: Изд-во Наука. 254 с.
- Галанин А. А. (2021). Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение. *Криосфера Земли*. Т. XXV. № 1. С. 3—34. <https://doi.org/10.15372/KZ20210101>
- Голубцов В. А., Рыжов Ю. В., Кобылкин Д. В. (2017). Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН. 139 с.
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 13000 лет. Атлас-монография. (2002). Под ред. А. А. Величко. М.: ГЕОС. 231 с.
- Гужиков А. Ю., Шкатова В. К. (2016). О внесении изменений в Общую магнитостратиграфическую шкалу полярности четвертичной системы. *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий*. Вып. 44. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. С. 35—36.
- Ербаев М. А., Щетников А. А., Казанский А. Ю. и др. (2019). Новый опорный разрез плейстоцена Улан-Жагла в Западном Забайкалье. *Доклады Академии наук*. Т. 488. № 3. С. 48—52. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524883277-281>
- Жданова А. И., Казанский А. Ю., Зольников И. Д. и др. (2007). Опыт фациально-генетического расчленения субэаральных отложений Новосибирского Приобья геолого-петромагнитными методами. *Геология. Геофизика*. Т. 48. № 4. С. 446—459.
- Казанский А. Ю., Кравчинский В. А., Зыкина В. С. и др. (1998). Возможности магнитных методов для выявления климатического сигнала в лёссово-почвенных разрезах Сибири. В сб.: *Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири*. Новосибирск: Ин-т археологии и этнографии. С. 191—202.
- Казанский А. Ю., Матасова Г. Г., Щетников А. А. и др. (2022а). Разрез Китайский мост — новый тип разреза верхнечетвертичных отложений Предбайкалья. В сб.: *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 20. Иркутск: ИЗК СО РАН. С. 117—118.
- Казанский А. Ю., Матасова Г. Г., Щетников А. А. и др., (2022б). Результаты комплексных исследований опорного разреза Игетей (средний верхний неоплейстоцен, Предбайкалье). В сб.: *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 20. Иркутск: ИЗК СО РАН. С. 119—122.
- Матасова Г. Г., Казанский А. Ю. (2005). Вклад парамагнитных минералов в магнитные свойства лёссово-почвенных отложений Сибири (палеоклиматический аспект). *Физика Земли*. № 9. С. 81—89.
- Матасова Г. Г., Казанский А. Ю., Зыкина В. С. (2003). Наложение “Аляскинской и Китайской моделей записи палеоклимата в магнитных свойствах отложений верхнего и среднего неоплейстоцена на юге Западной Сибири. *Геология. Геофизика*. Т. 44. № 7. С. 638—651.
- Матасова Г. Г., Казанский А. Ю., Щетников А. А. и др. (2020). Новые петро- и палеомагнитные данные по четвертичным отложениям опорного разреза Тологой (Западное Забайкалье) и их климатическое значение. *Физика Земли*. № 3. С. 112—133. <https://doi.org/10.31857/S0002333720030059>
- Матасова Г. Г., Казанский А. Ю., Щетников А. А. и др. (2023). Куйтунская долина — экзодинамический полигон для отработки междисциплинарной методики исследований седиментационных обстановок формирования покровного лёссовидного комплекса в позднем неоплейстоцене Забайкалья. *Геодинамика и тектонофизика*. Т. 14. № 3. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-3-0703>
- Мац В. Д., Покатилов А. Г., Попова С. М. и др. (1982). Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала. Новосибирск: Наука. 195 с.
- Медведев Г. И., Воробьева Г. А. (1987). Игетей — опорный разрез верхнеплейстоценовых субэаральных отложений и палеолитических культур на юге Восточной Сибири. В сб.: *Геология кайнозоя юга Восточной Сибири: тезисы докладов*. Иркутск. С. 20—21.
- Покатилов А. Г. (2004). Палеонтология и стратиграфия кайнозоя юга Восточной Сибири и сопредельных территорий. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2004. 275 с.
- Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири: К XIII Конгрессу ИНКВА (КНР, 1991) (1990). Под ред. Г. И. Медведева, Н. А. Савельева, В. В. Свинына. Иркутск: Изд-во Иркутск. ун-та. 165 с.
- Akram H., Yoshida M. (1997). Ultra-fine magnetite/magnetite and their magnetic granulometry in the Late Pleistocene loess-paleosol deposits, Haro River Area, Attock Basin, Pakistan. *Proceedings of Inter-PARMAGS Seminar (1996) “Paleomagnetism of Collision Belts, Recent Progress in Geomagnetism, Rock Magnetism and Paleomagnetism”*. № 1. P. 153—197.
- Alexeeva N. V., Erbaeva M. A. (2005). Changes in the fossil mammal faunas of Western Transbaikalia during the Pliocene—Pleistocene boundary and the Early—Middle Pleistocene transition. *Quat. Int.* V. 131. № 1. P. 109—115. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.07.002>.
- An Z. S., Kukla G. J., Porter S. C. et al. (1991). Magnetic susceptibility evidence of Monsoon variation on the Loess Plateau of Central China during the last 130000 years. *Quat. Res.* V. 36. P. 29—36. <https://doi.org/10.1144/SP342.8>
- Banerjee S. K., Hunt C. P., Liu X. M. (1993). Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese loess plateau: A rock-magnetic approach. *Geophys. Res. Lett.* № 20. P. 843—846. <https://doi.org/10.1029/93GL00908>

- Beget J. E., Stone D. B., Hawkins D. B. (1990). Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary. *Geology*. V. 18. № 1. P. 40–43. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0040:pfmov>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0040:pfmov>2.3.co;2)
- Berger A. (1988). Milankovitch theory and climate. *Rev. Geophys.* V. 26. P. 624–657. <https://doi.org/10.1029/RG026i004p00624>
- Bidegain J. C., Evans M. E., van Velzen A. J. (2005). A magnetoclimatological investigation of Pampean loess, Argentina. *Geophys. J. Int.* V. 160. № 1. P. 55–62. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02431.x>
- Bosken J., Obrecht I., Zeeden C. et al. (2019). High-resolution paleoclimatic proxy data from the MIS3/2 transition recorded in northeastern Hungarian loess. *Quat. Int.* V. 502. Part A. P. 95–107. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.12.008>
- Brookfield M. E. (2011). Aeolian processes and features in cool climates. Geological Society, London, Special Publications. P. 241–258. <https://doi.org/10.1144/SP354.16>
- Chlachula J., Evans M. E., Rutter N. W. (1998). A magnetic investigation of a Late Quaternary loess/palaesol record in Siberia. *Geophys. J. Int.* V. 132. P. 128–132. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00399.x>
- Chlachula J., Rutter N. W., Evans M. E. (1997). A late Quaternary loess-paleosol record at Kurtak, southern Siberia. *Canadian J. of Earth Sci.* V. 34. P. 679–686. <https://doi.org/10.1139/e17-054>
- Day R., Fuller M., Schmidt V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Int.* V. 13. P. 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
- Dearing J., Liningstone I., Zhou L. P. (1996). A late Quaternary magnetic record of Tunisian loess and its climatic significance. *Geophys. Res. Lett.* V. 23. № 2. P. 189–192. <https://doi.org/10.1029/95GL03132>
- Dearing J. A., Dann R. J. L., Hay K. et al. (1996). Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. *Geophys. J. Int.* V. 124. P. 228–240. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06366.x>
- Deng C., Zhu R., Verosub K. L. et al. (2004). Mineral magnetic properties of loess/paleosol couplets of the central loess plateau of China over the last 1.2 Myr. *J. of Geophys. Res.: Solid Earth*. V. 109. Iss. B1. 01103. <https://doi.org/10.1029/2003JB002532>
- Ding Z. L., Ranov V., Yang S. L. et al. (2002). The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 200. P. 387–400. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00637-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00637-4)
- Dunlop D. J. (2002). Theory and application of the Day plot (M-rs/M-s versus H-cr/H-c). 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. of Geophys. Res.: Solid Earth*. V. 107. Iss. B3. P. 2046–2067. <https://doi.org/10.1029/2001JB000487>
- Erbajeva M. A. (1998). Late Pliocene Itansinian faunas in Western Transbaikalia. In: *The Dawn of the Quaternary. Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO*. V. 60. P. 417–430.
- Erbajeva M. A., Alexeeva N. V. (2000). Pliocene and Pleistocene biostratigraphic succession of Transbaikalia with emphasis on small mammals. *Quat. Int.* V. 68–71. P. 67–75. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00033-1](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00033-1)
- Evans M. E., Heller F. (2003). Environmental Magnetism. New York: Academic Press. 299 p.
- Evans T. E., Heller F. (1994). Magnetic enhancement and palaeoclimate: study of a loess/paleosol couplet across the Loess Plateau of China. *Geophys. J. Int.* V. 117. P. 257–264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03316.x>
- Feng Z.-D., Wang H. B., Olson C. et al. (2004). Chronological discord between the last interglacial paleosol (S1) and its parent material in the Chinese Loess Plateau. *Quat. Int.* V. 117. № 1. P. 17–26. [https://doi.org/10.1016/s1040-6182\(03\)00112-5](https://doi.org/10.1016/s1040-6182(03)00112-5)
- Forster Th., Heller F., Evans M. E. et al. (1996). Loess in the Czech Republic: magnetic properties and paleoclimate. *Stud. Geophys. Geod.* V. 40. P. 243–261. <https://doi.org/10.1007/BF02300741>
- Hao Q., Guo Z. (2005). Spatial variations of magnetic susceptibility of Chinese loess for the last 600 kyr: Implications for monsoon evolution. *J. Geophys. Res.* V. 110. B12101. <https://doi.org/10.1029/2005JB003765>
- Hayward R. K., Lowell T. V. (1993). Variations in loess accumulation rates in the mid-continent, United States, as reflected by magnetic susceptibility. *Geology*. V. 21. P. 821–824. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0821:VILARI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0821:VILARI>2.3.CO;2)
- Heller F., & Liu T. (1984). Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophys. J. Int.* V. 77. № 1. P. 125–141. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1984.tb01928.x>
- Hunt C. P., Banerjee S. K., Han J. et al. (1995). Rock-magnetic proxies of climate change in the loess-paleosol sequences of the western Loess Plateau of China. *Geophys. J. Int.* V. 123. P. 232–244. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06672.x>
- Hus J. J., Han J. (1992). The contribution of loess magnetism to the retrieval of past global changes — some problem. *Phys. Earth Planet. Int.* V. 70. № 3–4. P. 154–168. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(92\)90178-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(92)90178-X)
- Ivanova V. V., Erbajeva M. A., Shchetnikov A. A. et al. (2019). Tologoi key section: A unique archive for Pliocene-Pleistocene paleoenvironment dynamics of transbaikalia, bikal rift zone. *Quat. Int.* V. 519. № 10. P. 58–73. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.004>
- Jie Chen J., Stevens T., Yang T. et al. (2021) Revisiting Late Pleistocene Loess–Paleosol Sequences in the Azov Sea Region of Russia: Chronostratigraphy and Paleoenvironmental Record. *Front. Earth Sci.* V. 9. 808157. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.808157>
- Kazansky A. Y., Shchetnikov A. A., Matasova G. G. et al. (2022). Palaeomagnetic data from the late Cenozoic Tagay section (Olkhon island, Baikal region, Eastern Siberia). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*. V. 102. № 4. P. 943–967. <https://doi.org/10.1007/s12549-022-00559-7>
- Költringer C., Stevens T., Bradák B. et al. (2021). Enviromagnetic study of Late Quaternary environmental evolution in Lower Volga loess sequences, Russia. *Quat. Res.* V. 103. P. 49–73. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.73>

- Kukla G., Heller F., Liu X. M., et al. (1988). Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*. V. 16. P. 811—814. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0811:PCICDB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0811:PCICDB>2.3.CO;2)
- Laag C., Hambach U., Zeeden C. et al. (2021). A Detailed Paleoclimate Proxy Record for the Middle Danube Basin Over the Last 430 kyr: A Rock Magnetic and Colorimetric Study of the Zemun Loess-Paleosol Sequence. *Front. Earth Sci.* V. 9. 9: 600086. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.600086>
- Lisiecki L. E., Raymo M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*. V. 50. № 1. PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004pa001071>
- Liu X. M., Shaw J., Liu T. S. et al. (1992). Magnetic mineralogy of Chinese loess and its significance. *Geophys. J. Int.* V. 108. P. 301—308. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00859.x>
- Liu X. M., Shaw J., Liu T. S. et al. (1993). Magnetic susceptibility of the Chinese loess-paleosol sequence: environmental change and pedogenesis. *J. Geol. Soc.* V. 150. P. 583—588. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.3.0583>
- Maher B. A., Taylor R. M. (1988). Formation of ultrafine-grained magnetite in soil. *Nature*. V. 336. P. 368—370. <https://doi.org/10.1038/336368a0>
- Maher B. A., Thompson R. (1991). Mineral magnetic record of the Chinese loess and palaeosols. *Geology*. V. 19. P. 3—6. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0003:MMROTC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0003:MMROTC>2.3.CO;2)
- Maher B. A. (2011). The Magnetic Properties of Quaternary Aeolian Dusts and Sediments, and Their Palaeoclimatic Significance. *Aeolian Res.* V. 3. P. 87—144. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2011.01.005>
- Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J. D. et al. (1987). Age dating and the orbital theory of the Ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quat. Int.* V. 27. P. 1—29. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(87\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(87)90046-9) Berger, 1988.
- Matasova G., Petrovsky E., Jordanova N. et al. (2001). Magnetic study of Late Pleistocene loess/palaeosol sections from Siberia: palaeoenvironmental implications. *Geophys. J. Int.* V. 147. № 2. P. 367—380. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540X.2001.01544.x>
- Matasova G. G., Kazansky A. Yu. (2004). Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications. In: *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. Geological Society, London, Special Publications. V. 238. P. 145—173. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.11>
- Meng X., Derbyshire E., Kemp R. A. (1997). Origin of the magnetic susceptibility signal in Chinese loess. *Quat. Sci. Rev.* V. 16. P. 833—839. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00053-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00053-X)
- Milanković M. (1930). Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In: *Handbuch der Klimatologie*. Bd. 1. Berlin: Borntraeger. S. 176.
- Nawrocki J. (1992). Magnetic Susceptibility of Polish loesses and loess-like sediments. *Geol. Zb. Geol. Carpathica*. V. 43. P. 179—180.
- Nawrocki J., Wojcik A., Bogucki A. (1996). The magnetic susceptibility record in the Polish and western Ukrainian loess-palaeosol sequences conditioned by palaeoclimate. *Boreas*. V. 25. № 3. P. 161—169. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1996.tb00845.x>
- Necula C., Dimofte D., Panaiotu C. (2015). Rock magnetism of a loess-palaeosol sequence from the western Black Sea shore (Romania). *Geophys. J. Int.* V. 202. № 3. P. 1733—1748. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv250>
- Rolph T. C., Shaw J., Derbyshire E. et al. (1989). A detailed geomagnetic record from Chinese loess. *Phys. Earth. Planet. Int.* V. 56. P. 151—164. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(89\)90044-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(89)90044-7)
- Schellenberger A., Heller F., Veit H. (2003). Magnetostratigraphy and magnetic susceptibility of the Las Carreras loess-paleosol sequence in Valle de Taft, Tucumán, NW-Argentina. *Quat. Int.* V. 106—107. P. 159—167. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00170-2)
- Shackleton N. J., Berger A., Peltier W. R. (1990). An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science*. V. 81. P. 251—261. <https://doi.org/10.1017/s026359330002078>
- Sun J. M., Kohfeld K. E., Harrison S. P. (2000). Records of aeolian dust deposits on the Chinese Loess Plateau during the Late Quaternary. Jena, Germany: Max-Planck — Institute for Biogeochemistry. 318 p.
- Sun J., Liu T. (2000). Multiple origins and interpretations of the magnetic susceptibility signal in Chinese wind-blown sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 180. P. 287—296. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00175-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00175-8)
- Taylor S. N., Lacroix F. (2014). Mineral magnetic analysis of the Upper Pleniglacial loess-palaeosol deposits from Nussloch (Germany): An insight into local environmental processes. *Geophys. J. Int.* V. 199. P. 1463—1480.
- Vidic N. J., TenPas J. D., Verosub K. L. et al. (2000). Separation of pedogenic and lithogenic components of magnetic susceptibility in the Chinese loess/palaeosol sequence as determined by the CBD procedure and a mixing analysis. *Geophys. J. Int.* V. 142. P. 551—562. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00178.x>
- Vlag P. A., Oches E. A., Banerjee S. K. et al. (1999). The paleoenvironmental — magnetic record of the Gold Hill Steps loess section in central Alaska. *Phys. Chem. Earth*. V. 24. № 9. P. 779—783. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(99\)00114-3](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(99)00114-3)
- Vlaminck S., Kehl M., Rolf C. et al. (2018). Late Pleistocene dust dynamics and pedogenesis in Southern Eurasia — Detailed insights from the loess profile Toshan (NE Iran). *Quat. Sci. Rev.* V. 180. № 15. P. 75—95. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.010>
- Zhu R. X., Matasova G., Kazansky A., et al. (2003). Rock magnetic record of the last glacial-interglacial cycle from the Kurtak loess section, southern Siberia. *Geophys. J. Int.* V. 152. № 2. P. 335—343. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01829.x>
- Zhu Rixiang, Kazansky A., Matasova G. et al. (2000). Rock-magnetic investigation of Siberia loess and its implication. *Chin. Sci. Bull.* V. 45. № 23. P. 2192—2197. <https://doi.org/10.1007/BF02886328>

ROCK MAGNETIC METHODS IN THE STUDY OF THE LOESS-SOIL SERIES OF EASTERN SIBERIA¹

Yu. Kazansky^{a,b#}, G. G. Matasova^{b,c}, A. A. Shchetnikov^{b,c,d}, and I. A. Filinov^{b,c,d}

^a Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia

^b Geological Institute RAS, Moscow, Russia

^c Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

^d Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

[#] E-mail: kazansky_alex@mail.ru

Rock magnetic methods complement geological and granulometric studies of subaerial deposits, allowing to solve relevant and interesting problems in terms of paleogeography. The magnetic characteristics are numerical and provide a reasonable basis for a correct comparison of subaerial deposits among themselves, for a more detailed stratigraphic dissection of sediments and specifying their genesis, for the identification of marker horizons, and for the correlation of the data of different methods. The paper discusses the main mechanisms of formation of the magnetic properties of loess-soil series in different regions (“Chinese” and “Alaskan”) and peculiarities in the interpretation of rock magnetic parameters within the framework of different mechanisms. The paleoclimatic informativity of rock magnetic parameters in different physical-geographic settings is analyzed. The fundamental differences in the formation of the magnetic properties of the loess-soil series of Siberia (“Siberian” mechanism) are shown and the principles of paleoclimatic interpretation of rock magnetic data on the basis of more than 40 sections of subaerial complexes of southern Western, Preenisei and Eastern Siberia are developed. Based on changes in rock magnetic parameters, the trend of climatic changes during the quaternary period, which consists in the change from the “pedogenic” mechanism to the “Siberian” one and then to the “Alaskan” one, was revealed using the example of subaerial sediments of Eastern Siberia. This difference in mechanisms may serve as a criterion for diagnosing subaerial deposits of Eopleistocene age.

Keywords: subaerial deposits, magnetic properties, frequency-dependent magnetic susceptibility, magnetic grain size, paleoclimatic interpretation, Baikal region

ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by the Russian Science Foundation Grant № 23-27-00022.

REFERENCES

- Akram H., Yoshida M. (1997). Ultra-fine magnetite/magnetite and their magnetic granulometry in the Late Pleistocene loess-paleosol deposits, Haro River Area, Attock Basin, Pakistan. *Proceedings of Inter-PARMAGS Seminar (1996). Paleomagnetism of Collision Belts, Recent Progress in Geomagnetism, Rock Magnetism and Paleomagnetism*. № 1. P. 153–197.
- Alexeeva N. V., Erbaeva M. A. (2005). Changes in the fossil mammal faunas of Western Transbaikalia during the Pliocene–Pleistocene boundary and the Early–Middle Pleistocene transition. *Quat. Int.* V. 131. № 1. P. 109–115. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.07.002>
- Alexeeva, N.V. (2005). Evolyutsiya prirodnoi sredy Zapadnogo Zabaikal'ya v pozdnem kainozoe (po dannym fauny melkikh mlekopitayushchikh) [Environmental Evolution of Late Cenozoic of West Transbaikalia (Based on Small Mammal Fauna)]. Moscow: GEOS (Publ.). 14 p. (in Russ.)
- An Z. S., Kukla G. J., Porter S. C. et al. (1991). Magnetic susceptibility evidence of Monsoon variation on the Loess Plateau of Central China during the last 130 000 years. *Quat. Res.* V. 36. P. 29–36. <https://doi.org/10.1144/SP342.8>
- Banerjee S. K., Hunt C. P., Liu X. M. (1993). Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese loess plateau: A rock-magnetic approach. *Geophys. Res. Lett.* № 20. P. 843–846. <https://doi.org/10.1029/93GL00908>
- Bazarov D. B. (1986). Kainozoi Pribaikal'ya i Zapadnogo Zabaikal'ya (Cenozoic of the Baikal Region and Western Transbaikalia). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 182 p.
- Bazarov D. B., Erbaeva M. A., Rezanov I. N. (1976). Geologiya i fauna opornykh razrezov antropogena Zapadnogo Zabaikal'ya (Geology and fauna of reference sections of the Anthropogenic of Western Transbaikalia). Moscow: Nauka (Publ.). 148 p.
- Beget J. E., Stone D. B., Hawkins D. B. (1990). Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary. *Geology*. V. 18. № 1. P. 40–43. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0040:pfomsv>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0040:pfomsv>2.3.co;2)
- Berger A. (1988). Milankovitch theory and climate. *Rev. Geophys.* V. 26. P. 624–657. <https://doi.org/10.1029/RG026i004p00624>

¹ For citation: Kazansky A. Yu., Matasova G. G., Shchetnikov A. A., Filinov I. A. (2024). Rock magnetic methods in the study of the loess-soil series of Eastern Siberia. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 2. P. 63–85. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924020036>; <https://elibrary.ru/POGZIG>

- Bidegain J. C., Evans M. E., van Velzen A. J. (2005). A magnetoclimatological investigation of Pampean loess, Argentina. *Geophys. J. Int.* V. 160. № 1. P. 55–62. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02431.x>
- Bosken J., Obreht I., Zeeden C. et al. (2019). High-resolution paleoclimatic proxy data from the MIS3/2 transition recorded in northeastern Hungarian loess. *Quat. Int.* V. 502. Part A. P. 95–107. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.12.008>
- Brookfield M. E. (2011). Aeolian processes and features in cool climates. *Geological Society, London, Special Publications*. P. 241–258. <https://doi.org/10.1144/SP354.16>
- Chlachula J., Evans M. E., Rutter N. W. (1998). A magnetic investigation of a Late Quaternary loess/palaesol record in Siberia. *Geophys. J. Int.* V. 132. P. 128–132. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00399.x>
- Chlachula J., Rutter N. W., Evans M. E. (1997). A late Quaternary loess-paleosol record at Kurtak, southern Siberia. *Canadian J. of Earth Sci.* V. 34. P. 679–686. <https://doi.org/10.1139/e17-054>
- Day R., Fuller M., Schmidt V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Int.* V. 13. P. 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
- Dearing J., Liningstone I., Zhou L. P. (1996). A late Quaternary magnetic record of Tunisian loess and its climatic significance. *Geophys. Res. Lett.* V. 23. № 2. P. 189–192. <https://doi.org/10.1029/95GL03132>
- Dearing J. A., Dann R. J. L., Hay K. et al. (1996). Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. *Geophys. J. Int.* V. 124. P. 228–240. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06366.x>
- Deng C., Zhu R., Verosub K. L. et al. (2004). Mineral magnetic properties of loess/paleosol couplets of the central loess plateau of China over the last 1.2 Myr. *J. of Geophys. Res.: Solid Earth*. V. 109. Iss. B1. 01103. <https://doi.org/10.1029/2003JB002532>
- Ding Z. L., Ranov V., Yang S. L. et al. (2002). The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 200. P. 387–400. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00637-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00637-4)
- Dunlop D. J. (2002). Theory and application of the Day plot (M-rs/M-s versus H-cr/H-c). 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. of Geophys. Res.: Solid Earth*. V. 107. Iss. B3. P. 2046–2067. <https://doi.org/10.1029/2001JB000487>
- Erbajeva M. A. (1998). Late Pliocene Itansinian faunas in Western Transbaikalia. In: *The Dawn of the Quaternary. Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO*. V. 60. P. 417–430.
- Erbajeva M. A., Alexeeva N. V. (2000). Pliocene and Pleistocene biostratigraphic succession of Transbaikalia with emphasis on small mammals. *Quat. Int.* V. 68–71. P. 67–75. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00033-1](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00033-1)
- Erbajeva M. A., Shchetnikov A. A., Kazansky A. Y. et al. (2019). The New Pleistocene Ulan-Zhalga Key Section in Western Transbaikalia. *Doklady Earth Sci.* V. 488. № 3. P. 1035–1038. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1909023X>
- Evans M. E., Heller F. (2003). *Environmental Magnetism*. New York: Academic Press. 299 p.
- Evans T. E., Heller F. (1994). Magnetic enhancement and palaeoclimate: study of a loess/paleosol couplet across the Loess Plateau of China. *Geophys. J. Int.* V. 117. P. 257–264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03316.x>
- Feng Z.-D., Wang H. B., Olson C. et al. (2004). Chronological discord between the last interglacial paleosol (S1) and its parent material in the Chinese Loess Plateau. *Quat. Int.* V. 117. № 1. P. 17–26. [https://doi.org/10.1016/s1040-6182\(03\)00112-5](https://doi.org/10.1016/s1040-6182(03)00112-5)
- Forster Th., Heller F., Evans M. E. et al. (1996). Loess in the Czech Republic: magnetic properties and paleoclimate. *Stud. Geophys. Geod.* V. 40. P. 243–261. <https://doi.org/10.1007/BF02300741>
- Galanin A. A. Late Quaternary sand covers of Central Yakutia (Eastern Siberia) structure, facies and paleoenvironment significance. *Earth's Cryosphere*. Iss. XXV. № 1. P. 3–34. (in Russ.) <https://doi.org/10.15372/KZ20210101>
- Golubtsov V. A., Ryzhov Yu. V., Kobylkin D. V. (2017). Pochvoobrazovanie i osadkonakoplenie v Selenginskom srednegor'e v pozdnelednikov'e i golotsene (Late Glacial and Holocene Soil Formation and Sedimentation in the Selenga Middle Mountains). Irkutsk: Institute of Geography SB RAS (Publ.). 139 p. (in Russ.)
- Guzhikov A. Yu., Shkatova V. K. (2016). On Amendments to the General Magnetostratigraphic Polarity Scale of the Quaternary System. In: *Postanovleniya Mezhdvdomstvennogo stratigraficheskogo komiteta i ego postoyannykh komissii*. V. 44. SPb.: VSEGEI (Publ.). P. 35–36. (in Russ.)
- Hao Q., Guo Z. (2005). Spatial variations of magnetic susceptibility of Chinese loess for the last 600 kyr: Implications for monsoon evolution. *J. Geophys. Res.* V. 110. B12101. <https://doi.org/10.1029/2005JB003765>
- Hayward R. K., Lowell T. V. (1993). Variations in loess accumulation rates in the mid-continent, United States, as reflected by magnetic susceptibility. *Geology*. V. 21. P. 821–824. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0821:VILARI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0821:VILARI>2.3.CO;2)
- Heller F., Liu T. (1984). Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophys. J. Int.* V. 77. № 1. P. 125–141. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1984.tb01928.x>
- Hunt C. P., Banerjee S. K., Han J. et al. (1995). Rock-magnetic proxies of climate change in the loess-paleosol sequences of the western Loess Plateau of China. *Geophys. J. Int.* V. 123. P. 232–244. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06672.x>
- Hus J. J., Han J. (1992). The contribution of loess magnetism to the retrieval of past global changes — some problem. *Phys. Earth Planet. Int.* V. 70. № 3–4. P. 154–168. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(92\)90178-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(92)90178-X)
- Ivanova V. V., Erbajeva M. A., Shchetnikov A. A. et al. (2019). Tologoi key section: A unique archive for Pliocene-Pleistocene paleoenvironment dynamics of transbaikalia, bikal rift zone. *Quat. Int.* V. 519. № 10. P. 58–73. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.004>
- Jie Chen J., Stevens T., Yang T. et al. (2021). Revisiting Late Pleistocene Loess – Paleosol Sequences in the Azov Sea Region of Russia: Chronostratigraphy and Paleoenviron-

- mental Record. *Front. Earth Sci.* V. 9. 808157. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.808157>
- Kazansky A. Yu., Kravchinsky V. A., Zykina V. S. et al. (1998). Possibilities of magnetic methods for revealing the climatic signal in loess-soil sections of Siberia. In: *Problemy rekonstruktsii klimata i prirodnoi sredy golotsena i pleistotsena Sibiri*. Novosibirsk: Institut arheologii i etnografii (Publ.). P. 191—202. (in Russ.).
- Kazansky A. Yu., Shchetnikov A. A., Matasova G. G. et al. (2022). Palaeomagnetic data from the late Cenozoic Tagay section (Olkhon island, Baikal region, Eastern Siberia). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*. V. 102. № 4. P. 943—967. <https://doi.org/10.1007/s12549-022-00559-7>
- Kazansky A. Yu., Matasova G. G., Shchetnikov A. A. et al. (2022a). The Kitoysky most section is a new type of the Upper Quaternary deposits of Predbaikalia. In: *Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu)*. V. 20. Irkutsk: IZK SB RAS (Publ.). P. 117—119 (in Russ.).
- Kazansky A. Yu., Matasova G. G., Shchetnikov A. A. et al. (2022b). Results of comprehensive studies of the Igetei reference section (Middle Upper Neopleistocene, Predbaikalia). In: *Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu)*. V. 20. Irkutsk: IZK SB RAS Irkutsk (Publ.). P. 119—122. (in Russ.).
- Költringer C., Stevens T., Bradák B. et al. (2021). Enviromagnetic study of Late Quaternary environmental evolution in Lower Volga loess sequences, Russia. *Quat. Res.* V. 103. P. 49—73. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.73>
- Kukla G., Heller F., Liu X. M. et al. (1988). Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*. V. 16. P. 811—814. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0811:PCICDB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0811:PCICDB>2.3.CO;2)
- Laag C., Hambach U., Zeeden C. et al. (2021). A Detailed Paleoclimate Proxy Record for the Middle Danube Basin Over the Last 430 kyr: A Rock Magnetic and Colorimetric Study of the Zemun Loess-Paleosol Sequence. *Front. Earth Sci.* V. 9. 9:600086. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.600086>
- Lisiecki L. E., Raymo M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*. V. 50. № 1. PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004pa001071>
- Liu X. M., Shaw J., Liu T. S. et al. (1992) Magnetic mineralogy of Chinese loess and its significance. *Geophys. J. Int.* V. 108. P. 301—308. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00859.x>
- Liu X. M., Shaw J., Liu T. S. et al. (1993). Magnetic susceptibility of the Chinese loess-paleosol sequence: environmental change and pedogenesis. *J. Geol. Soc.* V. 150. P. 583—588. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.3.0583>
- Maher B. A., Taylor R. M. (1988). Formation of ultrafine-grained magnetite in soil. *Nature*. V. 336. P. 368—370. <https://doi.org/10.1038/336368a0>
- Maher B. A., Thompson R. (1991). Mineral magnetic record of the Chinese loess and palaeosols. *Geology*. V. 19. P. 3—6. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0003:MMROTC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0003:MMROTC>2.3.CO;2)
- Maher B. A. (2011). The Magnetic Properties of Quaternary Aeolian Dusts and Sediments, and Their Palaeoclimatic Significance. *Aeolian Res.* V. 3. P. 87—144. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2011.01.005>
- Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J. D. et al. (1987). Age dating and the orbital theory of the Ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quat. Int.* V. 27. P. 1—29. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(87\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(87)90046-9) Berger, 1988;
- Matasova G., Petrovsky E., Jordanova N. et al. (2001). Magnetic study of Late Pleistocene loess/palaeosol sections from Siberia: palaeoenvironmental implications. *Geophys. J. Int.* V. 147. № 2. P. 367—380. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540X.2001.01544.x>
- Matasova G. G., Kazansky A. Yu., Zykina V. S. (2003). Superposition of Alaskan and Chinese models of paleoclimate records in magnetic properties of Upper and Middle Neopleistocene deposits in southern West Siberia. *Russian Geology and Geophysics*. V. 44. № 7. P. 607—619
- Matasova G. G., Kazansky A. Yu. (2004). Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications. In: *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. Geological Society, London, Special Publications. V. 238. P. 145—173. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.11>
- Matasova G. G., Kazansky A. Yu. (2005). Contribution of paramagnetic minerals to magnetic properties of loess-soil deposits in Siberia and its paleoclimatic implications. *Physics of the Solid Earth*. V. 41. № 9. P. 758—766.
- Matasova G. G., Kazansky A. Yu., Shchetnikov A. A. et al. (2020). New rock- and paleomagnetic data on quaternary deposits of the Tologoi key section, western Transbaikalia, and their paleoclimatic implications. *Physics of the Solid Earth*. V. 56. № 3. P. 392—412. <https://doi.org/10.1134/S1069351320030052>
- Matasova G. G., Kazansky A. Yu., Shchetnikov A. A. et al. (2023). The Kuytun Valley as an Exogeodynamic Test Site for the Application of Methodology for Interdisciplinary Research in the Sedimentation Settings of Loess-like Cover Deposits in the Late Pleistocene Transbaikalia. *Geodynamics and Tectonophysics*. V. 14 № 3. Article 0303. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-3-0703> (in Russ.)
- Mats V. D., Pokatilov A. G., Popova S. M. et al. (1982). Pliocen i pleistocen Srednego Baikala (Pliocene and Pleistocene of the Middle Baikal). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 195 p. (in Russ.).
- Medvedev G. I., Vorob'eva G. A. (1987). Igetei, a reference section of Upper Pleistocene subaerial deposits and Paleolithic cultures in southern Eastern Siberia. In: *Geologiya kainozoya yuga Vostochnoi Sibiri*. Irkutsk: Irkutsk Universitet (Publ.). P. 20—21. (in Russ.)
- Medvedev G. I., Saveliev N. A., Svinin V. V. (Eds.). (1990). Stratigrafiya, paleogeografiya i arkhologiya yuga Srednei Sibiri: K XIII Kongressu INKVA (KNR, 1991) [Stratigraphy, Paleogeography, and Archaeology in the South of Middle Siberia: Toward the XIIIth Congress of the INKVA (PRC, 1991)]. Irkutsk: Irkutsk Universitet (Publ.) 165 p. (in Russ.)

- Meng X., Derbyshire E., Kemp R. A. (1997). Origin of the magnetic susceptibility signal in Chinese loess. *Quat. Sci. Rev.* V. 16. P. 833–839. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00053-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00053-X)
- Milanković M. (1930). Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In: *Handbuch der Klimatologie*. Bd. 1. Berlin: Borntraeger. S. 176.
- Nawrocki J. (1992). Magnetic Susceptibility of Polish loesses and loess-like sediments. *Geol. Zb. Geol. Carpathica*. V. 43. P. 179–180.
- Nawrocki J., Wojcik A., Bogucki A. (1996). The magnetic susceptibility record in the Polish and western Ukrainian loess-palaeosol sequences conditioned by palaeoclimate. *Boreas*. V. 25. № 3. P. 161–169. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1996.tb00845.x>
- Necula C., Dimofte D., Panaiotu C. (2015). Rock magnetism of a loess-palaeosol sequence from the western Black Sea shore (Romania). *Geophys. J. Int.* V. 202. № 3. P. 1733–1748. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv250>
- Pokatilov A. G. (2004). Paleontologiya i stratigrafiya kainozoya yuga Vostochnoi Sibiri i sopredel'nykh territorii (Paleontology and stratigraphy of the Cenozoic of the south of East Siberia and adyacent territories). Irkutsk: IrGTU (Publ.). 275p. (in Russ.)
- Rolph T. C., Shaw J., Derbyshire E. et al. (1989). A detailed geomagnetic record from Chinese loess. *Phys. Earth. Planet. Int.* V. 56. P. 151–164. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(89\)90044-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(89)90044-7)
- Schellenberger A., Heller F., Veit H. (2003). Magnetostratigraphy and magnetic susceptibility of the Las Carreras loess-paleosol sequence in Valle de Taft, Tucumán, NW-Argentina. *Quat. Int.* V. 106–107. P. 159–167. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00170-2)
- Shackleton N. J., Berger A., Peltier W. R. (1990). An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science*. V. 81. P. 251–261. <https://doi.org/10.1017/s026359330002078>
- Sun J., Liu T. (2000). Multiple origins and interpretations of the magnetic susceptibility signal in Chinese wind-blown sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 180. P. 287–296. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00175-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00175-8)
- Sun J. M., Kohfeld K. E., Harrison S. P. (2000). Records of aeolian dust deposits on the Chinese Loess Plateau during the Late Quaternary. Jena, Germany: Max-Planck — Institute for Biogeochemistry. 318 p.
- Taylor S. N., Lagroix F. (2014). Mineral magnetic analysis of the Upper Pleniglacial loess-palaeosol deposits from Nussloch (Germany): An insight into local environmental processes. *Geophys. J. Int.* V. 199. P. 1463–1480.
- Velichko A. F. (Ed.) (2002). Dinamika landshaftnykh komponentov i vnutrennikh morskikh basseinov Severnoi Evrazii za poslednie 13000 let. Atlas-monografiya (Dynamics of landscape components and inland marine basins of Northern Eurasia over the past 13,000 years. Atlas-Monograph). Moscow: GEOS (Publ.). 231 p.
- Vidic N. J., TenPas J. D., Verosub K. L. et al. (2000). Separation of pedogenic and lithogenic components of magnetic susceptibility in the Chinese loess/palaeosol sequence as determined by the CBD procedure and a mixing analysis. *Geophys. J. Int.* V. 142. P. 551–562. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00178.x>
- Vlag P. A., Oches E. A., Banerjee S. K. et al. (1999). The paleoenvironmental-magnetic record of the Gold Hill Steps loess section in central Alaska. *Phys. Chem. Earth*. V. 24. № 9. P. 779–783. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(99\)00114-3](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(99)00114-3)
- Vlaminck S., Kehl M., Rolf C. et al. (2018). Late Pleistocene dust dynamics and pedogenesis in Southern Eurasia — Detailed insights from the loess profile Toshan (NE Iran). *Quat. Sci. Rev.* V. 180. № 15. P. 75–95. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.010>
- Volkov. I. A. (1971). Pozdnechetvertichnaya subaeral'naya formatsiya (Late Quaternary Subaerial Formation). Moscow: Nauka (Publ.). 254 p. (in Russ.)
- Zhdanova A. I., Kazansky A. Yu., Zol'nikov I. D. et al. (2007). Application of geological and petromagnetic methods to facies-genetic division of subaerial deposits in the Ob' region near Novosibirsk (Ogurtsovo key section). *Russian Geology and Geophysics*. V. 48. № 4. P. 349–360. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.03.003>
- Zhu R. X., Matasova G., Kazansky A. et al. (2003). Rock magnetic record of the last glacial-interglacial cycle from the Kurtak loess section, southern Siberia. *Geophys. J. Int.* V. 152. № 2. P. 335–343. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01829.x>
- Zhu Rixiang, Kazansky A., Matasova G. et al. (2000). Rock-magnetic investigation of Siberia loess and its implication. *Chin. Sci. Bull.* V. 45. № 23. P. 2192–2197. <https://doi.org/10.1007/BF02886328>

ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫЕ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

УДК 902.551.89(575.3)

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ СТОЯНКИ РАННЕГО ПАЛЕОЛИТА
КУЛЬДАРА (ТАДЖИКИСТАН)[#]

© 2024 г. Е. П. Кулакова^{1,2*}, А. А. Анойкин², Т. У. Худжагелдиев³, П. М. Сосин⁴,
О. А. Токарева^{2,5}, А. Ч. Караев³, А. Г. Рыбалко², Р. Н. Курбанов^{2,5,6}

¹ Институт физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

² Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия

³ Институт истории, археологии и этнографии имени А. Дониша НАНТ, Душанбе, Таджикистан

⁴ Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии НАНТ, Душанбе, Таджикистан

⁵ Институт географии РАН, Москва, Россия

⁶ Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

* E-mail: ek.kula@yandex.ru

Поступила в редакцию 03.08.2023 г.

После доработки 08.12.2023 г.

Принята к публикации 28.03.2024 г.

Стоянка Кульдара, приуроченная к лёссовому плато Ховалинг в Южном Таджикистане, является наиболее древним стратифицированным памятником раннего палеолита в Центральной Азии. Здесь в конце XX в. были обнаружены каменные орудия в педокомплексах 11 и 12, возраст которых по геологическим данным оценивался ~0.9 млн л., что определило археологические материалы Кульдары как свидетельство наиболее раннего проникновения древних людей в юго-восточные районы Центральной Азии. Но несмотря на большое значение стоянки для понимания условий и хронологии первоначального заселения региона, хроностратиграфическое изучение полного разреза лёссово-почвенных серий в месте стоянки ранее никогда не проводилось. В связи с чем была критически затруднена региональная корреляция данного памятника.

Мы представляем результаты комплексного исследования стратиграфической последовательности разреза Кульдара от современной почвы по педокомплекс 11 на обрыве восточного борта одноименного ручья. Нами были проведены: почвенное описание и детальное палеомагнитное исследование, измерение магнитной восприимчивости и ее частотной зависимости, археологические работы. На основе полученных данных впервые проведена корреляция с изотопно-кислородной шкалой Мирового океана, что позволило оценить возраст вскрытых педокомплексов и выявить значительные эрозионные события в верхней части разреза. В результате проведенных археологических работ получена коллекция каменных орудий из педокомплексов 4, 5, 6 и 10. Эти артефакты свидетельствуют о регулярном присутствии древних людей в районе стоянки после начального эпизода заселения ~0.9 млн л., а проведенная хроностратиграфическая корреляция позволяет точнее оценить время отдельных этапов этого присутствия.

Ключевые слова: лёссовый палеолит, лёссово-почвенные серии, палеомагнетизм, магнитная восприимчивость, георхеология

DOI: 10.31857/S2949178924020047, EDN: PNYKXZ

1. ВВЕДЕНИЕ

1.1. Лёссовый палеолит Таджикистана

На территории Центральной Азии высокая зависимость ландшафтов к климатическим изменениям, в первую очередь, к увлажнению, проявилась в фор-

мировании мощных толщ лёссово-почвенных серий (ЛПС), образующих сплошной покров от южных склонов Копетдага на западе до предгорий Памира, Алая и Тянь-Шаня на востоке (Muhs, 2013). В межледниковые периоды здесь формировались серии полигенетичных палеопочв, иногда разделенные незначительными по мощности лёссовыми прослоями, которые в совокупности образуют педокомплексы (Смоликова, 1969). Педокомплекс (ПК) может содержать от одной до нескольких палеопочв, соответствующих одному межгляциалу. В сухие и холодные

[#] Ссылка для цитирования: Кулакова Е. П., Анойкин А. А., Худжагелдиев Т. У. и др. (2024). Стратиграфия и геохронология стоянки раннего палеолита Кульдара (Таджикистан). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 2. С. 86–107. <https://doi.org/10.31857/S2949178924020047>; <https://elibrary.ru/PNYKXZ>

условия ледниковых эпох формировались мощные толщи лёссов. Продолжительность одного лёссово-почвенного цикла в среднем плейстоцене составляла ~100 тыс. лет (Додонов, 2002). Наиболее полные лёссово-почвенные разрезы (мощность до 200 м) известны в настоящее время на территории Южного Таджикистана, где в пределах лёссового плато Ховалинг исследована серия естественных обнажений. Уникальной особенностью разрезов Ховалинга является высокая детальность записи субаэрального осадконакопления четвертичного периода (содержат до 40 ПК) и значительный хронологический охват (более 2.7 млн лет, Zan et al., 2022).

С лёссово-почвенными отложениями связан ряд стоянок древнейших этапов каменного века, изучение которых позволили выдающемуся советскому археологу В.А. Ранову разработать концепцию “лёссового палеолита” (Ranov, 1995; Ранов, Шефер, 2000). Этим термином он обозначал каменные орудия раннего и среднего палеолита, залегающие в водораздельных лёссах и погребенных в них почвах. Подобные комплексы фиксируются в различных регионах (Средняя Азия, Китай, Восточная Европа и др.) и, по мнению В.А. Ранова, имеют ряд общих черт: связь археологических материалов преимущественно с палеопочвами; рассеянность находок, обычно не образующих выраженных археологических горизонтов; доминирование среди артефактов продуктов первичного расщепления; малочисленность орудий; практически полное отсутствие фаунистических остатков (Гладилин, Ситливый, 1992; Ранов, Шефер, 2000). Типичные индустрии “лёссового палеолита”, представленные на ряде памятников в Южном Таджикистане, были открыты В.А. Рановым в 80-е гг. XX в. (Ранов, Шефер, 2000; Ранов, Каримова, 2005; Ranov, 1995).

К началу XXI века в Таджикистане было известно семь памятников лёссового палеолита, на которых имелся массовый археологический материал: Кульдара (ПК 12—11); Оби-Мазар 6 (ПК 6), Каратау (ПК 6); Лахути-I (ПК 5), Оби-Мазар 4 (ПК 4), Хонако-III (ПК 4, 2 и 1) и Дусты (ПК 1). Практически все они находятся в среднем течении р. Оби-Мазар (Ранов, Шефер, 2000). В последние годы в регионе получены новые археологические материалы, в частности из ПК 5 и 6 на стоянке Лахути-IV (Анойкин и др., 2023).

Вопрос о происхождении индустрий лёссового палеолита остается открытым, но, исходя из установленного возраста по результатам корреляций ПК с изотопно-кислородной шкалой (Ранов, Шефер, 2000; Худжагелдиев и др., 2019), считается, что засе-

ление региона началось в финале раннего плейстоцена. На основании имеющихся материалов можно выделить четыре основных этапа эволюции палеолитических индустрий лёссовых стоянок юго-востока Центральной Азии: раннепалеолитический кульдаринский (0.9 млн л. н., ПК 12, 11); раннепалеолитический каратауский (0.6—0.4 млн л. н., ПК 6—4); среднепалеолитический пластинчатый (0.2 млн л. н., ПК 2); среднепалеолитический левалуа-мустьерский (0.1 млн л. н., ПК 1). Предположительно, смена индустриальных этапов была, в первую очередь, связана со сменой населения и крупными региональными природными событиями (Anoikin et al., 2023). При этом одним из наиболее интересных и актуальных вопросов, связанных с изучением этого представительного комплекса стоянок, является тема начального заселения региона, проблематика которой практически полностью связана с материалами памятника Кульдара (рис. 1).

1.2. История работ и современное состояние исследований стоянки Кульдара

Стоянка Кульдара расположена ~1.5 км юго-западнее кишлака Лахути (Ховалинский район) на левом берегу р. Оби-Мазар в одноименном сае (ущелье), протяженность которого составляет 5—6 км (рис. 1, (б)). Сай образован водотоком, в настоящее время имеющего вид небольшого ручья, питающегося серией родников. Высота обнажений лёссовых стенок на отдельных участках составляет до 70—80 м и в них прослеживается до 15 педокомплексов. Первые каменные артефакты (два отщепы) в районе стоянки были найдены Г.П. Павловым в 1980 г. (Ранов, 1988). На участке локализации археологического материала правый берег ручья представляет собой практически вертикальную стенку высотой до 60 м (рис. 2), а левый — приподнятую над водотоком относительно ровную поверхность, поднимающуюся невысокими, возможно, связанными с оползневными блоками, уступами к удаленному на 50—70 м противоположному высокому борту ущелья.

Основной цикл исследовательских работ на стоянке проводился в 1981—1984 гг. под руководством В.А. Ранова при участии геологов А.Е. Додонова, А.В. Пенькова, М.М. Пахомова, почвоведов С.П. Ломова и П.М. Сосина (Ранов, 1988; 1991; Ранов, Амосова, 1990; Ранов и др., 1987; Додонов, 2002). Раннепалеолитические материалы были получены из раскопа, расположенного на левом борту ручья, вблизи русла, врезанного в полого поднимающуюся поверхность берегового уступа высотой 7—8 м. Площадь

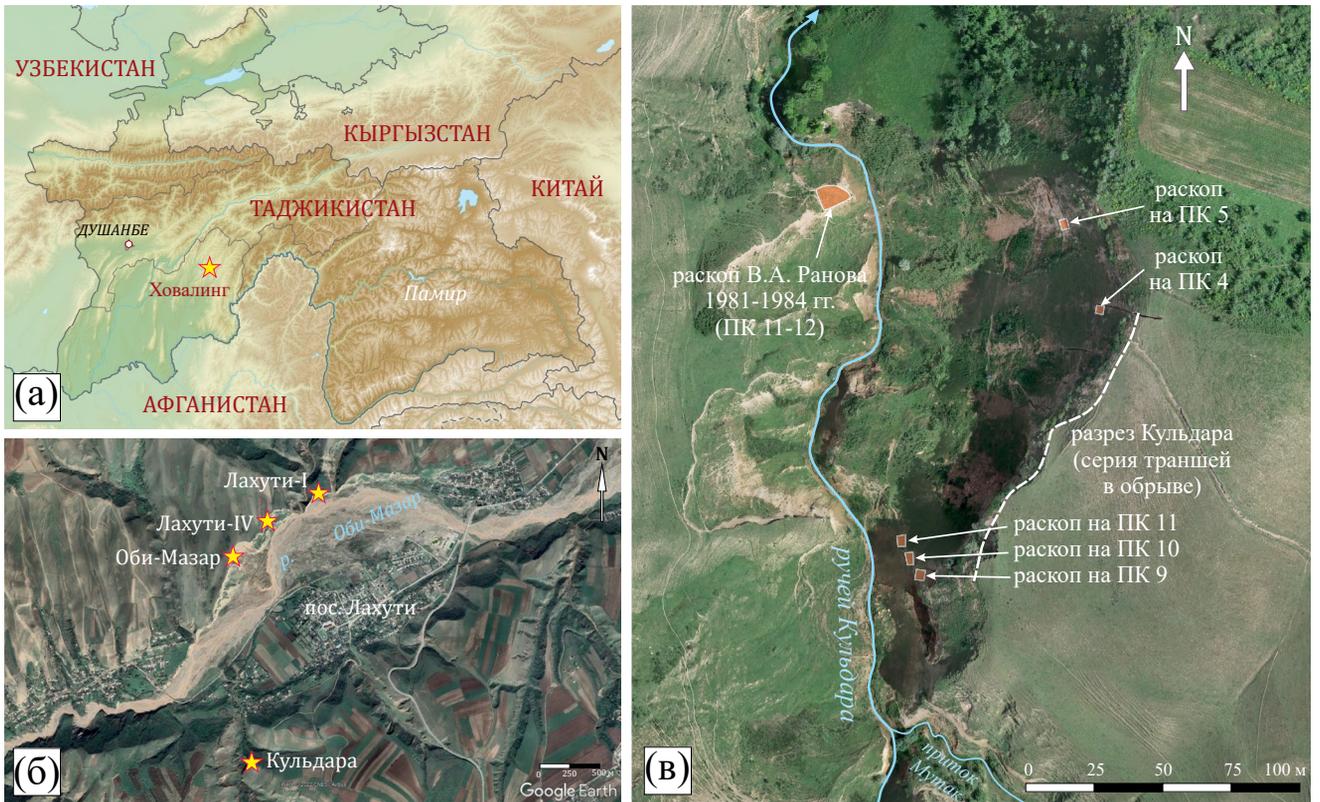


Рис. 1. Расположение региона исследования (стоянки Кульдара) на карте Таджикистана (а), положение стоянки и опорных памятников лёссового палеолита долины р. Оби-Мазар (б) и археологических раскопов 1981–1984 гг. и 2021 г. на ортофотоплане цифровой модели местности (в).

Fig. 1. Location of the study region (Kuldara site) on the map of Tajikistan (a), position of the Kuldara site and other Obi-Mazar River valley sites of loessic Paleolithic (б), and position of 1981–1984 and 2021 archaeological excavations of the Kuldara site on the orthophotoplan of the digital surface model (в).

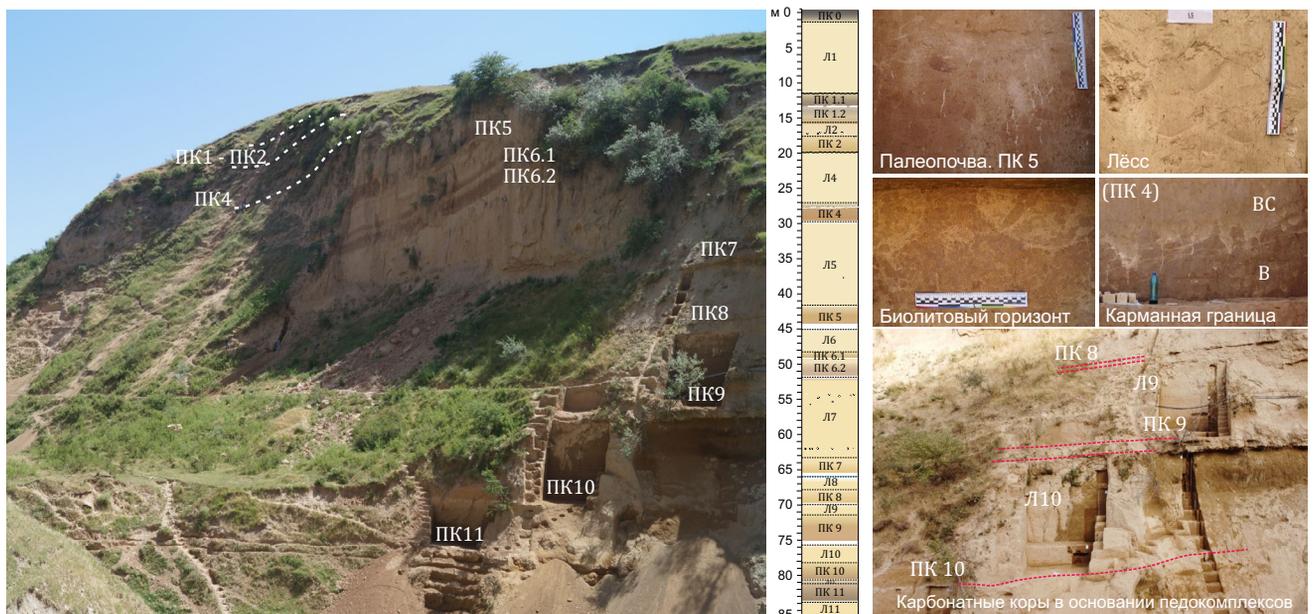


Рис. 2. Перспективная фотография общего вида на разрез правого борта сая, литологическая колонка вскрытого разреза и фотографии литологических разностей.

Fig. 2. Perspective photograph of a general view of the section on the right side of ravine, lithological column of the uncovered section, and photographs of lithologic differences.

раскопанного участка составила 66 м². Согласно опубликованным материалам (Ранов и др., 1987), артефакты здесь зафиксированы в двух палеопочвах, залегающих в основании вскрытого разреза, мощностью до 5 м, и разделенных карбонатной коркой. Суммарная мощность двух ПК составила до 2.5 м. На основе гипсометрического положения они были определены как ПК 11 и 12. После того, как границы раскопа вышли за пределы площади распространения отложений ПК, работы на памятнике были прекращены. Археологический материал залегал хаотично, во “взвешенном” состоянии, не образуя скоплений и выраженных горизонтов концентрации. Суммарно в обоих ПК было зафиксировано 96 находок, из которых более половины составили аморфные обломки, мелкие галечки и неопределимые фрагменты костей. К категории артефактов В.А. Рановым было отнесено 40 предметов, которые рассматривались как единый комплекс, вне зависимости от их залегания в конкретном ПК.

Возраст стоянки был определен по сводному палеомагнитному разрезу. Палеомагнитные пробы, взятые А.В. Пеньковым из обеих палеопочв, в которых были обнаружены артефакты, показали обратную намагниченность. Предшествующая граница Матуяма—Брюнес была обнаружена в вертикальном обрыве противоположного борта, а следующая смена полярности — верхняя граница Харамильо — установлена в русле ручья ниже по течению от места раскопа. Соответственно, палеопочвы раскопа являлись раннеплейстоценовыми, и согласно общей стратиграфии педокомплексов региона, возраст находок в ПК 11 был определен как 720—750 тыс. л., в ПК 12 — 820—850 тыс. л. (Ранов и др., 1987; Ранов, 1988). Тем не менее стоит отметить, что эти работы характеризуют нехватка и/или низкий уровень надежности первичных данных, в первую очередь палеомагнитного анализа и микроморфологической характеристики палеопочв, на основании которых выполнено хроностратиграфическое расчленение разреза.

Особый интерес вызывает также уже существовавшая в первые годы изучения стоянки дискуссия об инсцитности толщи, исследованной основным раскопом. Так, В.А. Ранов (1988) указал на существующее мнение П.М. Сосина о расположении основного раскопа на съехавшем с верхней части лёссовой серии оползневом блоке. Это мнение подтверждалось выполненным почвоведом П.М. Сосиным в 1981 году обследованием разреза в стенке основного раскопа (личное сообщение), которое показало характерные признаки блокового смещения материала — неровные

границы почв, наличие тонких песчаных прослоев, присутствие линз лёссового материала в толще палеопочвы. Таким образом, дискуссия об инсцитности, отсутствие надежной и единой магнитостратиграфической колонки и абсолютных дат являются препятствием для региональных корреляций разреза стоянки и сравнения археологических материалов с другими опорными памятниками раннего палеолита Евразии, без которых реконструкция процессов первоначального заселения человеком Центральной Азии остается неполной и слабо аргументированной.

Основной целью данной работы является установление надежной хроностратиграфии разреза Кульдара. Для этого было проведено изучение отвесного правого борта ручья напротив места раскопа 1981—1984 гг. и, тем самым, исследование педокомплексов в их ненарушенном залегании. Основным хроностратиграфическим инструментом в нашей работе выступает корреляционный анализ магнитной восприимчивости и изотопно-кислородной кривой Мирового океана, распространенный в практике изучения лёссово-почвенных серий (Forster, Heller, 1994; Dodonov, Baiguzina, 1995; Ding et al., 2002; Большаков, 2006), так как оба этих параметра являются климатозависимыми. Изменение климата влияет на магнитную минералогия пород. В частности, в периоды потепления при протекании активных процессов педогенеза образуются мельчайшие зерна магнетита (Maher, Taylor, 1988), повышенная концентрация которых существенно увеличивает магнитную восприимчивость (МВ) палеопочв в лёссово-почвенных сериях. Пики МВ коррелируют с морскими изотопными стадиями, что позволяет дать оценку возраста каждого педокомплекса. Корреляционный анализ для разреза Кульдара проводится впервые.

1.3. Объект исследования

Лёссово-почвенный разрез Кульдара (38.28277° N, 69.88564° E) находится в 1.8 км к югу от группы других объектов лёссового палеолита — разрезов Оби-Мазар, Лахути-I и недавно открытой стоянки Лахути-IV (рис. 1, б)). Новые работы в 2021—2022 годах проводились на правом берегу сая, вскрывающем отвесную лёссовую стенку, соответствующей разрезу I в сводной схеме В.А. Ранова (Ранов и др., 1987). Для характеристики полной последовательности ЛПС были вскрыты отложения от современной почвы (ПК 0) по ПК 11, суммарной мощностью 84 м (рис. 2). Полевое исследование верхней части разреза, ранее никогда не изучавшейся, выявило значительные эрозионные события и отсутствие, как минимум,

одного целого педокомплекса (ПК 3). В результате работ были проведены новые археологические раскопки, детальное палеомагнитное опробование, в частности, изучение записи инверсии Матуяма–Брюнес (опубликовано в Kulakova, Kurbanov, 2023), а также непрерывное измерение полевой магнитной восприимчивости и другие сопутствующие петромагнитные исследования. Верхняя часть разреза была отобрана для датирования методом оптически стимулированной люминесценции (OSL).

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Полевые исследования

Расчистка обнажения осуществлялась подготовкой траншей и закладкой археологических раскопов (на ПК 4, 5, 9, 10 и 11). Соотнесение участков между собой производилось по маркирующим кальцитовым горизонтам в основании педокомплексов (рис. 2). Для отложений было выполнено подробное литологическое и макроморфологическое описание палеопочв и лёссов, проводимое П.М. Сосиным по российской системе, описанной в “Почвенной съемке” (1959) (Розанов, 2004), после актуализированное по международной классификации WRB (2022). Полевое измерение значений магнитной восприимчивости производилось при помощи портативного каппаметра ПИМВ (Геодевайс, Россия) и выполнялось сплошным образом на всю мощность разреза с шагом каждые 3 см. На участках карбонатных кор в основании ПК сплошные измерения не проводились, и были получены лишь единичные данные, где было возможно обеспечить плотное прилегание измерительной поверхности прибора для выполнения замера.

Для составления детальной магнитостратиграфической шкалы был произведен отбор ориентированных образцов для палеомагнитного анализа через каждые 50 см. Верхняя часть разреза (6 м глубины от дневной поверхности) отобрана с помощью пластмассовых контейнеров (объем 7 см³, ASC Scientific, США), однако в связи с увеличивающейся с глубиной плотностью осадка и возможными деформациями при вбивании, в дальнейшем предпочтение было отдано вырезанию блоков. Штуфы размерами 15×10×10 см вырезались вручную ножом или при помощи аккумуляторной пилы. Передняя вертикальная поверхность блока выравнивалась, впоследствии выполнялось ее ориентирование (замер элементов падения) с помощью горного геологического компаса. Для разреза были опробованы 173 уровня: верхние 12

уровней (глубины 0–6 м) были отобраны с использованием пластмассовых контейнеров, последующий 161 уровень (6–84 м) — ориентированными блоками.

Переходная зона последней инверсии магнитного поля — Матуяма–Брюнес (М/Б) — выделенная в разрезе по результатам анализа пилотной партии образцов, была изучена более детально. Интервал мощностью 5.3 м был отобран последовательно идущими друг за другом ориентированными блоками, шириной 15 см и высотой 20–25 см. В итоге, в разрезе Кульдара были отобраны 34 блока, покрывающих интервал глубин 74.7–80 м (из коры ПК 9 на глубинах 75.20–75.73 м отбор не проводился) и охватывающих низ ПК 9, Л10 и верх ПК 10.

Распиловка ориентированных блоков проводилась в совместной российско-таджикской геоархеологической лаборатории в Институте истории, археологии и этнографии имени А. Дониша НАНТ в г. Душанбе, Таджикистан. Блоки высушивались до полного выхода влаги, распиловка осуществлялась как вручную с использованием ножовок по металлу, так и на камнерезном станке. Из блоков, отобранных для магнитостратиграфии, перпендикулярно ориентированной поверхности выпиливалось по одному горизонтальному слайсу толщиной 2 см из центра блока; блоки из переходной зоны М/Б полностью распиливались на слайсы. Из каждого слайса вырезалось несколько дублей-кубиков с ребром 2 см в количестве от 2 до 6 штук на слайс (в среднем 3–4), а из зоны М/Б вырезалось по 5 дублей. Все полученные палеомагнитные характеристики впоследствии осреднялись по образцам-дублям (Fisher, 1953) и отражали значения для каждого уровня. Общий объем изученного материала для разреза Кульдара составил 678 образцов (161 уровень) для основной части разреза и 1460 образцов (231 уровень) для переходной зоны инверсии М/Б.

2.2. Лабораторные исследования

Обработка палеомагнитных коллекций выполнялась в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма и на оборудовании центра коллективного пользования “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” Института физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН. Измерения вектора остаточной намагниченности производились на криогенном SQUID-магнитометре (2G Enterprises, США) и выполнялись в пространстве, экранированном от внешнего магнитного поля многослойным пермалловым экраном. Температурная чистка выполнялась до температуры 580 °С, число шагов чистки составило 13.

Для терморазмагничивания использовалась немагнитная печь ММТD24 (Magnetic measurements, Великобритания). Чистка переменным магнитным полем осуществлялась до амплитуд переменного поля в 120 мТл. Число шагов чистки составило 19, измерения проводились в автоматическом режиме на том же магнитометре по стандартной методике (Таухе, 2010).

Для выбора вида магнитной чистки были изучены две пилотные коллекции по 33 образца с использованием образцов-дублей, охватывающих всю мощность разреза. Сравнение результатов чистки температурой и переменным полем для дублей показало, что они статистически схожие. При этом в случае образцов из переходной зоны, где величина остаточной намагниченности в целом ниже, качество записи температурного размагничивания немного выше, чем при размагничивании переменным полем. Поэтому для магнитостратиграфической задачи по определению знака полярности образцы проходили чистку переменным полем, а образцы из переходной зоны инверсии М/Б подвергались как температурной магнитной чистке (для 2 образцов-дублей из каждого уровня), так и чистке переменным магнитным полем (все остальные дубли). Обработка результатов магнитных чисток выполнялась в соответствии со стандартной методикой (Kirschvink, 1980) при помощи пакета программ PMGSC (Enkin, 1994). Для каждого исследуемого уровня было проведено осреднение направлений характеристической компоненты намагниченности, полученных с образцов-дублей.

Измерение частотной зависимости магнитной восприимчивости (χ_{fd}) осуществлялось на каппабридже MFK1-FA (AGICO, Чехия) и производилось на рабочих частотах $LF = 976$ Гц и $HF = 15616$ Гц, с последующим нормированием полученных значений на массу измеренных образцов. Процентный параметр частотной зависимости рассчитывался следующим образом: $\chi_{fd} (\%) = [(\chi_{LF} - \chi_{HF}) / \chi_{LF}] \times 100$.

2.3. Методика археологических исследований

Археологические исследования Кульдары в 2021 г. проводились на правом берегу ручья, где все ПК залегают *in situ*. В целях определения места закладки раскопов предварительно был проведен осмотр поверхности склона и участков обнажения палеопочв для поиска артефактов, однако он не дал результатов, кроме одной находки в обвалившемся блоке палеопочвы из ПК 6. В связи с этим принцип организации проведения раскопочных работ был принят

исходя из рельефа поверхности разреза, наличия участков обнажения палеопочв и увязки раскопов с заложенными геологическими траншеями, охвативших несколькими участками всю толщу разреза. Раскопы в ПК 4 и 5 были заложены в северной части обнажения напротив раскопа 1981—1984 гг., другая группа раскопов (в ПК 9, 10, 11) расположена в 130 м южнее, в 50 м ниже по течению от места впадения в ручей Кульдара правого притока Мутак (рис. 1, (в)). Уровень ПК 12 был недоступен из-за высокого уровня воды в ручье.

Все раскопы и траншеи имеют привязку к топографическому плану местности, для фиксации находок в вертикальной плоскости использовалась принятая на этом плане относительная система высот. Одновременно проводились замеры высоты нахождения находок над поверхностью карбонатной коры, подстилающей ПК, как это практиковалось при исследовании памятников лёссового палеолита в 1970—1980-е гг.

В связи с тем, что исследования проводились на склоне лёссового обнажения, раскопы в педокомплексах закладывались с тремя стенками. Фронтальная стенка по глубине охватывала зону от карбонатной коры верхнего педокомплекса (для ПК 9—11, где мощность лёсса была небольшой) или начала горизонта ВС, где проявлялись первые почвенные процессы (для ПК 4 и 5), до коры в основании исследуемого ПК. Исходя из объемов предстоящих земляных работ при прохождении толщи педокомплекса, наличия рабочей силы и сроков экспедиции ширина раскопов была принята 4 м по их основанию.

В виду специфики памятников лёссового палеолита, связанной с очень низкой концентрацией находок и отсутствием элементов культурного слоя как такового (очаги, рабочие площадки, следы строений и т. д.), раскопки проводились условными горизонтами по 15—20 см с тонкими вертикальными срезами при помощи лопат. В плотном карбонатизированном слое при рыллении грунта применялось кайло. При обнаружении находок они расчищались мелким инструментом и после фиксации в трехмерном пространстве и фотофиксации снимались с места обнаружения.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1. Строение разреза Кульдара

В разрезе Кульдара отложения представлены характерным для Южного Таджикистана чередованием лёссов и палеопочв. Специфической особенностью

лѣссово-почвенных серий всего региона является чередование четырех основных типов отложений: лѣссов, биолитовых горизонтов, палеопочв и карбонатных кор (см. рис. 2). Так как отложения в рамках одного типа меняются незначительно, мы приводим описание наиболее типичного облика и сокращенную характеристику разреза.

3.1.1. Лѣссовые слои (Л)

Представлены суглинком средним, палевым и желтым, бесструктурным, тонко-слабо пористым, с точками и пятнами CaCO_3 по порам и вертикальным трещинам, на отдельных уровнях отмечается наличие кротовин и биолитов-капсул. Некоторые интервалы характеризуются наличием карбонатных конкреций от первых мм до 15 см.

3.1.2. Палеопочвы

Образованы суглинком средним и тяжелым с различными оттенками коричневого, серого и бурого, структура зернистая, ореховатая, глыбистая. Содержат биолиты-касулы, пятна Fe-Mn, точки и сеть прожилков CaCO_3 по корешкам. Вся толща ЛПС пропитана кальцитом, за исключением срединного горизонта палеопочв некоторых ПК. Палеопочвы имеют различную выраженность в разрезе, их можно разделить на три типа. Развитые межледниковые палеопочвы наиболее отчетливо выделяются в разрезе увеличенной мощностью, темным цветом (коричневые и серые), более глинистым составом, в их строении выделяются почвенные горизонты Ww и Wt. Менее развитые межледниковые палеопочвы также хорошо выражены в разрезе и могут быть легко идентифицированы. Они обычно имеют меньшую мощность, коричневые и светло-бурые тона, содержат меньше глинистых частиц, представлены в основном горизонтом Ww. Встречаются также слабо развитые межстадиальные палеопочвы, которые выделяются в толще лѣсса по незначительному увеличению глинистости, наличию биолитов-капсул, более темному цвету.

3.1.3. Биолитовые горизонты

Являются интересной особенностью ЛПС региона. Они представлены суглинком средним с комковато-глыбистой структурой, с обилием округлых биолитов-капсул, заполненных более темным материалом. Капсулы являются камерами, образованными в результате жизнедеятельности жуков родов чернотелок (сем. Tenebrionidae) и хрущей (подсем. Melolonthinae) (Ломов, Ранов, 1984; Токарева и др., 2024), их границы подчеркнуты плотными карбонат-

ными стенками. Встречаются горизонты с биолитами-капсулами без плотной оболочки и кальцитовыми новообразованиями внутри, но обилием CaCO_3 по порам между биолитами. Также часты кротовины диаметром до 10 см с белесым или коричневым заполнением, зачастую из вышележащих горизонтов. Глубина их проникновения может достигать 1.5 м. Биолитовые горизонты являются переходными толщами, отражающими начальный этап почвообразования в педокомплексе, и указывают на аридные и относительно теплые условия формирования этих горизонтов, в отличие от лѣссов (Ломов, Ранов, 1984).

3.1.4. Выраженные палеопочвы

Имеют в основании карбонатные коры — слои вторичной аккумуляции CaCO_3 . Коры могут быть как в виде тонких горизонтальных слоев, так и сцементированного слоя, состоящего из крупных конкреций. Коры неоднородны по простиранию и мощности, а их генезис связывают с выщелачиванием кальцита из почвенного профиля с аккумуляцией в нижней части профиля и/или с гидрогенно-аккумулятивным процессом (Розанов, 2002; Field book..., 2012).

Для верхней части разреза (11—20 м) отмечено влияние эрозии, при полевом описании были выявлены две резкие эрозионные границы. В разрезе Кульдара на этом интервале отсутствуют минимум 3 палеопочвы, которые П.М. Сосиным на основе многолетнего опыта работ на ЛПС Таджикистана были отнесены к одной из почв ПК 2 и двум почвам ПК 3. Также отсутствует Л3 и сильно эродирован Л2. Верхние слои ЛПС Кульдара по ПК 2 характеризуются высокой пористостью, а ниже под эрозионной границей, начиная с Л4, имеют уже неясную тонкую пористость и становятся, в целом, уплотненными. Отмечается общее падение слоев на СВ (азимут 57—60) под углом 13°, отражающее палеорельеф и падение склона, на котором происходило осадконакопление пылеватых частиц.

Серии слоев, отражающих этап, соответствующий рангу ледниковье/межледниковье, объединены нами в пачки. Отдельного обсуждения заслуживает отнесение переходных слоев, называемых почвоведомы ВС, к этапу ледниковья или межледниковья. В данном описании мы включаем слой ВС над палеопочвой в педокомплекс, а биолитовый горизонт ВС под палеопочвой (при наличии коры — под корой) к стадии ледниковья и пачке лѣсса, так как исходный материал этих слоев сложен лѣссом и аккумуляровался в похолодание, а впоследствии прорабатывался педогенными процессами. В разрезе Кульдара выделяется 22 пачки (сверху вниз, рис. 3, (а)):

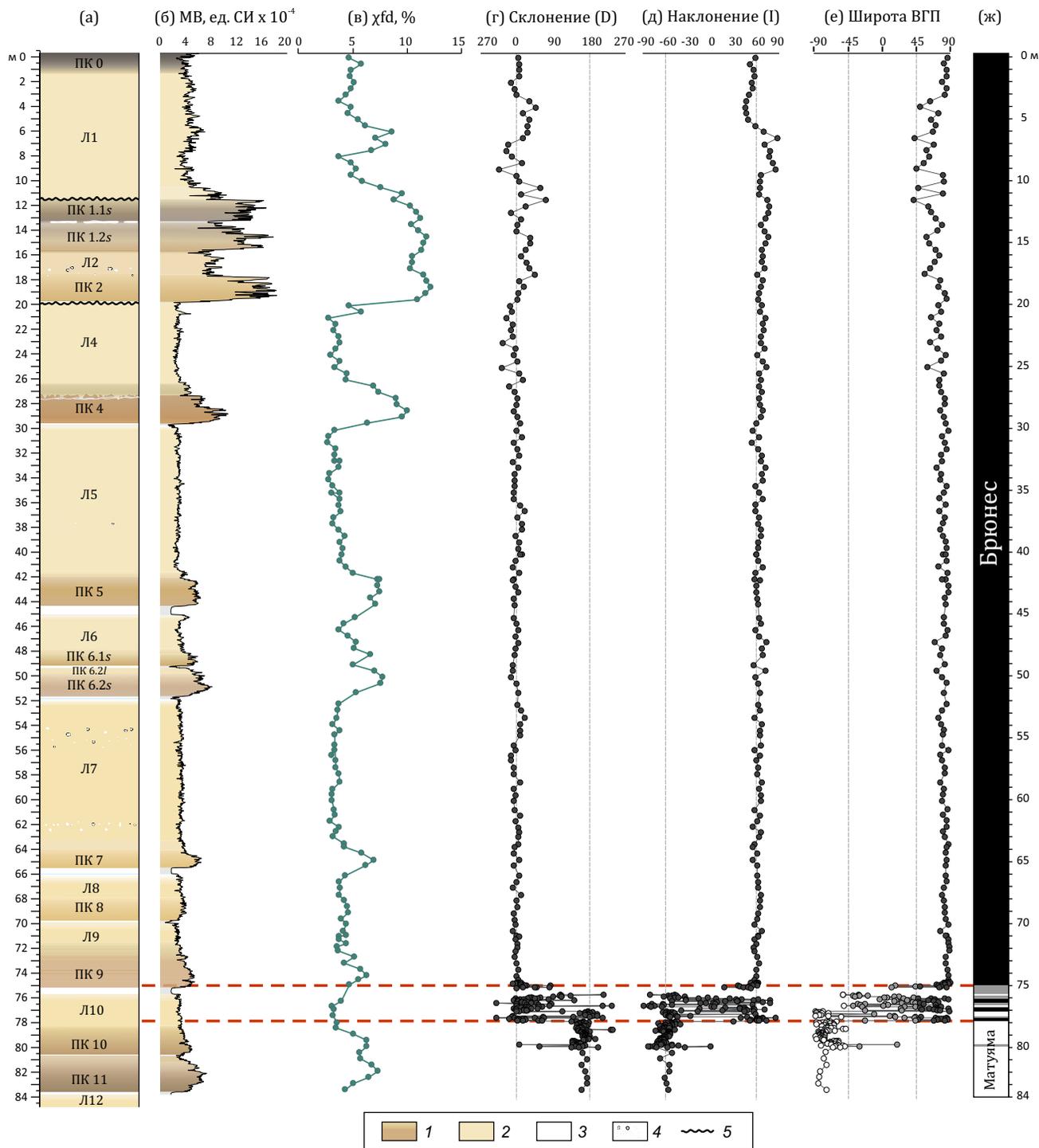


Рис. 3. Литологическая колонка разреза Кульдара (а), кривая полевой магнитной восприимчивости (МВ) (б), частотная зависимость магнитной восприимчивости (χ_{fd} , %) (в), кривые изменения магнитного склонения (D) и наклонения (I) (г, д), широта виртуального геомагнитного полюса (ВГП) (е) и магнитостратиграфическая колонка (ж). Эрозионные границы отмечены волнистой линией.

1 — педокомплекс (ПК), 2 — лёсс (Л), 3 — карбонатные коры, 4 — карбонатные конкреции, 5 — эрозионные границы.

Fig. 3. Lithologic chart of the Kuldara section (a), field magnetic susceptibility curve (MS) (б), frequency dependence of magnetic susceptibility (χ_{fd} , %) (в), magnetic declination (D) and inclination (I) curves (г, д), virtual geomagnetic pole (VGP) latitude (е), and magnetostratigraphic column (ж). The erosional boundaries are marked with a wavy line. 1 — pedocomplex (PC), 2 — loess (L), 3 — petrocalcic horizons, 4 — carbonate nodules, 5 — erosion boundaries.

- I. 0—1.50 м. Современная темно-серая, выщелоченная, сильноосмытая почва (ПК 0). Переход постепенный.
- II. 1.50—11.53 м. Л11, желто-палевый. Переход резкий, по эрозионной границе.
- III. 11.53—15.30 м. ПК 1, состоящий из двух развитых палеопочв темно-коричневого цвета с серым оттенком. Верх первой почвы срезан. Переход постепенный.
- IV. 15.30—17.60 м. Л2, темно-желтый. Может быть отнесен к переходному горизонту ВС, повсеместно встречаются биолиты-капсулы. На глубине 16.73—17.18 м выделяется горизонт с конкрециями CaCO_3 до 10 см. Переход постепенный.
- V. 17.60—19.85 м. ПК 2, в виде одной развитой палеопочвы. В основании — карбонатная кора мощностью 2—4 см, состоящая из не связанных между собой конкреций. Переход резкий в лёсс по выраженной эрозионной границе.
- VI. 19.85—27.05 м. Л4, палевый. Переход постепенный.
- VII. 27.05—29.70 м. ПК 4, в виде одной мощной палеопочвы темно-коричневого цвета. Граница между горизонтами ВС и В карманная, с белесыми затеками, похожими на ходы землероев, и тонкими желто-белесыми полосами (обогащенных CaCO_3) по простиранию (рис. 2). В основании почвы — белесая карбонатная кора. Переход резкий.
- VIII. 29.70—41.60 м. Л5, желто-палевый. На глубинах 29.70—30.25 м биолитовый горизонт. В интервале 34—37 м встречаются редкие конкреции CaCO_3 до 4—9 см. Переход постепенный.
- IX. 41.60—45.05 м. ПК 5 в виде одной мощной развитой темно-коричневого с красноватым оттенком цвета палеопочвы. В основании мощная многослойная карбонатная кора. Переход резкий.
- X. 45.05—48.25 м. Л6, темно-желтый. На глубинах 45.05—45.55 м биолитовый горизонт. Переход заметный.
- XI. 48.25—51.80 м. ПК 6, представлен двумя развитыми палеопочвами, темно-коричневого цвета, разделенными небольшим лёссовым (ВС) прослоем (ПК6.2l). В основании первой палеопочвы (ПК6.1s) слоистая карбонатная кора невыдержанной мощности (до 15 см). В основании второй палеопочвы (ПК6.2s) — белесая, очень плотная, состоящая из отдельных крупных цементированных конкреций карбонатная кора. Переход резкий.
- XII. 51.80—63.29 м. Л7, желтый. На глубинах 51.8—52.4 м биолитовый горизонт. Выделяются конкреционные горизонты на ~54—56 и 60.2—62.5 м с конкрециями CaCO_3 до 10 и даже 21 см. На 63.13—63.41 м отмечается горизонт из крупных карбонатных конкреций до 15 см. Переход ясный.
- XIII. 63.29—66.0 м. ПК 7, представлен одной менее развитой ярко-коричневого цвета палеопочвой. В основании — белесая, плотная карбонатная кора. Переход резкий.
- XIV. 66.0—67.84 м. Л8, желтый. На глубинах 66.0—66.79 м биолитовый горизонт с биолитами без плотной оболочки, обогащен CaCO_3 между ними. Переход постепенный.
- XV. 67.84—69.95 м. ПК 8, представлен одной слабо развитой коричневого цвета палеопочвой. В основании мощная карбонатная кора из слоистых полос и конкреций. Переход резкий. Считается межстадиальной палеопочвой (Ранов, 2000).
- XVI. 69.95—71.42 м. Л9, желтый. На глубинах 69.95—70.5 м биолитовый горизонт. Переход постепенный.
- XVII. 71.42—75.70 м. ПК 9. Представлен одной мощной умеренно развитой палеопочвой коричневого цвета. В основании мощная, очень плотная карбонатная кора из горизонтальных слоев и конкреций. Переход резкий.
- XVIII. 75.70—78.23 м. Л10, желтый. На глубинах 75.7—76.18 м биолитовый горизонт. На интервале 76.83—77.65 м содержит много конкреций до 10 см. Переход постепенный.
- XIX. 78.23—80.70 м. ПК 10, представлен одной менее развитой палеопочвой коричневого цвета. В основании желто-белесая неоднородная по простиранию карбонатная кора, без горизонтальных слоев. Переход резкий.
- XX. 80.70—81.20 м. Л11, темно-желтый. Чистый лёсс как таковой отсутствует, на данных глубинах только биолитовый горизонт, ниже переходящий в горизонт ВС ПК 11. Переход заметный по CaCO_3 .
- XXI. 81.20—83.80 м. ПК 11, представлен одной развитой палеопочвой коричневого цвета. В основании твердая желто-белесая карбонатная кора, разделенная на крупные конкреции. Переход резкий.
- XXII. 83.80—>84.80 м. Л12, желтый. На глубинах 83.8—84.04 м биолитовый горизонт.

3.2. Магнитная восприимчивость

По данным полевой МВ уверенно выделяются горизонты палеопочв, значения для которых превы-

шают средние значения для лёссов в 2–3 раза (рис. 3, (б)). Пики кривой МВ хорошо соотносятся с выделенными в разрезе палеопочвами, что позволяет использовать ее как основу для стратиграфического расчленения разреза. Исключением является современная почва (ПК 0), которая расположена на крутом склоне в 30° и подвергается перевыпасу скота, из-за чего непрерывно эродирована, что не позволяет ей развить полноценный почвенный профиль. Поэтому она не выделяется по данным МВ.

Для верхней части разреза — по ПК 2 — характерны повышенные значения МВ по сравнению с нижней частью, что справедливо для трех верхних педокомплексов всех лёссово-почвенных разрезов Таджикистана — например, Дараи Калон (Dodonov et al., 2006), Карамайдан (Forster, Heller, 1994), Хонако-П (Додонов, 2002). МВ для верхней части разреза Кульдара изменяется в среднем диапазоне значений 4.5×10^{-4} ед. СИ для лёсса, доходя до 18.3×10^{-4} в ПК 2; в нижней части варьирует со средними значениями 2.8 – 3.2×10^{-4} для лёссов и 4.1 – 10.6×10^{-4} ед. СИ для палеопочв. Частотная зависимость МВ (χ_{fd}) обнаруживает схожее поведение, где значения для лёссов составляют 5% и доходят до 12% в ПК 1 и 2, в то время как в нижней части значения для лёссов не превышают 3%, а для палеопочв — 7% (рис. 3, (в)).

Увеличение МВ в верхних педокомплексах, вероятно, связано с региональной перестройкой климата (Додонов, 2002). Повышенные значения параметра χ_{fd} свидетельствуют о большем количестве ультратонких зерен магнетита/маггемита в верхней части разреза. Эти зерна из-за своего размера подвержены более интенсивному вымыванию, поэтому можно предположить, что разница в величине значений обусловлена существованием жаркого и влажного климата в раннем и среднем плейстоцене. Это косвенно подтверждается наличием более мощных иллювиальных горизонтов — карбонатных кор — в основании нижних педокомплексов изученной части разреза (Ломов, Ранов, 1984). Впоследствии, начиная с ПК 3 (хотя ПК 3 отсутствует в разрезе Кульдара, это наблюдается в более полных разрезах) прослеживается общая тенденция климата к аридизации и похолоданию (Ранов, 2000), поэтому ультратонкие зерна магнетита/маггемита сохраняются в большем объеме.

3.3. Магнитостратиграфия

Изученная часть разреза целиком охватывает эпоху прямой полярности Брюнес, переходную зону инверсии Матуяма–Брюнес и верхнюю часть эпохи обратной полярности Матуяма. Ступенчатая

магнитная чистка выявляет две компоненты намагниченности в образцах: низкокоэрцитивную/низкотемпературную современную компоненту вязкой природы и высококоэрцитивную/высокотемпературную стабильную компоненту, вероятно, первичной природы, называемую нами характеристической. Для интервалов стабильной полярности Брюнес и Матуяма палеомагнитный сигнал хорошего качества, характеристическая компонента уверенно выделяется в интервале 15(30)–120 мТл и 350–580 °С (рис. 4). Современная компонента часто совпадает или незначительно отличается от направлений эпохи Брюнес (рис. 4, образцы 56, 132), а для обратно намагниченных образцов становится антиподальной (рис. 4, образцы 156, 160). После осреднения выделенных направлений в образцах-дублях с одного уровня были получены кривые изменения палеомагнитных характеристик (склонение и наклонение) по разрезу, а также рассчитанные на их основе широты виртуального геомагнитного полюса (ВГП), представленные на рис. 3, (г–е). Среднее направление характеристической компоненты для прямонамагниченной части разреза: $D = 1.7^\circ$, $I = 63.7^\circ$ ($\alpha_{95} = 1.2$, $N = 155$), обратнонамагниченной части: $D = 168.7^\circ$, $I = -58.2^\circ$ ($\alpha_{95} = 3.3$, $N = 10$).

Переход полярности Матуяма–Брюнес охватывает в разрезе зону ~3 м на интервале глубин 75.0–77.9 м и включает в себя 7 скачков полярности и аномальные/промежуточные направления (рис. 4, образцы 5-3, 5-6). Последними мы называем направления, для которых широта ВГП находится в интервале от -45° до 45° , то есть выходит за пределы нормальных вековых вариаций геомагнитного полюса. В переходной зоне качество палеомагнитного сигнала в среднем значительно ниже, до плохого, что связано с меньшей степенью упорядочения магнитных минералов, вызванной снижением напряженности геомагнитного поля во время инверсий (Valet et al., 2005). Подробные результаты детального изучения границы М/Б в разрезе Кульдара приведены в статье (Kulakova, Kurbanov, 2023).

Большая часть перехода находится в лёссе между ПК 9 и 10. Однако мы впервые детально, надежно и на современном уровне качества (осреднение нескольких образцов с уровня и применение двух видов чистки) проследили переход и выявили его окончание в ПК 9. Так, последние обратные направления фиксируются в горизонте ВС под корой ПК 9, когда уже активно стали проявляться почвообразовательные процессы. При этом в горизонте Вt над корой фиксируется последняя зона переходных направлений (рис. 3, (ж)).

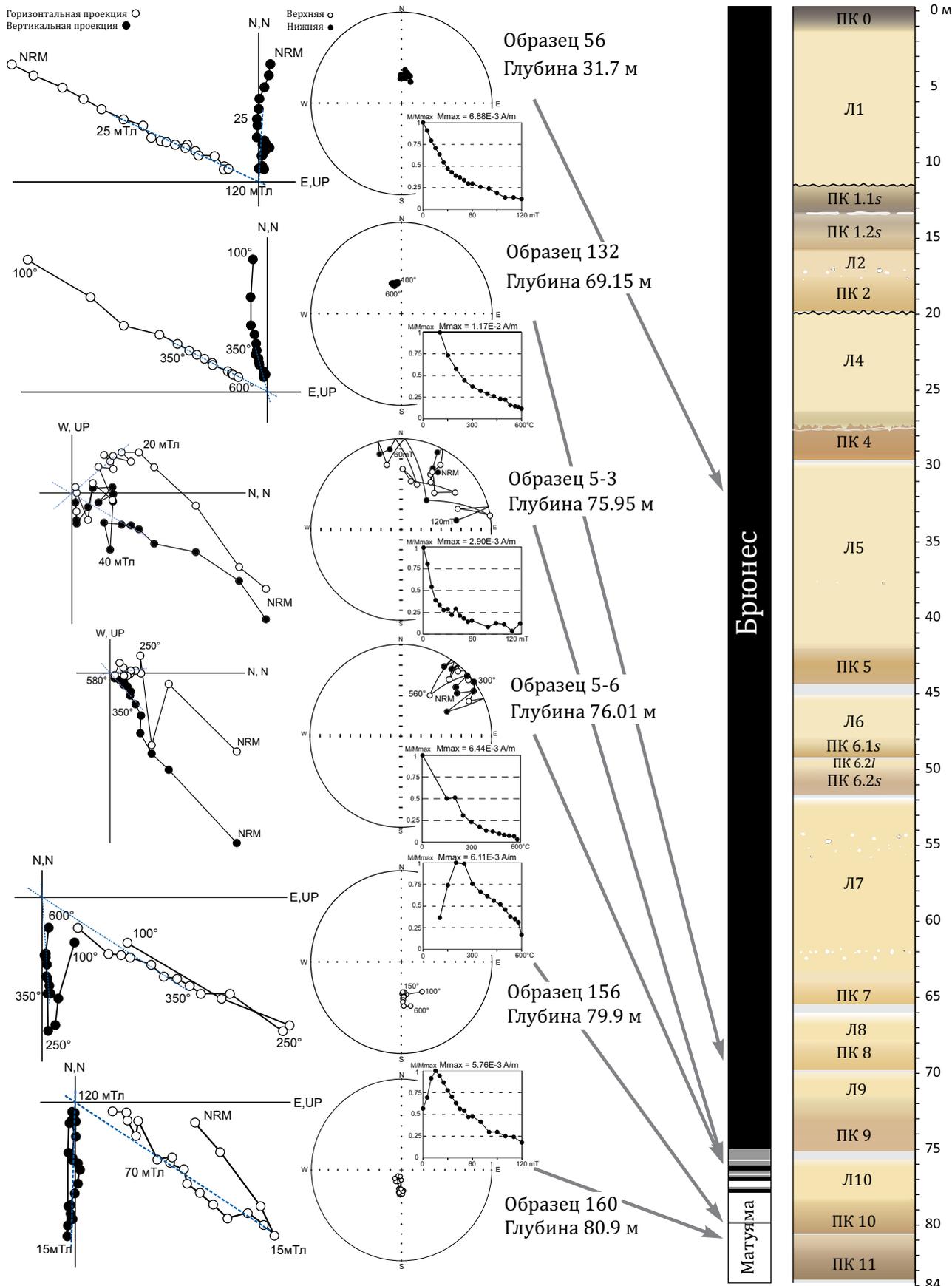




Рис. 4. Характерные ортогональные проекции вектора естественной остаточной намагниченности, стереограммы и кривые размагничивания для образцов с разных уровней разреза Кульдара.

Fig. 4. Characteristic orthogonal NRM demagnetization plots, stereograms and demagnetization plots for samples from different levels of the Kuldara section.

Научная проблема о несогласованности палеомагнитной записи инверсии Матуяма–Брюнес в морских и субаэральных отложениях, когда на суше граница М/Б фиксируется в лёссах, формировавшихся в ледниковый этап МИС 20, а в донных осадках — в межледниковую эпоху МИС 19, широко известна (Zhou, Shackleton, 1999; Большаков, 2006), но это несогласие пока не нашло окончательного решения в практике изучения лёссов (например, Zhou et al., 2014; Liu et al., 2015 и многие другие). Возраст границы М/Б на настоящий момент определяется как 773 тыс. л. (Cohen, Gibbard, 2019), соответствуя началу теплой подстадии МИС 19с, во время которой в Таджикистане происходило формирование ПК 9 (Додонов, 2002). Первые палеомагнитные данные для ЛПС Ховалинга, полученные А.В. Пеньковым, относят границу М/Б к Л10 (Додонов, Пеньков, 1977; Пеньков, Гамов, 1980), что несомненно поднимало вопрос возможности палеоклиматической корреляции суши и океана и давало простор для дискуссии об отнесении ПК 9 к МИС 19. Анализ предшествующих работ выявил, что причиной такого значительного занижения положения границы М/Б в ЛПС Таджикистана в данных А.В. Пенькова служит неполнота магнитной чистки образцов для надежного определения полярности в переходной зоне. Температурно-временная чистка, используемая А. В. Пеньковым для образцов Кульдара — выдержка в течение 6 часов при температуре 160 °С (Ранов и др. 1987), недостаточна для отделения вторичной современной компоненты. Поэтому слабые обратно намагниченные образцы могли ошибочно приниматься за прямо намагниченные, что существенно занизило границу М/Б.

Наши детальные результаты изучения палеомагнитной записи перехода снимают противоречие в палеоклиматической корреляции океана и суши, как минимум для разреза Кульдара. Мы проводим палеомагнитную границу М/Б по окончании аномальных направлений в основании ПК 9, что соответствует завершению подстадии МИС 19с. При этом очевидно смещение границы чуть более, чем на метр вниз от уровня, где она определяется согласно своей недавней оценке возраста (начало МИС 19с, Kulakova, Kurbanov, 2023), что свидетельствует о сложности процесса фиксации палеомагнитного

сигнала лёссово-почвенными сериями и его запаздывании. Вероятно, более поздние педогенные процессы, пронизывающие толщу Л10, также ответственны и за ложные зоны прямой полярности в переходе (Spassov et al., 2003).

3.4. Археологическая коллекция 2021 г.

Археологический материал был получен практически во всех раскопах. Общее количество находок небольшое, что отражает особенность лёссового палеолита — малочисленность артефактов и их низкая концентрация в пределах слоя.

В ПК 11 на раскопе площадью 4×2 м и глубиной 3.5 м, несмотря на его близость к месту исследования этого ПК в 1981—1984 гг. (около 150 м на СЗ), обнаружены лишь мелкая галька длиной 0.7 см и фрагмент кости животного. В расположенном выше раскопе в ПК 10 на площади 4×2 м при глубине 4 м обнаружены первичный отщеп подквадратной формы (4×4×0.8 см) с точечной ударной площадкой и мелкая галька. Найденный отщеп является первым артефактом в Таджикистане, полученным из ПК 10, который до настоящего времени считался археологически “немым” (рис. 5, (а)). В раскопе на ПК 9 на площади 4×2.5 м при глубине 4 м обнаружены лишь мелкие гальки размерами 2—4 см (8 экз.). Отмечая присутствие мелких галек среди находок из указанных педокомплексов, можно упомянуть, что они в большом количестве ранее были найдены при раскопках 11-го и 12-го ПК, преимущественно имели размер 2—3 см, а некоторые из них несли на себе негативы сколов (Ранов, 1988, с. 227). Один артефакт был обнаружен в обвалившемся из ПК 6.2 блоке в середине обнажения и представлен вторичным отщепом подтреугольной формы, с галечной ударной площадкой (рис. 5, (б)).

В северной группе раскопов среди немногочисленных находок присутствует несколько нуклеусов, оформленные на гальках. Раскоп в ПК 5 заложен напротив раскопа 1981 г., имеет площадь 4×2 м при глубине 3 м. Здесь, на высоте 1.5 м над карбонатной корой в основании раскопа, обнаружен один артефакт. Это нуклеус одноплощадочный однофронтальный, рабочая площадка галечная, фронт скалывания подпрямоугольной формы, с негативами мелких и средних отщепов. Расщепление проводи-

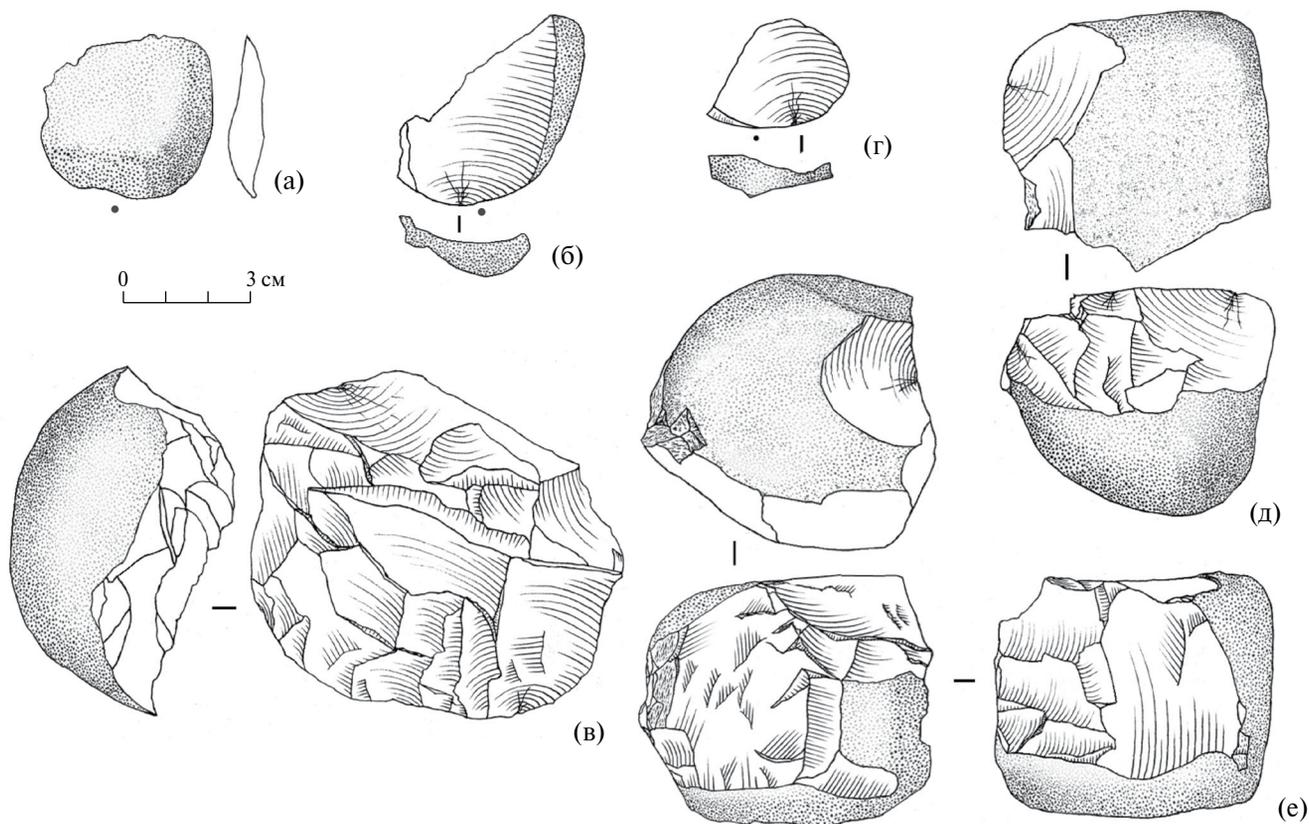


Рис. 5. Археологический материал из стоянки Кульдара (раскопки 2021 г.): (а) — отщеп из ПК 10; (б) — отщеп из ПК 6; (в) — нуклеус из ПК 5; (г) — отщеп; (д, е) — нуклеусы из ПК 4 (рисунок Т. У. Худжагелдиева).

Fig. 5. Archaeological material from the Kuldara site (excavations in 2021): (a) — flake from PC 10; (б) — flake from PC 6; (в) — core from PC 5; (г) — chip; (д, е) — cores from PC 4 (drawing by T. U. Khudjageldiev).

лось по продольно-конвергентной схеме, основание усечено поперечным сколом, тыльная сторона выпуклая и покрыта галечной коркой (рис. 5, (в)).

В раскопе на ПК 4, заложенного чуть южнее раскопа в ПК 5, на площади 4×2 м при глубине 3 м найдены два нуклеуса, мелкий отщеп с естественной ударной площадкой (рис. 5, (г)) и четыре мелких гальки длиной 1—3 см. Первый из нуклеусов двуплощадочный двуфронтальный, выполнен на гальке с уплощенными сторонами и с суженным основанием (рис. 5, (д)). Ударные площадки естественные, один фронт скалывания слабовыпуклый, с негативами конвергентных разноразмерных снятий, доходящих до его середины. На втором фронте скалывания, смежным с первым, представлены негативы двух широких средних отщепов, снятых по конвергентной схеме.

Второй нуклеус двуплощадочный двуфронтальный, выполнен на гальке подкубовидной формы (рис. 5, (е)). В начале расщепления в качестве ударной площадки использовалась естественная поверхность гальки. Фронт скалывания слабовыпуклый, в левой

части имеется негатив крупного скола, в правой представлены негативы серии сколов с заломами окончаний на $\frac{1}{2}$ длины нуклеуса. В дальнейшем скалывание отщепов осуществлялось по смежной плоскости, при этом предыдущая поверхность скалывания послужила ударной площадкой. Векторы скалывания на фронтах перпендикулярны между собой, что позволяет отнести нуклеус к ортогональному двуфронтальному типу. Основание нуклеуса покрыто естественной коркой.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

4.1. Особенности строения лёссово-почвенных серий Таджикистана

Лёссово-почвенные серии Таджикистана занимают внутриконтинентальную позицию и обрамляются высокогорными системами Памира, Тибета и Гиндукуша с востока и юга. С одной стороны, так как активная неотектоническая фаза горообразования началась в позднем палеогене (олигоцене),

то к раннему плейстоцену (~2.6 млн л. н.), когда началось накопление лёссов в Таджикистане, эти горные системы уже были достаточно высокими (Додонов, 2002) и ограничивали проникновение муссонов со стороны Тихого или Индийского океанов. Это проявляется в отсутствии зональности лёссово-почвенных разрезов Таджикистана по степени увлажнения в зависимости от удаления от побережья. Оротографическая обособленность ЛПС Южного Таджикистана привела к образованию тесной связи с глобальными климатическими процессами северного полушария и формированием под их влиянием. Глобальные изменения климата контролировали температурный и водный режимы, поэтому ЛПС Таджикистана довольно однородны в ареале своего распространения и имеют ряд общих закономерностей в строении. С другой стороны, фазы активизации тектонических движений горных массивов играют уже роль регионального фактора и могли влиять на амплитуды климатического отклика ЛПС.

При корреляции лёссово-почвенных серий Таджикистана с глобальными шкалами необходимо учитывать ряд закономерностей в их строении. Для раннеплейстоценовых слоев (МИС 25 и древнее) характерно чередование развитых педокомплексов красноватых оттенков, подчиненное положение либо полное отсутствие слоев лёсса, наличие выраженных карбонатных кор. С конца позднего плейстоцена лёссовые слои наращивают свою мощность, и на протяжении первой половины среднего плейстоцена (включая МИС 10) они начинают преобладать над палеопочвами, их мощность может превышать 5—7 м. Растет и мощность палеопочв, у которых появляются коричневые и бурые тона, но по-прежнему сохраняются выраженные карбонатные коры. Во второй половине среднего (МИС 9 и моложе) и в позднем плейстоцене лёссовые слои преобладают над палеопочвами, их мощность может превышать 10 м. Почвы развитые, темно-коричневого цвета, и лёссы, и палеопочвы имеют сероватый оттенок. Карбонатные коры палеопочв тонкие и выражены как разобщенные карбонатные конкреции или вовсе отсутствуют. Таким образом, в строении ЛПС Таджикистана наблюдается генеральный тренд усиления аридизации и похолодания климата.

Развитие почв преимущественно контролируется глобальными климатическими параметрами — температурным режимом и количеством атмосферных осадков — и в меньшей степени геоморфологической позицией, которая влияет на режим увлажнения. Поэтому мощности педокомплексов, в целом, ре-

гионально выдержаны. Формирование лёссов же значительно зависит от фактора геоморфологического положения, что приводит к разной мощности разновозрастных лёссовых толщ в различных разрезах Таджикистана. Максимальная мощность лёссов характерна для возвышенных участков водораздельных хребтов, а на склонах и на более низких геоморфологических уровнях, активные эрозионные процессы приводят либо к пониженной мощности лёссов, либо к полному отсутствию отдельных интервалов. Поэтому, хоть общие закономерности строения ЛПС Таджикистана и позволяют коррелировать разрезы между собой по реперным горизонтам, для достоверности этих корреляций необходимо привлекать дополнительные методы, как: магнитная восприимчивость, гранулометрический состав, магнитостратиграфические реперы, данные абсолютного датирования.

4.2. Хроностратиграфия разреза Кульдара

Изучение серии опорных разрезов позволило разработать региональные стратиграфические схемы ЛПС Таджикистана (Додонов, 2002; Ранов, Шефер, 2000; Ding et al., 2002). Различными авторами представлены корреляции слоев лёссов и палеопочв с изотопно-кислородной шкалой, основанные на данных о магнитостратиграфии (Пеньков, Гамов, 1980; Додонов, 2002; Nazarov et al., 2020), кривых магнитной восприимчивости и грансостава (Ding et al., 2002; Dodonov, Baiguzina, 1995), почвенного расчленения (Bronger, 2003), единичных данных об абсолютном возрасте (Frechen, Dodonov, 1998; Лаухин и др., 2004) и археологических материалах (Ranov, 1995; Schafer, Ranov, Sosin, 1998). Разрез Кульдара в полной мере отражает региональные особенности строения лёссов и палеопочв, что позволяет проводить корреляции с глобальными событиями. С учетом особенностей педокомплексов, петро- и палеомагнитных данных, результатов археологических исследований нами разработана хроностратиграфическая схема разреза Кульдара (рис. 6).

Верхние 11 м разреза представлены эродированной современной почвой мощностью 1.5 м, развивающейся на мощной пачке лёсса Л1, охватывающего стадии МИС 2—4. Теплая стадия МИС 3 в Таджикистане представлена очень слабо развитой интерстадиальной почвой, едва фиксируемой по появлению биолитов-капсул и увеличению магнитной восприимчивости (Додонов, 2002; Токарева и др., 2024). В Кульдаре этот интерстадиал не был визуально зафиксирован, однако выделяется на глубине ~5—8 м по пику на частотной зависимости МВ (рис. 6, (д)).

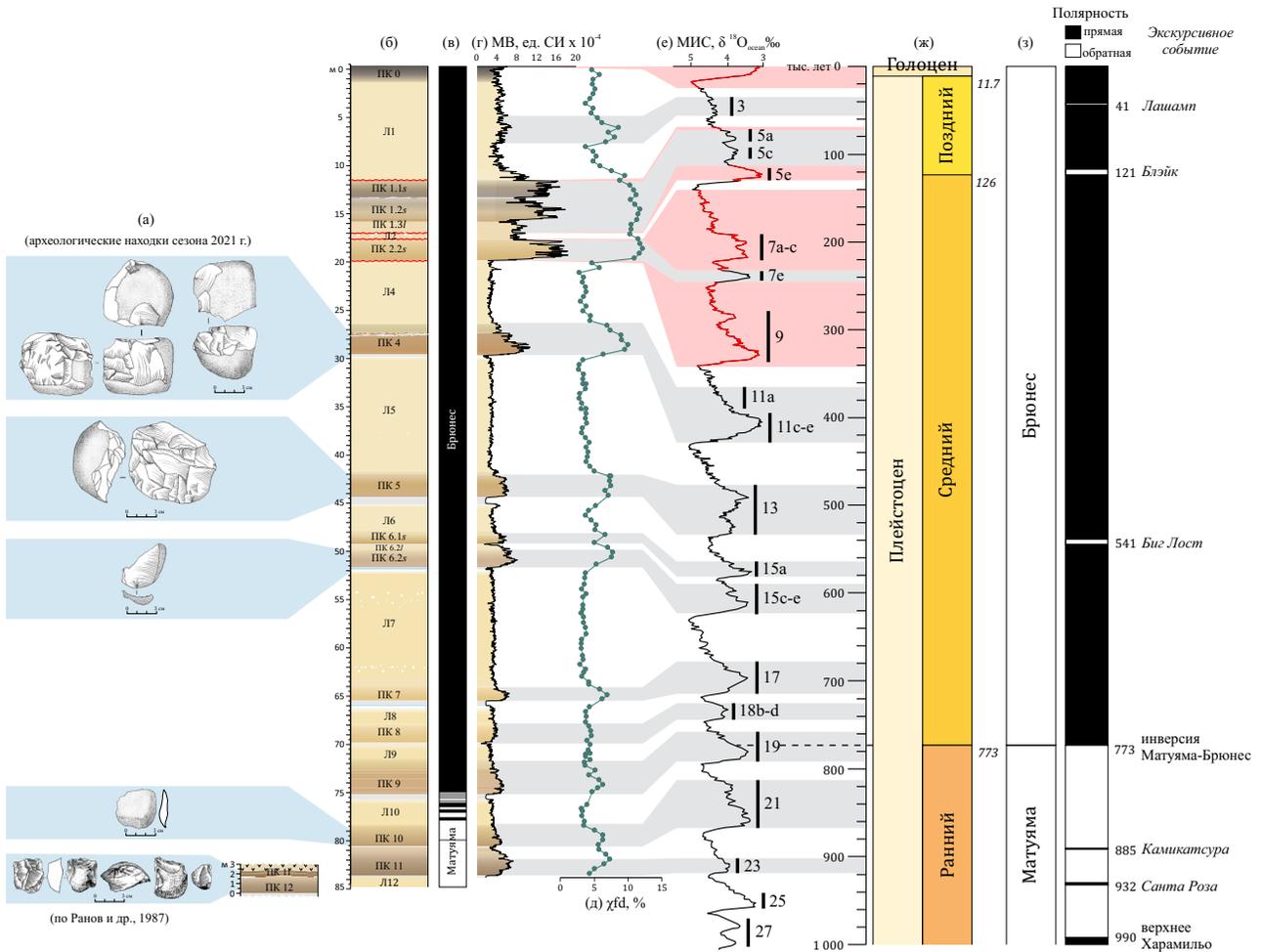


Рис. 6. Сводная хроностратиграфическая схема стоянки Кульдаара: артефакты (а), литологическая колонка (б), шкала магнитной зональности (в), кривая магнитной восприимчивости (г), кривая частотной зависимости магнитной восприимчивости (д), морские изотопные стадии (е), стратиграфические подразделения четвертичного периода (ж) и глобальная магнитостратиграфическая шкала (з). МИС даны по (Lisiecki, Raymo, 2005), геологическая шкала по (Cohen, Gibbard, 2019).

Fig. 6. Summary chronostratigraphic scheme of the Kuldara site: artifacts (a), lithologic column (б), magnetic zonation scale (в), magnetic susceptibility curve (г), frequency dependence of magnetic susceptibility (д), marine isotope stages (е), Quaternary stratigraphic subdivisions (ж), and global magnetostratigraphic scale (з). MIS is given by (Lisiecki, Raymo, 2005), geologic scale by (Cohen, Gibbard, 2019).

Интервал 11—20 м имеет сложное строение и при корреляции только по значениям МВ может быть вариативным в интерпретации. Благодаря результатам многолетнего изучения ЛПС Таджикистана предшественниками, на настоящий момент мы имеем региональный облик и набор характеристик для каждого педокомплекса, что ложится в основу педостратиграфической корреляции разрезов. ПК 1 представлен тремя темно-коричневыми палеопочвами с высокими пиками МВ (Додонов, 2002); толща Л2 представлена мощным “типичным” (по определению Smalley et al., 2011) лёссом — однородным алевритом, пористым, с высокими содержаниями

CaCO₃, низкими значениями МВ и минимальными педогенными изменениями. В обнажении Хонако-III Л2 в среднем составляет 8 м (Худжагелдиев, 2012), достигая максимальной мощности 12 м в разрезе Хонако-II, в разрезе Дараи Калон Л2 достигает мощности 17 м (Dodonov et al., 2006). ПК 2 преимущественно представлен двумя палеопочвами с выраженным прослоем затронутого педогенезом лёсса характерного оливкового цвета (Сосин и др., 2015). Толща Л3 достигает мощностей 6.2 и 8 м в разрезах Хонако-II и Дараи Калон (Dodonov et al., 2006), а ПК 3 обычно представлен двумя идущими одна над другой палеопочвами с небольшими карбонатными корами

или конкреционными горизонтами в основании (Додонов, 2002).

При полевом исследовании разреза Кульдара были зафиксированы две эрозионные границы с резким характером перехода между почвенными горизонтами в начале и конце интервала 11—20 м, а также маломощность и отсутствие характеристик типичного лёсса для толщи Л2, которая довольно значительно изменена педогенными процессами. П.М. Сосин, выполнивший полевое почвенное описание, предположил, что в разрезе сохранились две палеопочвы ПК 1, сильно эродированный и измененный Л2 и одна почва ПК 2 с последующим резким переходом в Л4 и полным отсутствием Л3 и ПК 3. Кривая МВ в целом согласуется с данным предположением, но не позволяет более детально определить возраст сохранившихся палеопочв. Результаты OSL датирования (Vuylaert et al., 2024) подтверждают это предположение и указывают также на наличие еще двух хиатусов на глубинах 17 и 17.6 м в толще Л2. Таким образом, верхние две палеопочвы (11.5—13.4 и 13.4—15.3 м) относятся к МИС 5а и 5с. При этом резкость перехода Л1 в палеопочву ПК 1.1s, наблюдаемая также в небольшом скачке МВ, свидетельствует о кратковременном эрозионном событии порядка первых тысяч лет. Последующие 1.7 м Л2, согласно возрастным определениям (~100—110 тыс. л.), могут быть отнесены к лёссовому прослою ПК 1.31 подстадии МИС 5d. Третья почва ПК 1, соответствующая МИС 5е, отсутствует в разрезе, переходя на глубине 17 м в измененный и сильно эродированный лёсс Л2 начала МИС 6 (глубины 17—17.6 м). Развитая ниже палеопочва мощностью 2.25 м на глубинах 17.6—19.85 м, может быть соотнесена со второй палеопочвой ПК 2 (~230—245 тыс. л.) и, соответственно, подстадией МИС 7е (рис. 6, (е)). Соответственно, большая часть Л2 и первая палеопочва ПК 2 отсутствуют в разрезе Кульдара. В основании второй палеопочвы ПК 2 на глубине 19.85 м отмечается ярко выраженная эрозионная граница — резкий переход в пачку нижележащего лёсса.

Расположенная ниже пачка представлена типичным лёссом мощностью 7.2 м. Нижележащий педокомплекс на глубине 27—30 м представлен развитой палеопочвой с характерным темно-коричневым цветом, но со значениями МВ в 2 раза ниже вышележащих палеопочв (рис. 6, (г)). Особенности структуры этого ПК, мощность, наличие карбонатной коры в основании и археологических артефактов (см. выше) позволяют коррелировать этот педокомплекс с ПК 4 региональной схемы. Этот

вывод подтверждается тем, что, во-первых, ПК 3 выражен двумя палеопочвами и двумя отчетливыми пиками МВ со значениями порядка пиков МВ для ПК 1 и 2 (Forster, Heller, 1994; Dodonov et al., 2006), а во-вторых, характеризуется практически полным отсутствием археологических находок (Ранов, Каримова, 2005). На основании этих выводов мы наблюдаем отсутствие палеопочв, которые могут быть соотнесены с ПК 3 Ховалингского лёссового плато. Поэтому мы коррелируем пачку лёсса с Л4 региональной схемы ЛПС (МИС 10) и нижележащий педокомплекс с ПК 4 (МИС 11). Соответственно, ярко выраженная эрозионная граница на глубине 19.85 м над пачкой лёсса указывает на хиатус, охватывающий эпохи МИС 9 — МИС 8.

В средней части разреза на интервале 30—66 м выделено чередование пачек лёсса и педокомплексов, которое в полной мере вписывается в региональный и глобальный контекст. Отсутствие выраженных эрозионных границ позволяет нумеровать педокомплексы без перерывов. Так, ниже ПК 4, пачка Л5 представлена мощной толщей лёсса (>12 м), переходящего в развитую палеопочву ПК 5. Особенности педокомплекса и характер кривой МВ позволяет уверенно коррелировать его с МИС 13, а Л5 — с ледниковой эпохой МИС 12. Нижележащий ПК 6 является сдвоенным (включающим две палеопочвы, разделенных небольшим лёссовым прослоем) и соответствует двум хорошо выраженным подстадиям МИС 15. Разделяющая ПК 6 и ПК 5 маломощная пачка лёсса Л6 соотносится с МИС 14, менее продолжительной и холодной стадией по сравнению с соседними ледниковьями. Мощность нижележащего лёсса Л7 превышает 12 м, что характерно и для других более полных разрезов региона (например, Карамайдан, Forster, Heller, 1994; Дараи Калон, Dodonov et al., 2006) и, по-видимому, связано с активной седиментацией в период МИС 16. Педокомплекс ПК 7 представлен менее развитой палеопочвой, отмеченной на кривой МВ одним узким пиком, и соотносится с МИС 17.

Для нижней части разреза (66—85 м) характерно подчиненное положение лёссов. Нижние педокомплексы, начиная с ПК 8, часто лежат друг на друге, или разделены маломощной (≤ 2 м) лёссовой пачкой. Для хроностратиграфических построений на этом интервале важно положение границы М/Б в основании ПК 9, на уровне ~75 м (Kulakova, Kurbanov, 2023). На этом основании мы соотносим ПК 9 с МИС 19, а менее выраженная палеопочва ПК 8, характеризующаяся очень слабым пиком на кривой МВ, коррелируется с интерстадиальным потеплением

МИС 18b-d. Расположенные в основании разреза ниже границы М/Б, ПК 10 и 11 хорошо соотносятся с завершающими ранний плейстоцен межледниковьями МИС 21 и 23.

4.3. Археологическая коллекция Кульдары и ее региональное значение

Каменная индустрия Кульдары из ПК 11—12, полученная В.А. Рановым, по ряду признаков соответствует мелкоорудийным комплексам раннего палеолита и не имеет аналогов ни в одной из известных в настоящее время каменных индустрий Таджикистана (Ranov, 1995). Вероятно, она представляет специфический технокомплекс, относящийся к начальному этапу заселения региона, принципиально отличающийся от более поздней каратауской культуры. Каратауская культура характеризуется галечной индустрией с массовым присутствием артефактов в ПК 6, 5, 4 (Ранов, 2000). Единичные находки из ПК 3 (Оби-Мазар, Хонако-II), ПК 7 (Оби-Мазар, Хонако-II), ПК 8 и 9 (Хонако-II) по своим морфологическим признакам также относятся к каратауской культуре (Ранов, 2000).

Новые археологические исследования разреза Кульдара позволили выявить следы обитания первобытного человека в более молодых отложениях над ранее исследованными В.А. Рановым ПК 11 и 12. Находки каменных артефактов получены из ПК 4, 5, 6 и 10, что позволяет считать это местонахождение многослойным палеолитическим памятником. Материалы из ПК 4, 5 и 6 демонстрируют более развитую технику расщепления камня, основанную на “продвинутом” использовании галечного сырья, и могут быть отнесены к каратауской культуре. Неясной пока остается культурная принадлежность материалов из 10-го ПК — единственная на сегодняшний день находка из этого ПК в Кульдаре по своим метрическим показателям соответствует артефактам индустрии ПК 11—12, однако это не дает оснований относить ее именно к мелкоорудийным комплексам.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные новые геологические и археологические данные позволяют считать Кульдару древнейшим многослойным стратифицированным палеолитическим объектом в Центральной Азии. В верхней части разреза (11—20 м) выявлены многочисленные эрозионные события и хиатусы. Отсутствуют нижняя палеопочва ПК 1, большая часть Л2, верхняя

палеопочва ПК 2 и полностью интервалы Л3 и ПК 3. Детальное палеомагнитное апробирование позволило получить новую магнитостратиграфическую шкалу и охарактеризовать переход Матуяма—Брюнес. Граница М/Б выявлена на глубине ~75 м в основании ПК 9. На основе полевых данных о строении разреза, положения границы М/Б и данных магнитной восприимчивости проведена корреляция с изотопно-кислородной кривой Мирового океана и разработана итоговая хроностратиграфическая схема разреза Кульдара.

Несмотря на свою малочисленность, новые археологические находки на правом борту ручья хорошо вписываются в технокомплекс каратауской культуры раннего палеолита юго-востока Центральной Азии, дополняя имеющиеся представления об этапах заселения стоянки Кульдара. Выявлены эпизоды присутствия древнего человека в периоды: 364—427 тыс. л. н. (МИС 11, ПК 4), 474—528 тыс. л. н. (МИС 13, ПК 5), 563—621 тыс. л. н. (МИС 15, ПК 6), 820—865 тыс. л. н. (МИС 21, ПК 10, ранее считавшийся “немым”). Раскоп 1981—1984 гг., вскрывающий ПК 11 и 12, согласно нашей хроностратиграфической схеме, может характеризовать этап заселения в раннем плейстоцене 900—960 тыс. л. н. Но однозначные выводы об этапе первоначального заселения стоянки, связанный с находками из ПК 11 и 12, требуют дополнительного исследования и обоснования возраста.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность руководству Национальной академии наук Таджикистана, вице-президенту НАНТ, член-корр. НАНТ А.С. Саидову, директору Института истории, археологии и этнографии имени А. Дониша НАНТ профессору Н.К. Убайдулло, заместителю директора Национального музея Таджикистана к. и. н. Ш. Ходжаеву, директору ИАЭТ СО РАН чл.-корр. РАН А.И. Кривошапкину за всестороннюю поддержку в проведении исследований, руководителю проекта ТНОСА Dr. J.-P. Buylaert и профессору A.S. Mugaй за участие в обсуждении результатов. Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект 22-18-00568).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анойкин А.А., Рыбалко А.Г., Худжагелдиев Т.У. и др. (2023). Лахути-IV — новая стоянка лёссового палеолита в Таджикистане. *Археология, этнография*

- и антропология Евразии*. Т. 51. № 2. С. 3—13. <https://doi.org/10.17746/1563-0102.2023.51.2.003-013>
- Большаков В. А. (2006). Корреляция континентальных и глубоководных отложений плейстоцена: постановка вопроса и некоторые проблемы. *Известия РАН. Серия географическая*. № 4. С. 16—28.
- Гладилин В. Н., Ситливый В. И. (1992). Ашель Центральной Европы. Киев: Наукова думка. 267 с.
- Додонов А. Е. (2002). Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография. Москва: ГЕОС. 250 с.
- Додонов А. Е., Пеньков А. В. (1977). Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лёссов Таджикской депрессии (Южный Таджикистан). *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР*. № 476. С. 67—76.
- Лаухин С. А., Ранов В. А., Власов В. К. и др. (2004). Радиотермолюминесцентное датирование плейстоцена Южного Таджикистана. *Археологические работы в Таджикистане*. Вып. XXIX. С. 36—66.
- Ломов С. П., Ранов В. А. (1984). Погребенные почвы Таджикистана и распределение в них палеолитических орудий. *Почвоведение*. № 4. С. 21—30.
- Пеньков А. В., Гамов Л. Н. (1980). Палеомагнитные реперы в плиоцен-четвертичных толщах Южного Таджикистана. В сб.: *Граница неогена и четвертичной системы*. Москва: Наука. С. 184—189.
- Почвенная съемка. (1959). Москва: Почвенный институт им. Докучаева. 346 с.
- Ранов В. А. (1988). Работы отряда по изучению каменного века в 1981 г. *Археологические работы в Таджикистане*. Вып. XXI. С. 201—233.
- Ранов В. А. (1991). Работы отряда по изучению каменного века в 1983 г. *Археологические работы в Таджикистане*. Вып. XXIII. С. 116—142.
- Ранов В. А. (2000). Лёссово-почвенная формация южного Таджикистана и лёссовый палеолит. *Археологические работы в Таджикистане*. Вып. XXVII. С. 21—49.
- Ранов В. А., Амосова А. Г. (1990). Работы отряда по изучению каменного века в 1982 г. *Археологические работы в Таджикистане*. Вып. XXII. С. 161—194.
- Ранов В. А., Додонов А. Е., Ломов С. П. и др. (1987). Кульдара — новый нижнепалеолитический памятник Южного Таджикистана. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода*. № 56. С. 65—75.
- Ранов В. А., Каримова Г. Р. (2005). Каменный век Афганско-Таджикской депрессии. Душанбе: Деваштич. 252 с.
- Ранов В. А., Шефер Й. (2000). Лёссовый палеолит. *Археология, этнография и антропология Евразии*. № 2. С. 20—32.
- Розанов Б. Г. (2004). Морфология почв: учебник для высшей школы. М.: Академический проект. 432 с.
- Смоликова Л. (1969) Погребенные почвы в лёссах, полигенез погребенных почв. В сб.: *Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы*. Москва: ВИНТИ. С. 182—187.
- Сосин П. М., Шефер Й., Турзина Т. В., Ранов В. А. (2015). Палеопочвы разреза Хонако-3 (геохронология, строение, состав). В сб.: *Возвращение к истокам: сб. памяти выдающегося археолога В. А. Ранова*. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН. С. 57—67.
- Токарева О. А., Лебедева М. П., Сосин П. М. и др. (2024). Строение и свойства палеопочв позднего плейстоцена лёссово-почвенного разреза Оби-Мазар (Таджикистан). *Известия РАН. Серия географическая*. Т. 88. № 2. С. 176-195. <https://doi.org/10.31857/S2587556624020067>
- Худжагелдиев Т. (2012). Палеолитические стоянки в лёссово-почвенном разрезе Хонако (Ховалингский район). *Наследие предков*. № 15. С. 108—118.
- Худжагелдиев Т. У., Колобова К. А., Шнайдер С. В., Кривошапкин А. И. (2019) Первое свидетельство бифасиальной технологии в среднем палеолите Таджикистана. *Stratum Plus. Археология и культурная антропология*. № 1. С. 265—277.
- Alken P., Thébault E., Beggan C. D. et al. (2021). International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. *Earth, Planets Space*. V. 73. № 1. P. 49. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>
- Anoikin A., Sosin P., Rybalko A. et al. (2023). Lakhuti-IV — A new site of the early Palaeolithic in Central Asia (Tajikistan). *Archaeological Research in Asia*. V. 35. P. 100466. <https://doi.org/10.1016/j.ara.2023.100466>
- Bronger A. (2003). Correlation of loess-paleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history. *Quat. Int.* V. 106—107. P. 11—31.
- Cohen K. M., Gibbard P. L. (2019). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500. *Quat. Int.* V. 500. P. 20—31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.009>
- Ding Z. L., Ranov V. A., Yang S. L. et al. (2002). The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 200. P. 387—400. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00637-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00637-4)
- Dodonov A. E., Baiguzina L. L. (1995). Loess stratigraphy of Central Asia: Palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects. *Quat. Sci. Rev.* V. 14. Iss. 7—8. P. 707—720. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00054-2](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00054-2)
- Dodonov A. E., Sadchikova T. A., Sedov S. N. et al. (2006). Multidisciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, Southern Tajikistan. *Quat. Int.* V. 152—153. P. 48—58.
- Enkin R. J. (1994). A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 16 p.
- Field book for describing and sampling soils. (2012). Schoeneberger P. J., Wysocki D. A., Benham E. C. (Eds.). Government Printing Office. 300 p.
- Fisher R. A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*. V. 217. P. 295—305.
- Forster Th., Heller F. (1994). Loess deposits from the Tajik depression (Central Asia): Magnetic properties and palaeoclimate. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 128. P. 501—512.
- Frechen M., Dodonov A. E. (1998). Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene in Tadjikistan. *Int. J. Earth Sci.* V. 87. Iss. 1. P. 2—20. <https://doi.org/10.1007/s005310050185>

- IUSS Working Group WRB. (2022). World Reference Base for Soil Resources. *International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th edition*. International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria.
- Kirschvink J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Int.* V. 62. P. 699–718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>
- Kulakova E. P., Kurbanov R. N. (2023). First paleomagnetic data on the Matuyama-Brunhes transition in the loess-paleosol series of Tajikistan. In: Kosterov A., Lyskova E., Mironova I. et al. (Eds.). *Problems of Geocosmos-2022. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences*. Springer, Cham. P. 67–84. https://doi.org/10.1007/978-3-031-40728-4_6
- Lisiecki L. E., Raymo M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*. V. 20. PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Liu Q., Jin C., Hu P. et al. (2015). Magnetostratigraphy of Chinese loess-paleosol sequences. *Earth-Sci. Rev.* V. 150. P. 139–167. <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2015.07.009>
- Maher B. A., Taylor R. M. (1988). Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature*. V. 336. P. 368–371. <https://doi.org/10.1038/336368a0>
- Muhs D. R. (2013). Loess and its geomorphic, stratigraphic, and paleoclimatic significance in the Quaternary. In: Shroder J. (Ed. in Chief), Lancaster N., Sherman D.J., Baas A.C.W. (Eds.) *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA. V. 11. Aeolian Geomorphology. P. 149–183.
- Nazarov P., Zhongshan S., Mamadjanov Y., Sajid Z. (2020). Loess deposits in southern Tajikistan (Central Asia): Magnetic properties and paleoclimate. *Quat. Geochronology*. V. 60. P. 101114. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2020.101114>
- Ranov V. (1995). The “loessic palaeolithic” in South Tajikistan, Central Asia: Its industries, chronology and correlation. *Quat. Sci. Rev.* V. 14. Iss. 7–8. P. 731–745. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00055-0](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00055-0)
- Schafer J., Ranov V. A., Sosin P. M. (1998). The “cultural evolution” of Man and the chronostratigraphical background of changing environment in the loess paleosol sequences of Obi-Mazar and Khonako (Tajikistan). *Anthropology*. V. 36. P. 121–135.
- Smalley I. J., Marković S. B., Svircev Z. (2011). Loess is almost totally formed by the accumulation of dust. *Quat. Int.* V. 240. P. 4–11.
- Spassov S., Heller F., Evans M. E. et al. (2003). A lock-in model for the complex Matuyama-Brunhes boundary record of the loess/palaeosol sequence at Lingtai (Central Chinese Loess Plateau). *Geophys. J. Int.* V. 155. P. 350–366.
- Tauxe L. (2010). *Essentials of paleomagnetism*. Berkeley: University of California Press. 489 p.
- Valet J.-P., Meynadier L., Guyodo Y. (2005). Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years. *Nature*. V. 435. P. 802–805. <https://doi.org/10.1038/nature03674>
- Zhou L. P., Shackleton N. J. (1999). Misleading positions of geomagnetic reversal boundaries in Eurasian loess and implications for correlation between continental and marine sedimentary sequences. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 168. Iss. 1-2. P. 117–130. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00052-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00052-7)
- Zhou W., Beck J. W., Kong X. et al. (2014). Timing of the Brunhes-Matuyama magnetic polarity reversal in Chinese loess using ^{10}Be . *Geology*. V. 42. Iss. 6. P. 467–470. <https://doi.org/10.1130/G35443.1>

STRATIGRAPHY AND GEOCHRONOLOGY OF THE KULDARA EARLY PALEOLITHIC SITE (TAJIKISTAN)¹

E. P. Kulakova^{a,b,#}, A. A. Anoinin^b, T. U. Khudjageldiev^c, P. M. Sosin^d, O. A. Tokareva^{b,e},
A. Ch. Karayev^c, A. G. Rybalko^b, and R. N. Kurbanov^{b,e,f}

^a Shmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

^b Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

^c Donish Institute of History, Archaeology and Ethnography NAST, Dushanbe, Tajikistan

^d Institute of Water Problems, Hydropower and Ecology NAST, Dushanbe, Tajikistan

^e Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

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

[#] E-mail: ek.kula@yandex.ru

The Kuldara site, situated near the Khovaling loess plateau in Southern Tajikistan, stands as the most ancient stratified site of the Early Paleolithic in Central Asia. Here, at the end of the 20th century, stone

¹ For citation: Kulakova E. P., Anoinin A. A., Khudjageldiev T. U. et al. (2024). Stratigraphy and geochronology of the Kuldara Early Paleolithic Site (Tajikistan). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 2. P. 86–107. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924020047>; <https://elibrary.ru/PNYKXZ>

tools were discovered in pedocomplexes 11 and 12, with an estimated age of ~0.9 million years according to geological data. This discovery marked the archaeological materials from Kuldara as evidence of the earliest penetration of ancient people into the southeastern regions of Central Asia. However, despite the significant importance of the site in understanding the conditions and chronology of the initial settlement in the region, a chronostratigraphic study of the complete section of loess-paleosol series at the site had never been conducted before. Consequently, the regional correlation of this monument was critically challenging. We present the results of a comprehensive study of the stratigraphic sequence of the Kuldara section from modern soil to pedocomplex 11 on the cliff of the eastern bank of the same-named stream. We conducted soil description and detailed paleomagnetic research, measured magnetic susceptibility and its frequency dependence, and carried out archaeological work. Based on the obtained data, we performed, for the first time, a correlation with the oxygen isotope scale of the World Ocean, allowing us to estimate the age of the exposed pedocomplexes and identify significant erosion events in the upper part of the section. As a result of the archaeological work conducted, a collection of stone tools was obtained from pedocomplexes 4, 5, 6, and 10. These artifacts indicate the regular presence of ancient people at the site after the initial episode of settlement around ~0.9 million years ago, and the conducted chronostratigraphic correlation enables a more precise estimation of the timing of individual stages of this presence.

Keywords: loessic Palaeolithic, loess-paleosol sequences, paleomagnetism, magnetic susceptibility, geoarchaeology

ACKNOWLEDGMENTS

The authors express their gratitude to the leadership of the National Academy of Sciences of Tajikistan, vice-President of NAST, corresponding member of NAST A.S. Saidov; director of the Donish Institute of History, Archaeology and Ethnography of NAST Prof. N.K. Ubaidullo, deputy director of the National Museum of Tajikistan Dr. S. Khojaev, director of IAET SB RAS, corresponding member of RAS A. I. Krivoshapkin for their comprehensive support in conducting the research, and to Dr. J.-P. Buylaert, head of the THOCA project, and Prof. A.S. Murray for their participation in the discussion of the results. The study was supported by the Russian Science Foundation (project 22-18-00568).

REFERENCES

- Alken P., Thébault E., Beggan C. D. et al. (2021). International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. *Earth, Planets Space*. V. 73. № 1. P. 49. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>
- Anoikin A., Sosin P., Rybalko A. et al. (2023). Lakhuti-IV — A new site of the early Palaeolithic in Central Asia (Tajikistan). *Archaeological Res. in Asia*. V. 35. P. 100466. <https://doi.org/10.1016/j.ara.2023.100466>
- Anoikin A. A., A. G. Rybalko, Khudjageldiev T. U. et al. (2023). Lakhuti-IV: A New Site of the Loessic Paleolithic in Tajikistan. *Arkheologiya, etnografiya i antropologiya Yevrazii*. Iss. 51. № 2. P. 3—13. <https://doi.org/10.17746/1563-0110.2023.51.2.003-013>
- Bolshakov V. A. (2006). Correlation of continental and deep-sea deposits of the Pleistocene: a statement of the question and some problems. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. № 4. P. 16—28. (in Russ.)
- Bronger A. (2003). Correlation of loess-paleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history. *Quat. Int.* V. 106—107. P. 11—31.
- Cohen K. M., Gibbard P. L. (2019). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 Q1-500. *Quat. Int.* V. 500. P. 20—31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.009>
- Ding Z. L., Ranov V. A., Yang S. L. et al. (2002). The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 200. P. 387—400. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00637-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00637-4)
- Dodonov A. E. (2002). Chetvertichnyi period Srednei Azii: stratigrafiya, korrelyatsiya, paleogeografiya (Quaternary period of Central Asia: stratigraphy, correlation, paleogeography). Moscow: GEOS (Publ.). 250 p. (in Russ.)
- Dodonov A. E., Baiguzina L. L. (1995). Loess stratigraphy of Central Asia: Palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects. *Quat. Sci. Rev.* V. 14. Iss. 7—8. P. 707—720. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00054-2](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00054-2)
- Dodonov A. E., Penkov A. V. (1977). Some data on the stratigraphy of watershed loess in the Tajik Depression (Southern Tajikistan). *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda AN SSSR*. № 47b. P. 67—76. (in Russ.)
- Dodonov A. E., Sadchikova T. A., Sedov S. N. et al. (2006). Multidisciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, Southern Tajikistan. *Quat. Int.* V. 152—153. P. 48—58.
- Enkin R. J. (1994). A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 16 p.
- Field book for describing and sampling soils. (2012). Schoeneberger P. J., Wysocki D. A., Benham E. C. (Eds.). Government Printing Office. 300 p.
- Fisher R. A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*. V. 217. P. 295—305.

- Forster Th., Heller F. (1994). Loess deposits from the Tajik depression (Central Asia): Magnetic properties and palaeoclimate. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 128. P. 501—512.
- Frechen M., Dodonov A. E. (1998). Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene in Tadjikistan. *Int. J. Earth Sci.* V. 87. Iss. 1. P. 2—20. <https://doi.org/10.1007/s005310050185>
- Gladilin V. N., Sitliviy V. I. (1992). Ashel' Tsentral'noi Evropy (Acheulean of Central Europe). Kiev: Naukova dumka (Publ.). 267 p. (in Russ.)
- IUSS Working Group WRB. (2022). World Reference Base for Soil Resources. *International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th edition.* International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria.
- Khudjageldiev T. (2012). Palaeolithic sites in the loess-paleosol section of Khonako (Khovaling district). *Nasledie predkov.* № 15. P. 108—118. (in Russ.)
- Khudjageldiev T. U., Kolobova K. A., Schnaider S. V., Krivoshapkin A. I. (2019). First evidence of bifacial technology in the Middle Palaeolithic of Tajikistan. *Stratum Plus: Arkheologiya i kul'turnaya antropologiya.* № 1. P. 265—277. (in Russ.)
- Kirschvink J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Int.* V. 62. P. 699—718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>
- Kulakova E. P., Kurbanov R. N. (2023). First paleomagnetic data on the Matuyama-Brunhes transition in the loess-paleosol series of Tajikistan. In: Kosterov A., Lyskova E., Mironova I. et al. (Eds.). *Problems of Geocosmos-2022. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences.* Springer, Cham. P. 67—84. https://doi.org/10.1007/978-3-031-40728-4_6
- Laukhin S. A., Ranov V. A., Vlasov V. K. et al. (2004). Radiothermoluminescence dating of the Pleistocene of Southern Tajikistan. *Arkheologicheskie raboty v Tadjikistane.* Iss. XXIX. P. 36—66. (in Russ.)
- Lisiecki L. E., Raymo M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography.* V. 20. PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Liu Q., Jin C., Hu P. et al. (2015). Magnetostratigraphy of Chinese loess-paleosol sequences. *Earth-Sci. Rev.* V. 150. P. 139—167. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.07.009>
- Lomov S. P., Ranov V. A. (1984). Buried soils of Tajikistan and the distribution of Paleolithic tools in them. *Pochvovedenie.* № 4. P. 21—30. (in Russ.)
- Maher B. A., Taylor R. M. (1988). Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature.* V. 336. P. 368—371. <https://doi.org/10.1038/336368a0>
- Muhs D. R. (2013). Loess and its geomorphic, stratigraphic, and paleoclimatic significance in the Quaternary. In: *Shroder, J. (Ed. in Chief), Lancaster, N., Sherman, D. J., Baas, A. C. W. (Eds.). Treatise on Geomorphology.* Academic Press, San Diego, CA. V. 11. Aeolian Geomorphology. P. 149—183.
- Nazarov P., Zhongshan S., Mamadjanov Y., Sajid Z. (2020). Loess deposits in southern Tajikistan (Central Asia): Magnetic properties and paleoclimate. *Quat. Geochronology.* V. 60. P. 101114. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2020.101114>
- Penkov A. V., Gamov L. N. (1980). Paleomagnetic benchmarks in the Pliocene-Quaternary strata of Southern Tajikistan. In: *Granitsa neogena i chetvertichnoi sistemy.* M.: Nauka (Publ.). P. 184—189. (in Russ.)
- Ranov V. (1995). The “loessic palaeolithic” in South Tadjikistan, Central Asia: Its industries, chronology and correlation. *Quat. Sci. Rev.* V. 14. Iss. 7—8. P. 731—745. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00055-0](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00055-0)
- Ranov V. A. (1988). Works of the Stone Age study group in 1981. *Arkheologicheskie raboty v Tadjikistane.* Vol. XXI. P. 201—233. (in Russ.)
- Ranov V. A. (1991). Works of the Stone Age study group in 1983. *Arkheologicheskie raboty v Tadjikistane.* Vol. XXIII. P. 116—142. (in Russ.)
- Ranov V. A. (2000). Loess-paleosol formation of Southern Tajikistan and Loess Palaeolithic. *Arkheologicheskie raboty v Tadjikistane.* Vol. XXVII. P. 21—49. (in Russ.)
- Ranov V. A., Amosova A. G. (1990). Works of the Stone Age study group in 1982. *Arkheologicheskie raboty v Tadjikistane.* V. XXII. P. 161—194. (in Russ.)
- Ranov V. A., Dodonov A. E., Lomov S. P. et al. (1987). Kuldara — a new Early Palaeolithic site in Southern Tajikistan. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda.* № 56. P. 65—75. (in Russ.)
- Ranov V. A., Karimova G. R. (2005). Stone age of the Afghan-Tajik Depression. Dushanbe: Devashtich (Publ.). 252 p. (in Russ.)
- Ranov V. A., Schaefer J. (2000). Loess Palaeolithic. *Arkheologiya, etnografiya i antropologiya Evrazii.* № 2. P. 20—32. (in Russ.)
- Rozaanov B. G. (2004). Morphology of soils: a textbook for higher education. Moscow: Akademicheskii proekt (Publ.). 432 p. (in Russ.)
- Schafer J., Ranov V. A., Sosin P. M. (1998). The “cultural evolution” of Man and the chronostratigraphical background of changing environment in the loess paleosol sequences of Obi-Mazar and Khonako (Tajikistan). *Antropology.* V. 36. P. 121—135.
- Smalley I. J., Marković S. B., Svircev Z. (2011). Loess is almost totally formed by the accumulation of dust. *Quat. Int.* V. 240. P. 4—11.
- Smolikova L. (1969). Buried soils in loess, polygenesis of buried soils. In: *Less — periglyatsial — paleolit na territorii Srednei i Vostochnoi Evropy.* Moscow: VINITI (Publ.). P. 182—187. (in Russ.)
- Soil survey. (1959). Moscow, V. V. Dokuchaev Soil Science Institute. 346 p. (in Russ.)
- Sosin P. M., Shefer Y., Tursova T. V., Ranov V. A. (2015). Paleosols of Khonako-3 (geochronology, structure, composition). In: *Coming back to beginnings: In memory of an outstanding archaeologist Vadim Ranov.* Novosibirsk: Publishing Department of Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS. P. 57—67. (in Russ.)
- Spassov S., Heller F., Evans M. E. et al. (2003). A lock-in model for the complex Matuyama-Brunhes boundary record of the loess/paleosol sequence at Lingtai (Central Chinese Loess Plateau). *Geophys. J. Int.* V. 155. P. 350—366.

- Tauxe L. (2010). *Essentials of paleomagnetism*. Berkeley: University of California Press. 489 p.
- Tokareva O. A., Lebedeva M. P., Sosin P. M. et al. (2024). Structure and properties of Late Pleistocene paleosols of the loess-paleosol section of Obi-Mazar (Tajikistan). *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. V. 88. № 2. С. 176–195. <https://doi.org/10.31857/S2587556624020067>.
- Valet J.-P., Meynadier L., Guyodo Y. (2005). Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years. *Nature*. V. 435. P. 802–805. <https://doi.org/10.1038/nature03674>
- Zhou L. P., Shackleton N. J. (1999). Misleading positions of geomagnetic reversal boundaries in Eurasian loess and implications for correlation between continental and marine sedimentary sequences. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 168. Iss. 1-2. P. 117–130. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00052-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00052-7)
- Zhou W., Beck J. W., Kong X. et al. (2014). Timing of the Brunhes–Matuyama magnetic polarity reversal in Chinese loess using ^{10}Be . *Geology*. V. 42. Iss. 6. P. 467–470. <https://doi.org/10.1130/G35443.1>

УДК 551.44(–925.15)

ПЕЩЕРЫ В СЛАБОКАРСТУЮЩИХСЯ ПОРОДАХ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ: МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ[#]

© 2024 г. А. А. Булычов^{1*}¹Институт геологии и минералогии имени академика В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*E-mail: bulychovanatoli@yandex.ru

Поступила в редакцию 30.03.2023 г.

После доработки 19.08.2023 г.

Принята к публикации 28.03.2024 г.

Помимо многочисленных подземных полостей, связанных с процессами растворения карбонатных пород, в пределах Алтае-Саянской горной области имеется целый ряд пещер, развитых в некарстующихся и слабокарстующихся породах. Среди них своими размерами выделяются пещеры конгломератовой нарвской толщи Баджейского массива (Восточный Саян, Манский прогиб). Самыми выдающимися пещерами здесь являются Большая Орешная, Дудинская и Баджейская, длина составляет более 50 км, 35 км и 10 км соответственно. Известняки среднегорья Алтая часто контактируют с эффузивными и интрузивными породами и изменены в пределах контактовых зон метаморфизма до плотных мраморизованных пород, что делает невозможным протекание карстовых процессов. Тем не менее в мраморизованных известняках нижнего кембрия каянчинской свиты Горного Алтая развиты крупные пещеры Алтайская и Кёк-Таш общей протяженностью 4.7 и 3.2 км соответственно.

Детальное картографирование пещер, развитых в некарстующихся и слабокарстующихся породах, показало их тесную пространственную связь с системами новейших разрывных нарушений. В пещерах по зонам разломов обнаружены признаки повсеместной аргиллизации (изменение исходного вещества гидротермальными процессами и замещение его новообразованными глинистыми минералами). Предлагаемый нами механизм формирования пещер в некарстующихся и слабокарстующихся породах сводится к выносу грунтовыми водами аргиллизированного гидротермальными процессами по зонам разломов субстрата без существенного участия растворения (карстовых процессов). Это роднит данный механизм с хорошо известным процессом “глинистого карста”, связанного с суффозией в глинистых породах. Отличие сводится к развитию изученных нами форм и процессов в аргиллизированных разломных зонах, а не в глинистых толщах.

Ключевые слова: спелеогенез, плотность трещиноватости, структурный анализ, разломы, приразломная аргиллизация, цифровое картографирование, сейсмoeлектрические измерения

DOI: 10.31857/S2949178924020057, EDN: PNWOME

ВВЕДЕНИЕ

Морфологии и генезис пещер карстового происхождения достаточно хорошо изучены (Цыкин, 1985; Маринин, 1990; Климчук, 2009), при этом считается, что пещеры в слабокарстующихся породах (конгломератах и мраморизованных известняках) редки, незначительны и механизм их формирования до конца неясен (Lipar, Ferk, 2022). Ранее предполагалось, что крупные конгломератовые

пещеры нарвской толщи (Геологическая карта..., 1962) Восточного Саяна образовались благодаря карбонатной составляющей матрикса пород и высокой пористости (Цыкин, 1990). Однако в последние 30 лет спелеологи обнаружили, что пещеры длиннее втрое, чем это считалось ранее, благодаря их продолжению в зонах дробления с некарбонатными обломками. Установлено, что в данных пещерах глинистые отложения кольматируют трещины и поры, блокируя разгрузку, тем не менее подземная гидросеть без задержек выносит воду с глинистым материалом из пещер по зонам разломов (Boulytchov, 1999). Спелеогенез, обусловленный дизъюнктивными нарушениями, отражается в рельефе дневной поверхности. Породы нарвской конгломератовой толщи распространены

[#] Ссылка для цитирования: Булычов А. А. (2024). Пещеры в слабокарстующихся породах Алтае-Саянской горной области: механизм формирования и морфология. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 2. С. 108–125; <https://doi.org/10.31857/S2949178924020057>; <https://elibrary.ru/PNWOME>

на площади 132 км², но только на участке 36 км² обнаружены незначительные приповерхностные полости. При этом на данной территории изучены пещеры-гиганты (рис. 1), представляющие собой природный феномен, приуроченный к областям повышенной неотектонической раздробленности.

На Горном Алтае известняковый карст известен на Тегерецком, Теректинском, Сумульгинском хребтах (Максимов, 1993а). На хребте Иолго наиболее значимые пещеры Туткушская, Каракокшинская, Большая Медведица, Кат-Шу, Жёлтый Бантик, на Семинском хребте — пещеры Алтайская, Кёк-Таш,

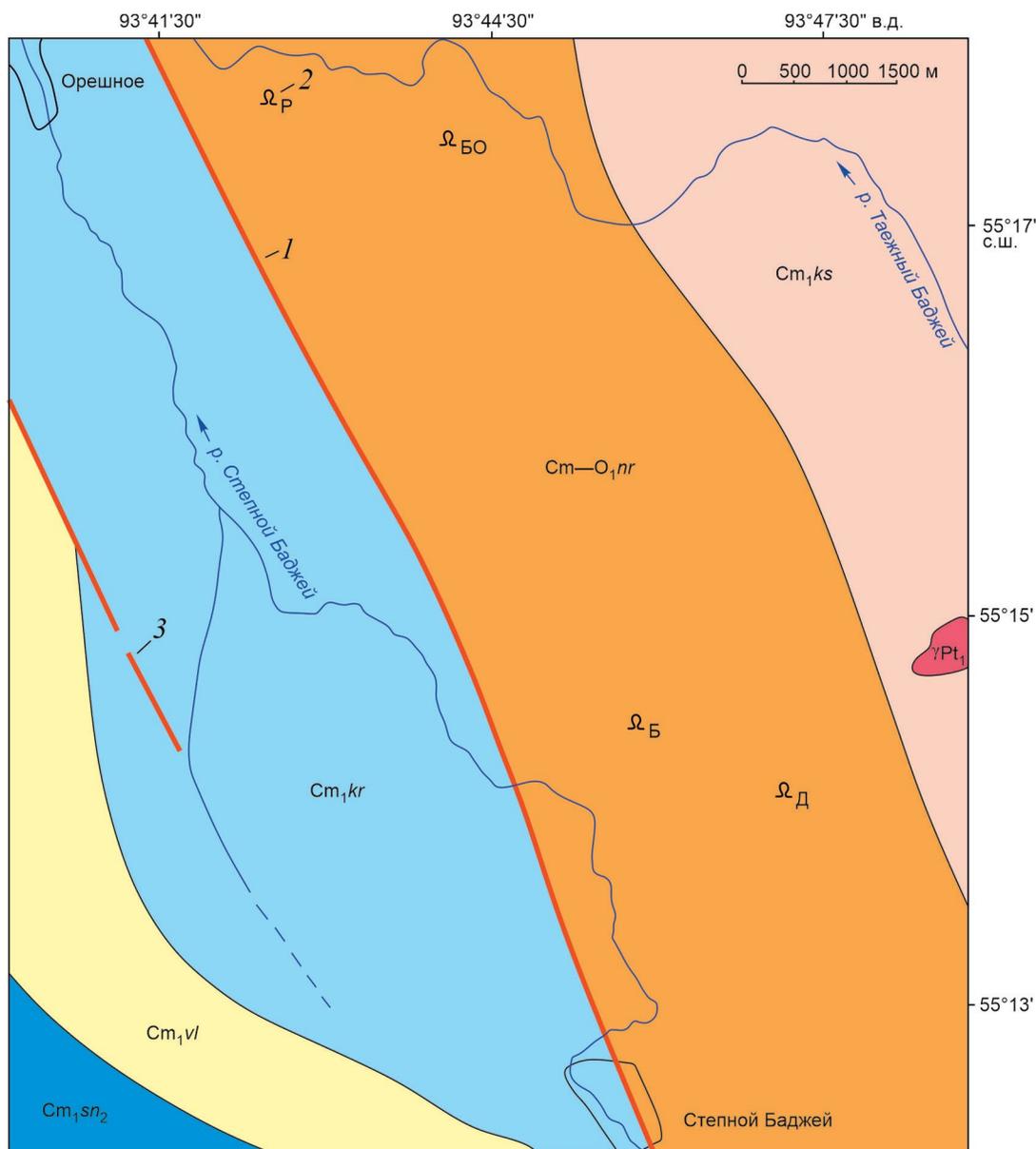


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема Баджейского участка.

Cm_1sn_2 — синерская подсвита, массивные доломиты; Cm_1vl — свита Выезжего лога, глинистые сланцы; Cm_1kr — крольская свита, доломиты; Cm_3-O_1nr — нарвская конгломератовая толща, известковисто-глинистые конгломераты, валуны-доломиты, галька-кварцевый кремль; Cm_1ks — койская свита, кварцевые песчаники; vPt_1 — микроклиновые гранито-гнейсы; 1 — разломы; 2 — пещеры (Р — Ручейная, БО — Большая Орешная, Б — Баджейская, Д — Дудинская); 3 — предполагаемые разломы.

Fig. 1. Geological-tectonic scheme of Badzheiskii site.

Cm_1sn_2 — sinerskaya subsuite, massive dolomites; Cm_1vl — suite of Vyezshii Log, clayey shales; Cm_1kr — krol'skaya suite, dolomites; Cm_3-O_1nr — narva conglomerate sequence, calcareous-clayey conglomerates, boulders-dolomites, pebbles-quartz flint; Cm_1ks — koiskaya suite, quartz sandstones; vPt_1 — microcline granite-gneisses; 1 — faults; 2 — caves (R — Rucheinaya, BO — Big Oreshnaya, B — Badzheiskaya, D — Dudinskaya); 3 — assumed faults.

Геофизическая, СОАНтехническая, Дуэт (Максимов, 1993б).

Развитие карста на Горном Алтае происходит в районах древнего магматизма, который замедляет карстогенез, так как изменяет состав прилегающих карбонатных пород за счет метаморфизма (Михайлов, 1961). Измененные карбонатные породы имеют мелкозернистую структуру, что исключает или затрудняет протекание карстовых процессов (Гвоздецкий, 1954). Но, несмотря на это, известен ряд крупных пещер (Кёк-Таш, Алтайская) в слабокарстующихся мраморизованных известняках нижнего кембрия (Геологическая карта..., 1977), развитие которых по нашим наблюдениям приурочено к областям интенсивных неотектонических разрывных дислокаций.

Целью данного исследования является доказательство ведущего значения тектонического фактора в формировании крупнейших пещер в слабокарстующихся породах Алтае-Саянской горной области, так как к разрывным зонам приурочена гипогенная активность. Нами предложен механизм формирования полостей, основанный на хорошо изученном феномене приразломной аргиллизации (Волостных, 1972). Мы выделяем 3 этапа: а) формирование зоны дробления, б) проработка гидротермами (аргиллизация), в процессе которого формируются объемные полости, не связанные с поверхностью (замкнутая система), в) вынос аргиллита грунтовыми водами.

Разработанная концепция позволила прогнозировать и совершать открытия новых полостей в некарстующихся породах в зонах новейших разломов, прослеженных геофизическими методами.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При изучении пещер проводилось выявление линейных структур: высоких, протяженных, прямолинейных пещерных галерей, заложенных по крупным раскрытым тектоническим нарушениям. Линейные структуры имеют вертикальные или почти отвесные стены с признаками зеркал скольжения или без таковых из-за эрозии дренирующими водотоками. Выявлялись сопутствующие зоны дробления, брекчии и выдвигалось предположение их тектонического происхождения. Высота достижимой части разломов определялась измерениями после стенных восхождений с применением альпинистской техники и картографированием с помощью лазерной съемки, где это представлялось возможным. Для более детального выявления систем разломов оказалось необходимо инструментальное картографирование. Некоторые современные методы картографиро-

вания пещер (Kemper, Bauer, 2017; Mitchell, 2017) и визуализации поверхности (Hellstrom, 2017) оказались либо слишком дорогими, либо трудоемкими. В наших подземных измерениях мы остановились на применении лазера Leica HDS7000. На поверхности выявлялись участки повышенной плотности трещиноватости (Каждан, Гуськов, 1990), а для верификации использовались аэрофотоснимки с их последующей инструментальной обработкой (Катаев, 1999). Использовалась программа Survex-Win 32 компании Inkscape (Golicz, 2017) для обработки изображений; в программе "therion" применены расширения .3D, .loch, .ashx. По данным структурного анализа массива (Катаев, 1999) в полевых условиях измерялся и рассчитывался параметр трещинной пустотности.

На поверхности проводилось структурно-тектоническое профилирование (Катаев, 1999), основанное на предположении (Апродов, 1952) о волновой природе плотностного распределения трещиноватости, что объясняется эффектом отражения естественных полей упругих волн от поверхностей границ раздела сред и появлением "стоячих" волн, в кучностях которых развивается более интенсивная трещиноватость, а между ними сохраняется относительно плотная порода. Исходными данными являлись результаты полевых измерений расстояний между трещинами, фиксированными в обнажениях горных пород и в вырытых шурфах по линии профиля. Результаты обработки измерений с помощью математической статистики (Мягков, 1984) представлены на графиках линейных аппроксимаций наблюдений по профилю исследования в виде корреляционных функций и энергетических спектров. Для усиления значения периодической составляющей использовался метод, основанный на оценке спектральной плотности дисперсии при равном расстоянии между точками наблюдения, получаемой в результате разложения в ряд Фурье корреляционной функции (Каждан, Гуськов, 1990). Из-за недостаточной обнаженности расстояния между точками замеров иногда не равны, поэтому спектральная плотность дисперсии заменялась кусочно-линейным энергетическим спектром. Для осреднения кусочно-линейной функции использовался метод аппроксимации полиномом 8 степени. Из полезной гармонической составляющей энергетического спектра вычитаются значения случайной составляющей фона, имеющие бета-распределение Фишера, для которого оценивается математическое ожидание и стандартное отклонение для проверки принадлежности пиков спектра к случайной составляющей. По энергетическим спектрам амплитуд

выявлялись зоны повышенной плотности трещиноватости по профилям массива.

Для обнаружения близко расположенных к поверхности (3—20 м) полостей применялись геофизические методы, включающие электро- и сейсморазведку (Cardarelli et al., 2010). Мы применили комбинацию обоих методов в одном эксперименте: провели сейсмо-электрические (Boulytchov, 2000; Sorokina, Boulytchov, 2001) измерения на поверхности на относительно горизонтальных участках. Следует отметить, что в полевом эксперименте по методу сейсмоэлектрического эффекта необходим источник упругих волн, эквивалентный энергии 100 кг заостренной “болванки”, падающей с высоты 1.5 м. Обязательна специальная расстановка принимающих антенн электрического отклика для вычитания регулярных шумов, превышающих по амплитуде полезный сигнал (Mikhailov et al., 1997). Также немаловажно, чтобы граница в разрезе разделяла среды с отчетливо разными физическими свойствами.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ И ИЗУЧЕННОСТЬ

На спелеогенез Алтае-Саянской горной области влияют два основных фактора: литология пород и эрозионная расчлененность. Карстующиеся породы формировались в регионе в палеозое (Цыкин, 1990; Маринин, 1990), аргиллизированные породы и эрозионное расчленение территории происходили в кайнозое на фоне общего воздымания, вызванного неотектонической активизацией. Территория Алтае-Саянской горной области сложена породами преимущественно палеозойского и позднепротерозойского возраста, представленными интрузивными, осадочными или терригенно-эффузивными отложениями (Михайлов, 1961), которые нередко пронизаны интрузивными внедрениями гранитов. Карбонатные толщи осадочных пород сформированы плотными мраморизованными известняками, в меньшей степени мраморами и редко доломитами. Карстующиеся породы рассредоточены, их первичное горизонтальное залегание сильно нарушено. Карстификация (Максимович, 1963; Ford, Williams, 2007) карбонатных пород происходила в раннем и среднем кайнозое. На плейстоценовом этапе спелеогенеза ведущими факторами служили углубление эрозионных долин и развитие пещерных систем по тектоническим разломам, что демонстрируется в данной работе.

Основная фаза новейшего орогенеза приходится на плейстоцен, она продолжается до настоящего времени, что проявляется в высокой сейсмичности

территории с сосредоточением эпицентров землетрясений вдоль новейших разломов (Novikov, Sokol, 2007; Новиков и др., 2014, 2019). В процессе динамичных тектонических движений изменяются уровни базисов эрозии, что в свою очередь приводит к смещению гидродинамических зон в массивах горных пород и, как следствие, к образованию современных пещерных систем и подземных рек.

Район Манского прогиба (Восточный Саян) представляет собой часть крупного синклинория. Нарвская конгломератовая толща мощностью 800—1000 м кембрия—нижнего ордовика состоит из плотных доломитовых валунов, кремниевое-кварцевой гальки и известковисто-глинистого матрикса (Геологическая карта..., 1962). Локальный карстогенез Р. А. Цыкин связывал со структурой породы, состоящей из обломков и карбонатно-глинистого цемента, где “растворение любого из компонентов приводит к выборочной потере прочности” (Цыкин, 1990). Цемент породы имеет высокую степень пористости. Порода, слагающая валуны, мелкозернистая. Пласты конгломерата падают в юго-западном направлении с наклоном от 30—45°, иногда до 80°. В пещерах на глубинах 40—80 м по межпластовым трещинам заложены субгоризонтальные и слабонаклонные галереи, образуя выраженные два этажа. Присутствие бикарбоната кальция в водяном паре подтверждают многочисленные экссулаты: сферолиты, зерна, каменные цветы (Цыкин, 1985) и галерея кристаллов, глиняный пол которой устлан кристаллическими сноповидными агрегатами. В пещерах плювиал прослеживается по следам озерных уровней.

Из обзорной карты района пещер (Цыкин, 1990) видно, что преобладают низкогорья со слабо расчлененными широкими хребтами-нагорьями, разделенными друг от друга глубокими тектоногенными долинами. Широкие плоские водоразделы — реликты поверхности выравнивания. Морфология рельефа препятствует поверхностному дренажу и способствует прониканию поверхностных вод по зонам трещиноватости с разгрузкой в долины, разделяющие хребты. Входы в пещеры расположены на высотах 600—650 м, базис эрозии 250—280 м. Рельеф поверхности сформирован денудацией. Карст на склонах сильно задернован и слабо выражен на незначительных фрагментах выположенных поверхностей. Генезис пустот преимущественно тектоно-денудационный с накоплением суглинков и обломочного материала. Воды пещерных водотоков, эрозионная деятельность которых является основным фактором современной динамической системы пещеры, формируются за счет конденсации водяного пара и инфильтрации воды

с поверхности, поэтому Большая Орешная и Баджейская пещеры продолжают развиваться (в последние годы изучены новые системы и гроты, в которые 40 лет назад невозможно было попасть из-за их недостаточного сечения).

Постоянные водотоки с небольшим расходом (до 3.5 л/с) текут по суглинкам, но основные ручьи врезаны в коренные породы. Временные водотоки интенсивно эродированы в вертикальных разломах и трещинах. Постоянные небольшие озера образовались за счет кольматации дна гротов или галерей суглинком. Крупные озера расположены на нижних уровнях пещер, но стока их на поверхность не обнаружено. Морфология местности показывает, что Баджейская пещера была вскрыта нивально-эрозионным провалом (глубина 23 м) и развивалась первоначально на этом же уровне, в то время как Большая Орешная была вскрыта склоновой денудацией и развивалась одновременно на разных уровнях, как и Дудинская пещера, вскрытая раскопкой узости в гроте на склоне горы.

Современная сеть разломов, по которой развиваются пещеры в конгломератах нарвской толщи, была выявлена в результате наших исследований, и мы полагаем, что новейшая тектоника внесла решающий вклад в спелеогенез и сопутствующие гипогенные процессы в слабокарстующихся породах и обусловила размеры и пространственную (“решетчато-коробчатую”) геометрию полостей. В отличие от этого типично карстовые системы в карбонатах имеют трубчато-коридорную морфологию.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Работы в основном были сосредоточены на наиболее крупных пещерах в конгломератах и мраморизованных известняках Алтае-Саянской горной области.

Пещеры Большая Орешная, Баджейская, Дудинская заложены в конгломератах, имеющих сложную и неоднородную структуру (“решетчато-коробчатую”) по площади распространения и по глубине (Геологическая карта..., 1962). Конгломераты нарвской толщи дислоцированы разломами растяжения, являющимися оперяющимися структурами системообразующих разломов право-сдвигового кинематического типа (Новиков, 1998), имеют плотную сеть трещиноватости, местами прорываются микроклиновыми гранитами. Как правило, пещеры заложены на склонах с резкими изгибами горизонтальных линий, что можно проследить на орографических картах.

От главного входа пещера Большая Орешная имеет глубину 155 м (по фронтальной проекции).

Ниже этого уровня спелеологи погружались в сифон на 35 м. Самая высокая точка пещеры (система “Застрем”) находится на 44 м выше главного входа, поэтому амплитуда составляет 234 м. Общий объем пустот оценивается более чем в 400 000 м³. Параметр трещинной пустотности по замерам на плато в районе вершины горы оказался равным 0.1—0.2, что является аномально высоким значением. Все отдельные части и системы пещеры тщательно нанесены на карту и в общей сложности составляют более 50 км, но синтезировать их все в общую карту пока трудно (Boulytchov, 1999, рис. 2) из-за сложности трехмерного лабиринта и взаимных корреляций разных систем пещеры.

В глубинах пещеры Большой Орешной нами проведены наблюдения протяженных линейных структур со сводами, не достигаемыми освещению мощными фонарями, с признаками зеркал скольжения, что позволяет предположить их тектоническое (разломы 1—8, рис. 2) происхождение (углы наклона 90° и редко понижаются до 70°). Характер дизъюнктивного нарушения (сбросы) удалось выявить лишь в двух случаях (табл. 1), так как стены разломов эродированы и нередко покрыты натечной коркой. Разломы 1—8 не удалось проследить с поверхности из-за сильной задернованности склонов массива. Дизъюнктивное нарушение на ЮЗ схемы (на рис. 2 без номера) предположительно выделено посредством выявления зон повышенной плотности трещиноватости и по дешифрированию аэрофотоснимков. Благодаря этому прогнозу нами была открыта значительная система Сибирская (на рис. 3 показана синим цветом, основная часть пещеры — черным цветом).

Системы Сибирская, Лотос и “Стрем” отделены от основной части пещеры разломом Вертикаль (Bulychov, Sorokina, 2017) шириной до 20 м, который приводит к предвершинному плато, где заложена близлежащая к поверхности часть пещеры Большая Орешная. В результате обработки геофизических измерений предположены пустоты на глубинах 3—8 м, поэтому был преодолен глыбовый завал в системе “Стрем” снизу вверх и открыта система “Застрем”, которая оказалась очень близко к дневной поверхности (3—5 м), но полностью перекрыта валунами, сцементированными карбонатно-алевритовым матриксом.

Предположение о возможном продолжении пещеры по верхним горизонтам привело к поискам фрагментов древних поверхностей выравнивания вблизи вершины горы и в направлении значимой пещеры Ручейной, которая активно развивается в сторону

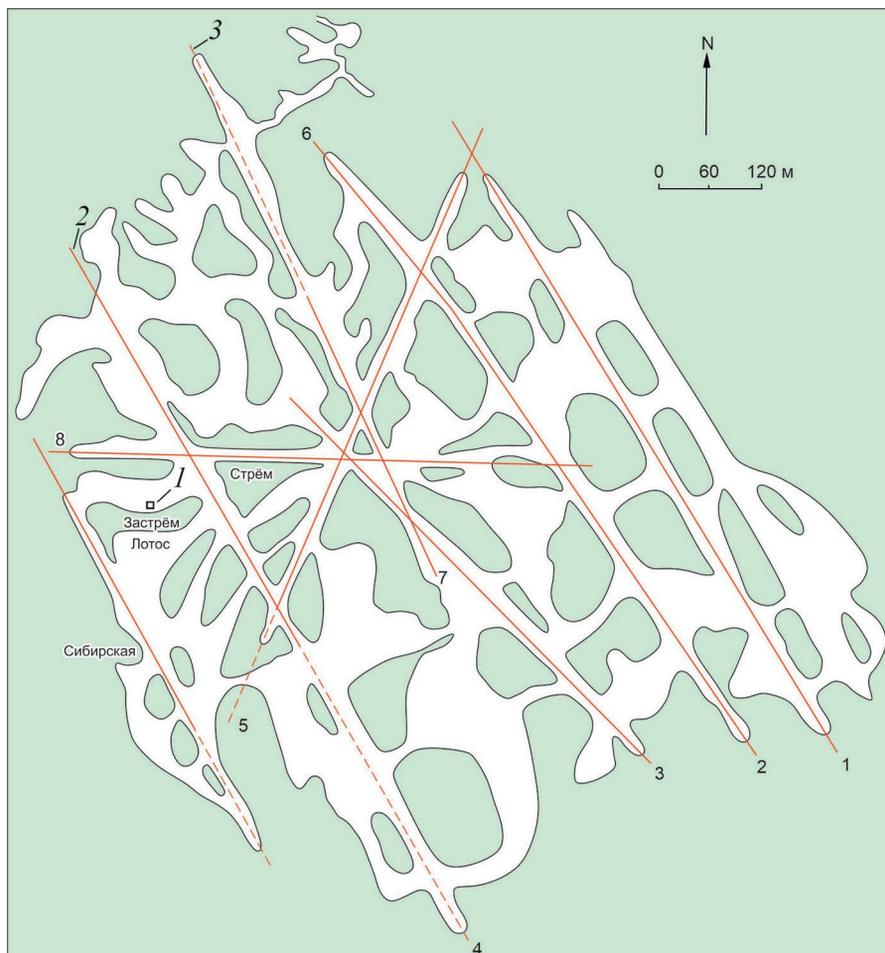


Рис. 2. Схема пещеры Большая Орешная и прослеженные разломы, по которым развита пещера. 1 – площадка геофизических измерений; 2 – разломы, их номера (названия в тексте) и соответствующие им линейные структуры пещеры; 3 – предполагаемые разломы; тонирование – массивы пород.

Fig. 2. Scheme of Big Oreshnaya cave and traced faults along which the cave is developed. 1 – geophysical measurement site; 2 – faults, their numbers (names in the text) and appropriate linear cave structures; 3 – assumed faults, toning – the rock massive.

Таблица 1. Параметры разломов, выявленных в глубинах пещеры Большая Орешная

Table 1. Parameters of faults identified in depths of Big Oreshnaya cave

Разломы: номер и название на рис. 2 и 3	Высота достижимой части: лазерная съемка, м / топосъемка после стенного восхождения, м	Прослеженная длина (суммарная), м	Прослеженная амплитуда сброса, м
1 Внеземная галактика	60 / 40	300	–
2 Озёрный	60 / 30	300	20
3 Каторжный	40 / 20	200	–
4 НГУ	30 / 20	400	–
5 Колокольный	40 / 20	200	–
6 Сурдовский	30 / 20	100	–
7 Проходной	30 / 20	200	–
8 Вертикаль	90 / 70	250	20

Большой Орешной. С помощью тщательного исследования на местности были выявлены локальные плато и зоны сгущения трещиноватости (возможно,

разломов, рис. 3). Отчетливо видно (рис. 3), что пещера Большая Орешная развита в блоке, ограниченном сетью разломов, что на топографической



Рис. 3. Выявленные разломы и привязка карты пещер Большой Орешной и Ручейной к дневной поверхности. 1 — площадка геофизических измерений; 2 — разломы, их номера (названия в тексте) и соответствующие им линейные структуры пещер; 3 — предполагаемые разломы; 4 — горизонтали с отметками высот; 5 — поверхности выравнивания; тонирование — массивы пород.

Fig. 3. Identified faults and the map binding of Big Oreshnaya and Rucheynaya caves to the surface. 1 — geophysical measurement site; 2 — faults, their numbers (names in the text) and appropriate linear cave structures; 3 — assumed faults; 4 — horizontal lines with elevation marks; 5 — alignment surfaces; toning — the rock massive.

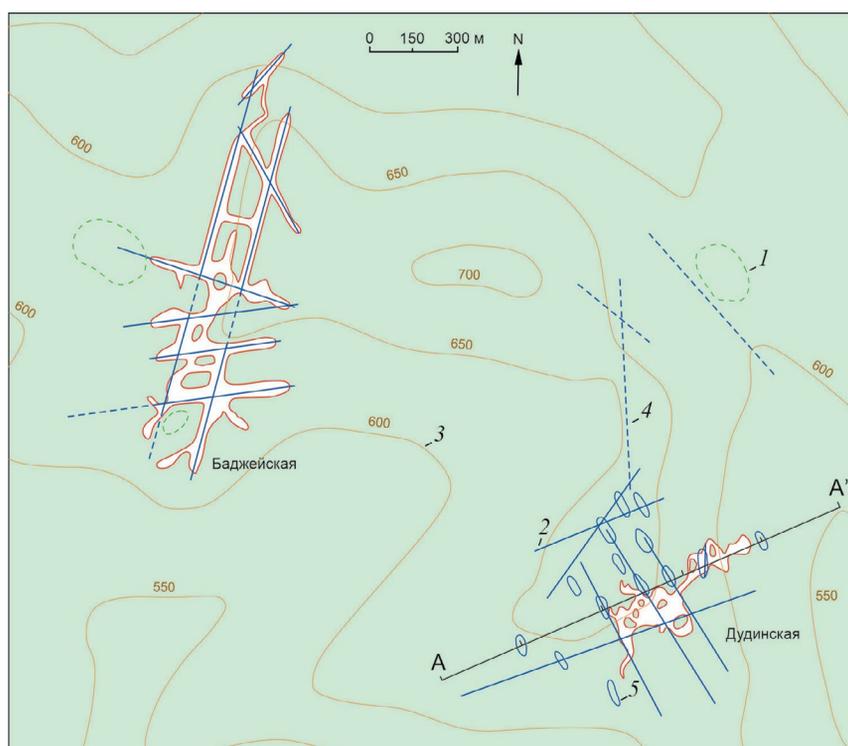


Рис. 4. Выявленные разломы и привязка пещер Баджейская и Дудинская к дневной поверхности. А—А' — профиль измерений трещиноватости; 1 — локальные плато; 2 — разломы; 3 — горизонтали с отметками высот; 4 — предполагаемые разломы; 5 — зоны повышенной плотности трещиноватости; тонирование — массивы пород.

Fig. 4. Identified faults and the binding of Badzheiskaya and Dudinskaya caves to the surface. А—А' — fractures measurements profile; 1 — local plateaus; 2 — faults; 3 — horizontal lines with elevation marks; 4 — assumed faults; 5 — zones of increased density of rock fracturing; toning — the rock massive.

карте показано резким изгибом горизонталей. Более того, удалось предположить, что разлом (или зоны высокой плотности трещиноватости) продолжают к западу от основного массива пещеры, где спелеологами пока ничего не обнаружено. Аналогичные наблюдения произведены на массиве Баджейской пещеры (рис. 4), в результате чего на пересечении дизъюнктивных нарушений была выявлена новая пещера Дудинская (оперативно отснято в 2022 г. более 35 км ходов с пропастями и “решетчато-коробчатым” лабиринтом).

Как продолжение исследования направлений простирания пещеры Дудинской было выполнено структурно-тектоническое профилирование по методике, описанной В. Н. Катаевым (Катаев, 1999), для чего произведены полевые замеры систем трещин на поверхности. В результате обработки кусочно-линейной функции распределения трещиноватости был построен и проанализирован энергетический спектр амплитуд плотности трещин. На графике полиномиального осреднения линейной плотности трещин по профилю А–А' (рис. 5) и на графике спектра амплитуд плотности трещин (рис. 6) отчетливо выделяются четыре пика гармоник на соответствующих пикетах 620, 740, 850 и 980 м, и менее отчетливо на пикетах 300 и 1280 м, при этом показаны привязки дизъюнктивных проявлений по профи-

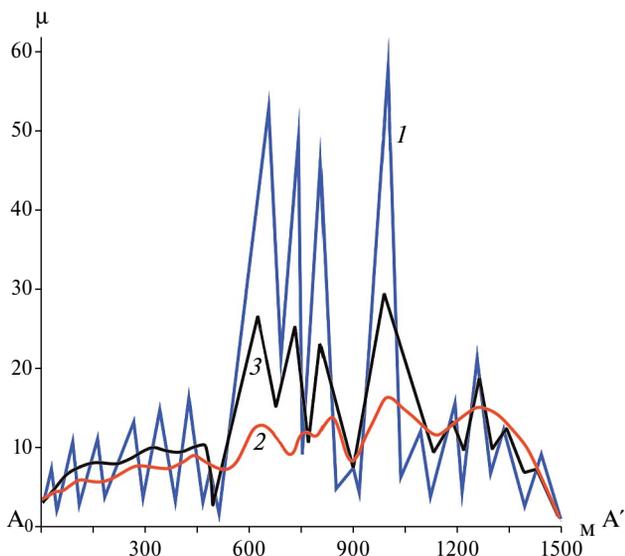


Рис. 5. Осреднение первичных данных по профилю А–А' на участке Дудинская пещера.

1 — исходная функция; 2 — полиномиальная; 3 — осреднение.

Fig. 5. Averaging of primary data along the А–А' profile at the Dudinskaya Cave site.

1 — original function; 2 — polynomial; 3 — averaging.

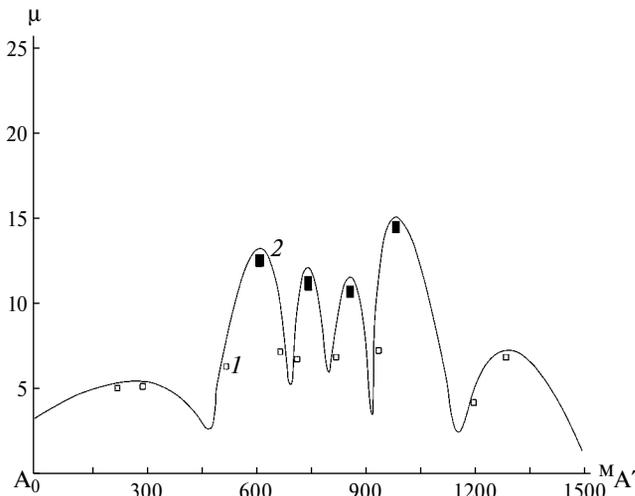


Рис. 6. Спектр распределения плотности трещин по профилю А–А' на участке Дудинская пещера. 1 — зоны дробления; 2 — зоны разломов.

Fig. 6. Fracture density distribution spectrum along the А–А' profile at the Dudinskaya cave site.

1 — fragmentation zones; 2 — fault zones.

лю наблюдений. Пиковые значения распределения тектонической трещиноватости, представленные на рис. 5 и рис. 6, соответствуют местоположению зон относительно повышенной плотности трещин, выявленных в массиве по профилю А–А' (рис. 4).

В результате анализа результатов структурно-тектонического профилирования были предсказаны направления продолжения пещеры Дудинской (на Ю и ССВ), что подтвердилось впоследствии прямыми спелео-прохождениями в пещере (рис. 7). Признаки дизъюнктивных нарушений центральной части пещеры проявляются в зонах дробления и линейных структурах, расположенных ближе к дневной поверхности, зато глубоко заложенные галереи развиты по отчетливым тектоническим разломам (1 — Стрела, 2 — Колокол, 3 — «тропа Хошимина»), не выявленным анализом данных с поверхности (рис. 7). Высота достижимой части разломов (либо посредством топосъемки после восхождений, либо лазерными измерениями) оказалась от 20 до 80 м, длина от 90 до 250 м, ширина от 0.5 до 5 м.

В нижних частях разломов “тропа Хошимина” (галерея Крокодила) в пещере Дудинской и НГУ в пещере Большой Орешной обнаружены признаки аргиллизации: светло-коричневые — желтоватые (палевые) аргиллиты, что соответствует наблюдениям (Разумова, 1977). Водородный показатель в пробе раствора, измеренный автономным рН-метром Ohaus ST300-B, оказался не выше значения 5.5. Аргиллиты оказались



Рис. 7. Разломы, выявленные внутри пещеры Дудинской, и привязка к поверхности.

1 — разломы, их номера (названия в тексте) и соответствующие им линейные структуры пещеры; 2 — горизонталы с отметками высот; тонирование — массивы пород.

Fig. 7. Faults identified inside the Dudinskaya cave, and a binding to the surface.

1 — faults, their numbers (names in the text) and appropriate linear cave structures; 2 — horizontal lines with elevation marks; toning — the rock massive.

по составу близки к иллит-сметиту (по результатам рентгенофазового анализа “Дрон-8”) с включениями SiO_2 и полевого шпата, размер зерен которых не более 0.02 мм (по результатам гранулометрии).

Процесс аригиллизации — это низкотемпературное гидротермальное слабокислотное выщелачивание по зонам тектонических нарушений (Разумова, 1977). При приближении к земной поверхности в связи с понижением температур и разбавлением гидротермальных растворов вадозными водами количество и активность щелочей постепенно убывает и, когда отношение K^+ и H^+ достигает низких значений, происходит гидротермальная глинизация (низкотемпературная аригиллизация) горных пород, т.е. низкотемпературное метасоматическое выщелачивание с образованием глинистых продуктов. Таким образом, интенсивность гидролиза возрастает от высокотемпературных стадий к низкотемпературным. При этом в новообразованных продуктах последовательно замещаются щелочные группы на гидроксильные. Степень “гидротермальности” метасоматоза выражается с помощью гидроксил-по-

казателя. Метасоматические процессы осуществляются наиболее интенсивно в породах, обладающих высокой эффективной пористостью и большой удельной трещиноватостью.

Таким образом, продукты аригиллизации являются метасоматитами зоны смешения вадозных вод с кислотными дериватами эндогенных эманаций, поступавших с глубин по крутопадающим разломам фундамента (Херасков, 1958, 1963). Признаками глинистых метасоматитов зон разложения (трещинные коры) и ареалов их воздействия (площадные коры) являются не пенепленизированные поверхности складчатого фундамента, а осложняющие эти поверхности зоны повышенной деформации в период орогенного этапа развития геосинклинальных областей (Волостных, 1972). Глинистая компонента механически выносится вадозными водами в направлении разгрузки пещеры. Мы считаем важным этот процесс в спелеогенезе в связи с глубинными разломами и присутствием интрузивных пород в исследуемом районе (рис. 1).

Повсеместные признаки растворения под воздействием углекислоты на потолках нижнего уровня пещеры Дудинской, возможно, также объясняются гидротермальной аригиллизацией: углекислота является одним из главных компонентов аригиллизующих растворов (Волостных, 1972). Продукты аригиллизации выносятся вадозными водами, что особенно проявляется в пещере в межсезонье. Прслеживаются “подвешенные” меандры в результате растворения аригиллирующими растворами и проседания пола в обширных плоских гротах. В пещере Большая Орешная восходящие трубы нередко упираются в глухие тупики купольной формы, что, вероятно, указывает на их гипогенное происхождение и соответствует исследованиям (Klimchouk, 2007).

Пещера Алтайская — наиболее выдающаяся в Горном Алтае: суммарная длина ходов 4740 м (Булычов, 2019), к тому же она имеет самое сложное вертикальное строение среди всех пещер Дальнего Востока и Сибири. Находится на Камышлинском участке, на плато Метлево (абс. высота входа 870 м), в 25 км от д. Камлак. Из геолого-тектонической схемы района (рис. 8) видно, что нижнекембрийские мраморизованные известняки каянчинской свиты (мощность 400—500 м), в которых заложена пещера, обрамлены кислыми эффузивными, терригенно-вулканогенными породами, гранитами и разломами право-сдвигового типа с оперяющими структурами растяжения (Новиков, 1998). Питание осуществляется за счет водосбора обширного пенеплена. Основные первопрохождения осуществлены в 1982 и 1986 гг. (рук. Булычов А. А., клуб “Каскад”), после чего в каждой

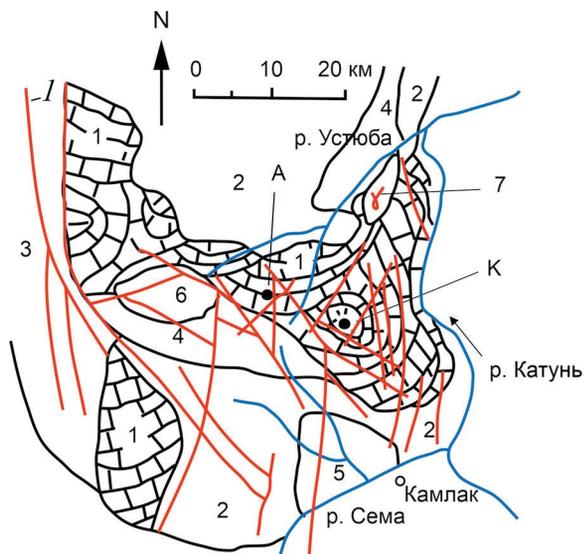


Рис. 8. Геолого-тектоническая схема района пещер Алтайской и Кёк-Таш.

1 — мраморизованные известняки $Сm_1kn$; 2 — кислые эффузивы $Сm_2km$; 3 — кислые эффузивы D_2kr ; 4 — мрамора $Snbr$; 5 — терригенно-вулканогенные породы $Sn-Cm_1mn$; 6 — лавобрекчия с кантоменатом $Сm_{12}$; 7 — гранитоид; пещеры: А — Алтайская, К — Кёк-Таш; I — разломы.

Fig. 8. Geological-tectonic scheme of the region of Altaiskaya and Kek-Tash caves.

1 — marbled limestones Cm_1kn ; 2 — effusives Cm_2km ; 3 — effusives D_2kr ; 4 — marbles $Snbr$; 5 — terrigenous-volcanogenic rocks $Sn-Cm_1mn$; 6 — lava breccia with cantomenate Cm_{12} ; 7 — granitoid; caves: A — Altaiskaya cave, K — Kek-Tash cave; I — faults.

из немногочисленных экспедиций открывались новые галереи, что постепенно “удлиняло” пещеру (Булычов, 1990), и карта дополнялась и уточнялась (Атлас пещер..., 2019). Итоговая полуинструментальная топосъемка и карта с разрезом-разверткой выполнены автором статьи (Булычов, 2019). По результатам структурно-тектонического профилирования и стереоскопического дешифрирования аэрофотоснимков выявлены разломы с простираниями 00, 450, 3150, совпадающими с основными направлениями галерей пещеры (рис. 9, табл. 2), что подтверждает, в первую очередь, тектоническую природу спелеогенеза. В пещере выделяются четыре разновозрастных уровня: приповерхностный — самый древний, вероятно, палеогеновый с проявлениями порошкоподобных пород-“призраков” (Quinif, Verheyden, 2022), два промежуточных уровня вдоль древних русел рек (вероятно, неоген, плейстоцен) и самый молодой (позднечетвертичный) с современной речной сетью. Ручей Веселуха (на дне Зала им. О. Булычовой) впадает в Теплую речку и уходит в 4 сифон (–240 м), при этом есть еще два притока: с глубины 40 м входного ствола пещеры и с хода Ручейного, берущего начало с пропасти Гигантов, где даже в межень низвергается водоток 60 л/с.

Яркая особенность пещеры — это множество восходящих труб и стен, соединяющих нижние уровни с верхними. Три широкие трубы до 160 м высотой упираются в купольные формы (Булычов,

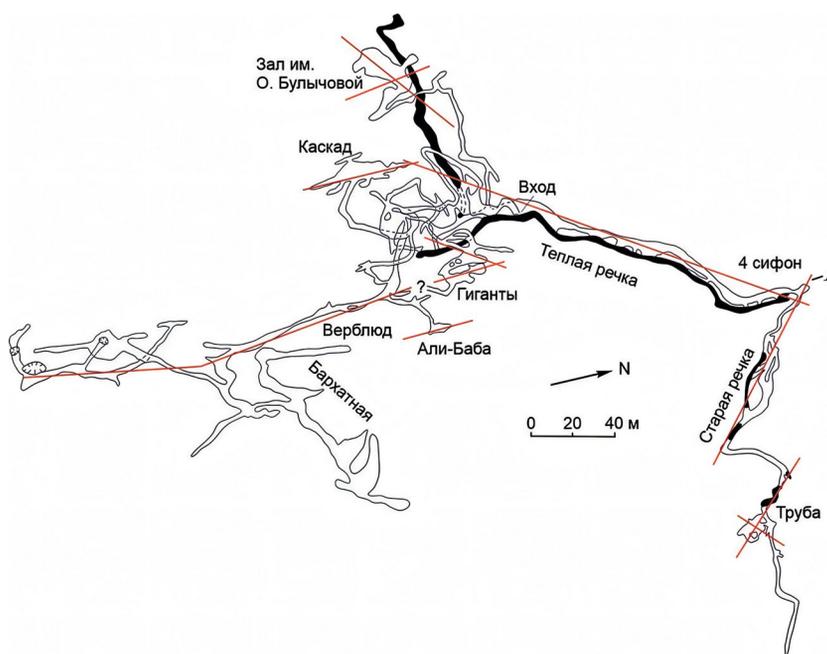


Рис. 9. План пещеры Алтайская. I — разломы.

Fig. 9. The plan of Altaiskaya cave. I — faults.

Таблица 2. Параметры разломов, выявленных в глубинах пещер Алтайская и Кёк-Таш**Table 2.** Parameters of faults identified in depths of Altaiskaya and Kek-Tash caves

Разломы: название на рис. 8 и 9	Высота достижимой части: топосъемка после ственного восхождения, м	Прослеженная длина, м
Зал им. О. Булычовой	160	50
Каскад	80	50
Гиганты	110	50
Верблюд	160	150
Али-Баба	40	30
Тёплая речка	60	130
Старая речка	40	80
Труба	60	30
1-й Морской проспект	20	180

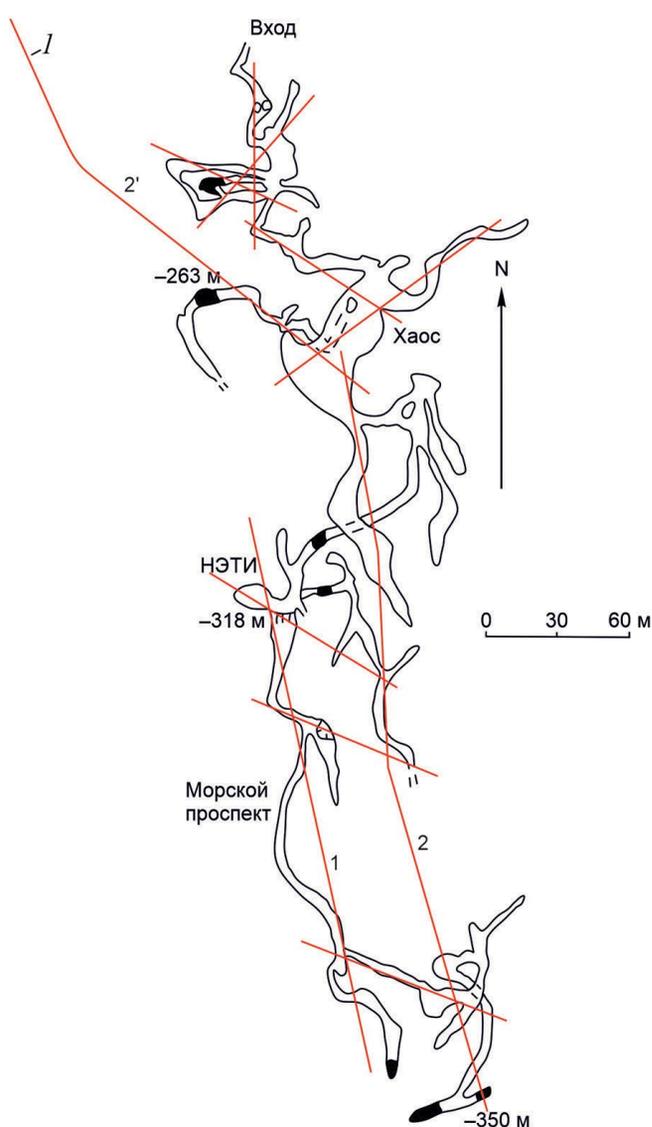
2019) с кварцевой коркой, перекрытые сверху дислоцированным слоем плотных известняков, при этом до дневной поверхности остается 15–20 м. С помощью метода сейсмоэлектрического эффекта (Sorokina, Boulytchov, 2001) была выявлена пропасть Гигантов, перекрытая 15-метровой толщей пород. Купольные тупиковые восходящие трубы свидетельствуют о гипогенном генезисе согласно (Klimchouk, 2007). Кварцевая корка может быть объяснена зонограммами аргиллирующих растворов (Волостных, 1972).

В пещере Алтайской обнаружены признаки аргиллизации (рН 5) вдоль разломов в нижних частях пропастей Гигантов и Каскад, что соответствует наблюдениям (Волостных, 1972) о проявлении аргиллизации в виде смещения рН растворов в кислую среду.

Пещера Кёк-Таш (абс. высота входа 890 м) находится в 17 км от д. Камлак, имеет схожие геолого-тектонические условия с пещерой Алтайской: заложена в плотных мраморизованных известняках нижнего кембрия каянчинской свиты (рис. 8) по разломам и трещиноватости с простиранием 00, 1100, 2300. Суммарная длина ходов 3200 м. Пещера является глубочайшей в Сибири, хотя окончательная глубина осталась спорной: гидронивелирование, выполненное автором статьи, показало отметку –340 м (Цыкин, 1990), полуинструментальная топосъемка системы “Нового ручья” достигла 350 м (Boulytchov, 1999), однако лазерная съемка выявила лишь 308 м (Атлас пещер... 2019).

Из тектонической схемы (по результатам структурно-тектонического профилирования и стереоскопического дешифрирования аэрофотоснимков) прослеживается совпадение линий разломов и основных разноуровневых галерей с водотоками (рис. 10).

Входной ствол со второго колодца интенсивно обводнен и приводит в объемный зал, вероятно,

**Рис. 10.** План пещеры Кёк-Таш. *I* – разломы и их номера.**Fig. 10.** The plan of Kek-Tash cave. *I* – faults and their numbers.

обвального происхождения площадью более 200 м², высотой более 35 м. Важно отметить, что направления движения вод трех ручьев пещеры не выявлены. Проводилось окрашивание флуоресцеином-уранином (Максимов, 1993б) в р. Бобслей (–263 м). Маркеры вышли на поверхность в Теплом ключе через 10 дней в 3 км от входа и амплитудой 380 м. Ручей на отметке –350 м вытекает из системы, не имеющей отношения к известной части пещеры, и с заметным водотоком (30 л/с в межень) уходит в сифон, разгрузка которого на поверхности не выявлена. Вода при паводке довольно быстро разгружается, значит ходы в районе –300 м, возможно, еще не зона сифонной циркуляции, и пещера может продолжиться вглубь. На дне 56 колодца НЭТИ автором был пройден узкий полусифон, ведущий к обособленной системе (Boulytchov, 1999) с ручьем 5 л/с, не связанным с гидросетью пещеры. В этой системе обнаружены признаки аргиллизации (рН 5): цвет пород изменился с голубоватого, характерного для основной части пещеры, на ярко-желтый, с натеками тонкодисперсных глин, что соответствует наблюдениям об аргиллизации (Волостных, 1972). Анализ отобранных образцов аргиллита-сметита выявил в них зерна SiO₂ размером менее 0.01 мм. Восходящие тупиковые трубы купольной формы также засвидетельствованы в пещерах Алтайской и Кёк-Таш. Отмечены значительные отложения тонкодисперсной глины (на втором уровне пещер: Старая речка и Морской проспект), не вынесенной вадозными водами, но на современном пещерном уровне видим отполированные стены с полностью вынесенной транзитной водой глиной в сторону разгрузки пещер.

В табл. 2 приведена морфометрия разломов, причем их высота определялась топосъемкой после стенок восхождений автора и его коллег с использованием альпинистской техники. Характер разрывных нарушений установить не удалось: предполагаем, что это раздвиги.

ПРИРОДА АРГИЛЛИЗАЦИИ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ

В научной литературе часто можно встретить упоминание о “линейных корках выветривания”, которые понимаются исключительно как результат воздействия поверхностных вод при их проникновении по трещиноватости разломных зон. Распространение линейной коры на глубину ограничивается базисом эрозии, а ее состав, строение и физические свойства идентичны связанной с ней площадной корой, так как оба типа коры выветривания обычно

образуются в процессе химического выветривания под воздействием нисходящего потока поверхностных вод. В качестве “линейных кор выветривания” часто ошибочно рассматривают аргиллизированные породы в зонах разломов (Разумова, 1977; Токарев и др., 2019).

В зонах разломов в конгломератах происходит метасоматическое замещение обломков полевых шпатов и гравилитов на аргиллит. В процессе участвуют низкотемпературные гипобиссальные эманации — газы: CO₂ (95%), H₂S (3%), H₂CO₃ (2%). Двуокись углерода при соединении с водой образует кислоту H₂CO₃, которая является очень агрессивным агентом (скорость реакции возрастает в десятки раз) при коррозии пород, в том числе известняков и мраморов. CaCO₃ + CO₂ + H₂O ↔ Ca²⁺ + 2HCO₃⁻ (Волостных, 1972). На контакте известняков с алюмосиликатами в результате аргиллизации образуется минерал диаспор (Lovering, Shepard, 1960). Под низкотемпературной аргиллизацией, или гидротермальной глинизацией, понимается процесс слабокислотного выщелачивания, протекающий в условиях малых глубин с образованием глинистых и охристых продуктов. Процесс этот осуществляется под воздействием растворов, возникающих при смешении кислотных дериватов эндогенных эманаций с подземными водами, и протекает в интервале глубин одного километра до дневной поверхности при температурах 200 °С и ниже (Разумова, 1977). При гидротермальной глинизации поглощается огромное количество воды, а уголекислота является одним из главных компонентов аргиллизующих растворов (Волостных, 1972).

Элювиальная теория генезиса аргиллизированных зон вначале хорошо увязывалась с представлением о вертикальной фильтрации атмосферных осадков на глубину и затуханием процесса выщелачивания вниз по разрезу. Но с развитием геологоразведочных работ в ряде регионов была установлена большая, иногда огромная мощность (сотни метров) аргиллизированных зон линейно-трещинного и контактово-карстового типа. Тогда для объяснения генезиса таких образований стали привлекать грунтовые воды глубинной циркуляции: артезианские, сифонные или глубинного стока (Корин, 1960; Гинзбург, 1963; Разумова, Херасков, 1963), т.е. в скрытом виде признавалось участие глубинных вод в формировании мощных аргиллизированных зон. При приближении к земной поверхности в связи с понижением температур и разбавлением гидротермальных растворов вадозными водами количество и активность щелочей постепенно убывает и, когда отношение K⁺ и H⁺ достигает низких значений, происходит

гидротермальная глинизация (низкотемпературная аргиллизация) горных пород (Мейер, Хемли, 1970), т.е. низкотемпературное метасоматическое выщелачивание с образованием глинистых продуктов. Таким образом, интенсивность гидролиза возрастает от высокотемпературных стадий к низкотемпературным. При этом в новообразованных продуктах (Казицын, 1979) последовательно увеличивается относительное количество гидроксильных групп и уменьшается количество калия.

Метасоматические процессы осуществляются наиболее интенсивно в породах, обладающих большой удельной трещиноватостью т.е. в зонах разломов. Существенное место в жильном этапе занимают процессы окремнения и окварцевания (Шахов, 1964). С понижением температуры гидротермальных растворов нормальный кварц часто переходит в криптокристаллический и халцедоновидный и нередко сопровождается отложением халцедона или даже опала.

О гидротермально-вадозном происхождении аргиллизированных зон свидетельствуют и следующие данные: появление таких зон в отдаленные геологические эпохи, задолго до возникновения на земном шаре наземной растительности и почвенного покрова (дорифейские и докембрийские глинистые коры). В то же время усиленное поступление по разломам углекислоты в эпохи активного орогенеза (Фурман, 1957) действительно благоприятствовало образованию связанных с разломами глинистых продуктов выщелачивания, но только гидротермально-вадозного, а не элювиального происхождения.

В глинистых породах метасоматического выщелачивания развиты редкометалльные минералы: например, в верхах каолиновой зоны коры выветривания гранитоидов Гарнаба — ниобий-содержащий рутил и гематит (Расулов, 1967); в каолинизированных гранитах Приморья — чёрчит и другие водные фосфаты цериевой группы, обогащенные европием (Ташилкин, 1969); в продуктах выветривания карбонатов — апатит (Зверева, Писемский, 1969); в корках выветривания железистых кварцитов — сванбергит с аксессуарным бором (Макаров, 1965, 1967).

Таким образом, минералогические и геохимические данные также свидетельствуют в пользу участия гидротермальных растворов в формировании аргиллизированных зон вдоль разломов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из наших наблюдений и замеров следует, что предположение о преимущественно тектоническом — гипогенном спелеогенезе выдающихся пещер

Алтае-Саянской горной области в слабокарстующихся породах подтверждается (согласно выявленным системам разломов и трещиноватости внутри массивов и предположенным на поверхности).

Проведенные исследования рельефа пещеры Большой Орешной предполагают новые открытия. Поскольку мы уже обнаружили очень значительное удлинение пещеры в верхней части разлома Вертикаль, есть основания пытаться сделать первопрохождение, штурмуя стены других разломов, особенно с целью попасть под предвершинное плато (в западном направлении от системы Сибирской) из глубин пещеры, так как с поверхности это не представляется возможным.

Последние тектоно-геоморфологические исследования Баджейского района Манского прогиба показывают огромный нетронутый потенциал изучения рельефа пещер этого весьма перспективного района: предполагаются первопрохождения новых пещерных систем к С, СВ и Ю от пещеры Дудинской, к С и З от пещеры Баджейской.

В пещере Кёк-Таш (рис. 10) надеемся осуществить открытие новой системы вдоль предполагаемого разлома 2 в районе галереи Морской проспект, которая коррелируется с разломом 1. Линия разлома 2 пока не имеет привязки к пещере. Надежду вселяет факт, что направление разлома 2' было предсказано с дневной поверхности задолго (Boulytchov, 1999) до его обнаружения в пещере. Как подтверждение, в экспедиции 2016 г. был окончательно расширен узкий проход из завала грота Хаос, выводящий в систему Кричащий — Севастопольская, основное направление которой совпадает с линией разлома 2' (Атлас пещер..., 2019). Полагаем, что пещера Кёк-Таш мало исследована, и объемы полостей, по нашим ожиданиям, могут превысить пещеру Алтайскую.

В сложной вертикальной части разреза пещеры Алтайской (Булычов, 2019), по-видимому, еще несколько труб из глубин могут подходить близко к поверхности: мы не завершили все восхождения, поэтому, как видно из структуры пещеры (“коробчатой” морфологии), ее генезис не соответствует классическому представлению об эпикарсте (Климчук, 2009).

Некоторые восходящие тупиковые купольные формы на втором уровне в пещере Алтайской, как мы полагали, имеют высокотемпературное гидротермокарстовое (субаэральное — испарительно-конденсационное) происхождение (Дублянский, 1987), но доказательств этому не было найдено: по-видимому, эти формы можно было бы объяснить процессом

гипогенного спелеогенеза (Klimchouk, 2007), в котором рассматривается, однако, карстогенез в гипсах и известняках. В плотных мраморизованных известняках пещер Алтайской и Кёк-Таш были обнаружены признаки процесса аргиллизации и значительные отложения тонкодисперсной глины (на втором уровне), не вынесенной вадозными водами. Мы считаем важным роль феномена аргиллизации в спелеогенезе в слабокарстующихся породах в связи со сложным геологическим строением района (изверженные породы, глубинные разломы).

Механизм образования крупных полостей в слабокарстующихся породах состоит в метасоматическом преобразовании породы в аргиллиты под воздействием низкотемпературных слабокислотных растворов и углекислых эманаций, распространяющихся из недр по новейшим разломам, с последующим смещением с вадозными водами и в окончательной стадии — выносом глинистой компоненты в сторону разгрузки пещеры.

Изучение процесса аргиллизации имеет практическое значение: в глинистых породах метасоматического выщелачивания могут содержаться редкометалльные минералы (ниобийсодержащий рутил и гематит); на контактах с известняками часто образуются древние никеленосные коры выветривания (Разумова, 1977).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В спелеогенезе крупнейших пещер Алтае-Саянской складчатой области в слабокарстующихся породах первостепенным фактором является тектоника массива и приуроченные к ней гипогенные процессы. Несомненно, важными являются литология, геоморфологическое расположение, движение вод, но развитие значительного рельефа пещер в таких породах определяется в первую очередь системами трещиноватости и разломными дислокациями, сопровождаемыми гипогенными процессами.

Нами предложен механизм формирования полостей, основанный на процессе аргиллизации вдоль тектонических разломов с последующим механическим выносом глинистой компоненты вадозными водами в направлении разгрузки пещер. Процесс аргиллизации ответственен за формирование значительных полостей решетчато-коробчатой морфологии, что согласуется с результатами исследований гипогенного процесса (Klimchouk, 2007). Входы в пещеры вскрыты раскопками и разбором завалов, но большинство значительных полостей остаются недоступными для спелеологов.

Для выявления тектонических разломов нужна лазерная подземная инструментальная топографическая съемка и применение современных компьютерных программ для визуализации картографирования пещер. Корреляция сети разломов с картой пещеры дает возможность прогнозирования и открытия значительных полостей.

Методом сейсмоэлектрического эффекта возможно обнаружение с дневной поверхности близко залегающих полостей при условии их четких границ, мощного источника упругих волн и выверенной расстановки приемных электродов для вычитания регулярных помех.

В слабокарстующихся породах (конгломератах, мраморизованных известняках) Алтае-Саянской горной области в зонах новейших разломов следует ожидать открытия новых крупных пещер.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность научному руководителю И. С. Новикову (Институт геологии и минералогии имени академика В. С. Соболева СО РАН) за помощь в выполнении работы и за идеи в постановке полевых наблюдений. Отдельная благодарность Артему Баринову и Красноярскому клубу спелеологов за помощь в проведении структурно-тектонического анализа Баджейского массива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апродов В. А. (1952). Геологическое картирование. М.: Гостеоиздат. 371 с.
- Атлас пещер России. (2019). Под ред. А. Л. Шелепина, Б. А. Вахрушева, А. А. Гунько и др. М.: РГО, РСС. 768 с.
- Булычев А. А. (1990). Крупнейшие пещеры Горного Алтая. В сб.: *Пещеры*. Вып. 22. Пермь: ПГУ. С. 140.
- Булычев А. А. (2019). Многогранная подготовка спортивного спелеотуриста. В сб.: *Пещеры*. Вып. 42. Пермь: ПГУ. С. 101–110.
- Волостных Г. Т. (1972). Аргиллизация и оруденение. М.: Недра. 240 с.
- Гвоздецкий Н. А. (1954). Карст. Вопросы общего и регионального карстоведения. М.: Географгиз. 352 с.
- Геологическая карта западной части Алтае-Саянской горной области. (1977). Под ред. В. И. Коновалова, В. И. Зиновьева, А. В. Пешковой. Л.: Аэрогеология. 6 л.
- Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист N-46-X. Объяснительная записка. (1962). Под ред. А. А. Предтеченского. М.: Гостеоиздат, 1962. 80 с.
- Гинзбург И. И. (1963). Типы древних кор выветривания, форма их проявления и классификация. В сб.: *Кора выветривания*. Вып. 6. М.: АН СССР. С. 71–101.

- Дублянский Ю. В. (1987). Геологические условия формирования и моделирование гидротермокарста. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СОАН СССР. 185 с.
- Зверева Е. А., Писемский Г. В. (1969). Кора выветривания на массивах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. *Серия Геология месторождений редких элементов*. Вып. 34. М.: Недра. 203 с.
- Каждан А. Б., Гуськов О. И. (1990). Математические методы в геологии. Учебник для вузов. М.: Недра. 251 с.
- Казицин Ю. В. (1979). Метасоматизм в земной коре. Л.: Недра. 208 с.
- Катаев В. Н. (1999). Теория и методология структурно-тектонического анализа в карстоведении. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Пермь: ПГУ. 451 с.
- Климчук А. Б. (2009). Эпикарст: гидрогеология, морфогенез и эволюция. Симферополь: Сонат. 112 с.
- Корин И. З. (1960). Роль трещинных структур в формировании месторождений гипергенного генезиса. В сб.: *Проблемы тектонофизики*. М.: Госгеолтехиздат. С. 162—167.
- Макаров В. Н. (1965). Минералогия осадочных руд Яковлевского месторождения КМА и особенности их хлоритизации. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Днепропетровск: Днепропетровский горный институт имени Артема. 19 с.
- Макаров В. Н. (1967). Минерал из группы сванбергита в коре выветривания Яковлевского месторождения КМА. В сб.: *Записки Всесоюзного минералогического общества*. Т. 96. Вып. 3. С. 342—345.
- Максимов Г. М. (1993а). Карст и пещеры центра Горного Алтая. В сб.: *Свет. Вестник Киевского Карстолого-спелеологического Центра*. № 4 (10). С. 20—22.
- Максимов Г. М. (1993б). Крупнейшие пещеры и шахты Алтая (Восточная Сибирь). В сб.: *Свет. Вестник Киевского карстолого-спелеологического центра*. № 4 (10). С. 13—19.
- Максимович Г. А. (1963). Основы карстоведения. Т. 1. Пермь: Пермское книжное изд-во. 446 с.
- Маринин А. М. (1990). Карст и пещеры Алтая: учебно-краеведческое пособие. Новосибирск: НГПИ. 148 с.
- Мейер Ч., Хемли Д. (1970). Околорудные изменения вмещающих пород. В сб.: *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. М.: Мир. С. 148—210.
- Михайлов Н. И. (1961). Горы Южной Сибири. М.: Географгиз. 243 с.
- Мягков В. Ф. (1984). Математические методы в геологии. Методическая разработка. Свердловск: Свердловский горный институт. 44 с.
- Новиков И. С. (1998). Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая. *Геоморфология*. № 1. С. 82—91.
- Новиков И. С., Дядьков П. Г., Козлова М. П. и др. (2014). Неотектоника и сейсмичность западной части Алтае-Саянской горной области, Джунгарской впадины и Китайского Тянь-Шаня. *Геология и геофизика*. Т. 55. № 12. С. 1802—1814.
- Новиков И. С., Жимулев Ф. И., Ветров Е. В. и др. (2019). Геологическая история и рельеф северо-западной части Алтае-Саянской области в мезозое и кайнозое. *Геология и геофизика*. Т. 60. № 7. С. 988—1003. <https://doi.org/10.15372/RGG2019054>
- Разумова В. Н. (1977). Древние коры выветривания и гидротермальный процесс: М.: Наука. 156 с.
- Разумова В. Н., Херасков Н. П. (1963). Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения. В сб.: *Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. Труды ГИН АН СССР*. Вып. 77. М.: Наука. С. 5—34.
- Расулов Ш. К. (1967). Петрография гранитоидных пород Зиаэтинских гор и их продуктов коры выветривания. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ташкент. 26 с.
- Ташилкин В. А. (1969). Коры выветривания Приморья. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 24 с.
- Токарев В. Н., Юрьев А. А., Косякова Л. Н., Глаас Г. А. (2019). Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-XXI (Прокопьевск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 210 с.
- Фурман И. Я. (1957). К проблеме геохимии углерода. В сб.: *Труды Воронежского университета*. Т. 58. С. 59—66.
- Херасков Н. П. (1958). Роль тектоники в изучении закономерностей размещения различных полезных ископаемых в земной коре. В сб.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*. Т. 1. М.: АН СССР. С. 14—91.
- Херасков Н. П. (1963). Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: АН СССР. 122 с.
- Цыкин Р. А. (1985). Отложения и полезные ископаемые карста. Новосибирск: Наука. 165 с.
- Цыкин Р. А. (1990). Карст Сибири. Красноярск: КГУ. 154 с.
- Шахов Ф. Н. (1964). Геология жильных месторождений. М.: Наука. 244 с.
- Boulytchov A. A. (1999). Kektash — the deepest cave of Siberia and Big Oreshnaya — the longest one. Stalactite. Bern, Switzerland. № 49. 1. P. 47—48.
- Boulytchov A. A. (2000). Seismic-electric effect method on guided and reflected waves. *Physics and Chemistry of the Earth. J. of EGS*. Oxford-Amsterdam: Elsevier. V. 25. № 4. P. 333—336.
- Bulychov A. A., Sorokina T. V. (2017). Multi-faceted training of caver-explorer. *Proceedings of the 17th International Congress of Speleology*. Sydney, Australia. V. 1. P. 278—284.
- Cardarelli E., Cercato M., Cerreto A. et al. (2010). Electrical resistivity and seismic refraction tomography to detect buried cavities. *Geophysical Prospecting*. V. 58. № 4. P. 685—695. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2009.00854.x>
- Ford D., Williams P. (2007). *Karst geomorphology and hydrogeology*. England: Chichester. 562p.
- Golic M. (2017). Caveink — a set of Inkscape extensions for drawing cave maps. *Proceedings of the 17th International Congress of Speleology*. Sydney, Australia. V. 2. P. 111—115.
- Hellstrom J. (2017). Three-dimensional cave mapping using Structure from Motion. *Proceedings of the 17th International Congress of Speleology*. Sydney, Australia. V. 2. P. 116.

- Kempe S., Bauer I. (2017). 3D-imaging as a tool to understand speleogenetic processes. *Proceedings of the 17th International Congress of Speleology*. Sydney, Australia. V. 2. P. 117—121.
- Klimchouk A. B. (2007). Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective. *National Cave and Karst Research Institute*. Special paper № 1. Carlsbad. 106 p.
- Lipar M., Ferk M. (2022). Fluviokarst on Quaternary eogenetic conglomerates; an example from Slovenia. *Proceedings of the 18th International Congress of Speleology*. Savoie Mont-Blanc, France. V. 4. Geomorphology. P. 57—60.
- Lovering T. S., Shepard A. O. (1960). Hydrothermal argillic alteration on the Helen Claim, East District, Utah. *Clays and clay minerals*. 8th Nat. Conference. Pergamon Press. P. 40—52.
- Mikhailov O. V., Haartsen M. W., Toksoz M. N. (1997). Electro seismic investigation of the shallow subsurface: field measurements and numerical modeling. *Geophysics*. 62. № 1. P. 97—105.
- Mitchell E. J., Mitchell J. N. (2017). Comparison of shallow geophysical cave detection methods to 3D Lidar mapping. *Proceedings of the 17th International Congress of Speleology*. Sydney, Australia. V. 2. P. 126—129.
- Novikov I. S., Sokol E. V. (2007). Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia. *Acta Petrologica Sinica*. V. 23. № 7. P. 1561—1572. [https://doi.org/10000-0569/2007/023\(07\)-1561-72](https://doi.org/10000-0569/2007/023(07)-1561-72)
- Quinif Y., Verheyden S. (2022). Ghost-rock karstification. *Proceedings of the 18th International Congress of Speleology*. Savoie Mont-Blanc, France. V. 4. Geomorphology. P. 227—230.
- Sorokina T. V., Boulytchov A. A. (2001). Seismic-electric benchmarking of shallow subsurface horizons and dome cavities. *Proceedings of the International Conference of EAGE*. Amsterdam, Netherlands. V. 2. P. 133—136.

CAVES IN SLIGHTLY KARSTIC ROCKS OF ALTAI-SAYAN MOUNTAIN REGION: FORMATION MECHANISM AND MORPHOLOGY¹

A. A. Bulychov^{a, #}

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

[#] E-mail: bulychovanatoli@yandex.ru

In addition to numerous underground cavities associated with the processes of dissolution of carbonate rocks, within the Altai-Sayan mountain region there are a number of caves developed in non-karstic and slightly karstic rocks. Among them, the caves of the conglomerate Narva rock mass of the Badzheiskii massif (Eastern Sayan, Manskii trough) stand out due to their size. The most outstanding caves here are Big Oreshnaya, Dudinskaya and Badzheiskaya, the length is more than 50 km, 35 km and 10 km respectively. The limestones of the middle Altai mountains are often in contact with effusive and intrusive rocks and are altered within the contact zones of metamorphism to dense marbleized rocks, which makes it impossible for karst processes to occur. Nevertheless, in the marbled Lower Cambrian limestones of the Kayanchinskaya suite of the Altai Mountains, large Altaiskaya and Kek-Tash caves with a total length of 4.7 and 3.2 km, respectively, are developed.

Detailed mapping of the caves was carried out, which showed their close spatial connection with the systems of the latest faults. In caves along fault zones, signs of widespread argillization were found (changes in the original substance by hydrothermal processes and its replacement by newly formed clayey minerals). The mechanism we propose for the formation of caves in non-karstic and slightly karstic rocks comes down to the removal by groundwater of a substrate argillized by hydrothermal processes along fault zones without significant participation of dissolution (karst processes). This makes this mechanism some similar to the well-known process of “clay karst” associated with suffusion in clayey rocks. The difference comes down to the development of the forms and processes we studied in argillitized fault zones, and not in clayey strata.

Keywords: speleogenesis, fracturing density, structural analysis, faults, near-fault argillization, digital mapping, seismic-electric measurements

ACKNOWLEDGMENTS

The author expresses a gratitude to scientific supervisor I. S. Novikov (V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS) for his help in carrying out

the work and for ideas in setting up field observations. Special thanks to Artem Barinov and the Krasnoyarsk Speleologists Club for their help in carrying out a structural-tectonic analysis of the Badzheysky massif.

¹ For citation: Bulychov A. A. (2024). Caves in slightly karstic rocks of Altai-Sayan mountain region: formation mechanism and morphology. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 2. P. 108—125. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924020057>; <https://elibrary.ru/PNWOME>

REFERENCES

- Aprodiv V. A. (1952). Geologicheskoe kartirovanie (Geological mapping). Moscow: Gosgeol. (Publ.). 371 p. (in Russ.)
- Boulytchov A. A. (1999). Kektash — the deepest cave of Siberia and Big Oreshnaya — the longest one. Stalactite, Bern, Switzerland. № 49. 1. P. 47—48.
- Boulytchov A. A. (2000). Seismic-electric effect method on guided and reflected waves. Physics and Chemistry of the Earth. *J. of EGS*. Oxford-Amsterdam: Elsevier. V. 25. № 4. P. 333—336.
- Bulychov A. A. (1990). The largest caves in the Altai Mountains. In: *Peshchery*. Iss. 22. Perm: PGU (Publ.). P. 140. (in Russ.)
- Bulychov A. A. (2019). Multifaceted training of a sports speleo tourist. In: *Peshchery*. Iss. 42. Perm: PGU (Publ.). P. 101—110. (in Russ.)
- Bulychov A. A., Sorokina T. V. (2017). Multi-faceted training of caver-explorer. *Proceedings of the 17th International Congress of Speleology*. Sydney, Australia. V. 1. P. 278—284.
- Cardarelli E., Cercato M., Cerreto A. et al. (2010). Electrical resistivity and seismic refraction tomography to detect buried cavities. *Geophysical Prospecting*. V. 58. № 4. P. 685—695. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2009.00854.x>.
- Dublyanskii Yu. V. (1987). Geologicheskie usloviya formirovaniya i modelirovanie gidrotermokarsta (Geological conditions of formation and modeling of hydrothermocarst). PhD diss. Novosibirsk: IGiG SOAN SSSR. 185 p. (in Russ.)
- Ford D., Williams P. (2007). Karst geomorphology and hydrogeology. England: Chichester. 562 p.
- Furman I. Ya. (1957). K probleme geokhimii ugleroda (On the problem of carbon geochemistry). *Trudy Voronezhskogo Universiteta*. V. 58. P. 59—66. (in Russ.)
- Ginzburg I. I. (1963). Tipy drevnikh kor vyvetrivaniiya, forma ikh proyavleniya i klassifikatsiya (Types of ancient weathering crusts, form of their manifestation and classification). *Kora vyvetrivaniiya*. Vyp. 6. M.: AN SSSR. P. 71—101. (in Russ.)
- Golicz M. (2017). Caveink — a set of Inkscape extensions for drawing cave maps. *Proceedings of the 17th International Congress of Speleology*. Sydney, Australia. V. 2. P. 111—115.
- Gvozdetskii N. A. (1954). Karst. Voprosy obshchego i regionalnogo karstovedeniya (Karst. Issues of general and regional karst studies). Moscow: Geographgiz (Publ.). 352 p. (in Russ.)
- Hellstrom J. (2017). Three-dimensional cave mapping using Structure from Motion. *Proceedings of the 17th International Congress of Speleology*. Sydney, Australia. V. 2. P. 116.
- Kataev V. N. (1999). Teoriya i metodologiya strukturno-tektonicheskogo analiza v karstovedenii (Theory and methodology of structural-tectonic analysis in karst studies). Ph D. diss. Perm: PGU. 451 p. (in Russ.)
- Kazhdan A. B., Guskov O. I. (1990). Matematicheskie metody v geologii. Uchebnik dlya vuzov (Mathematical methods in geology. Textbook for universities). Moscow: Nedra (Publ.). 251 p. (in Russ.)
- Kazhitsyn Yu. V. (1979). Metasomatizm v zhemnoi kore (Metasomatism in the earth's crust). Leningrad: Nedra (Publ.). 208 p. (in Russ.)
- Kempe S., Bauer I. (2017). 3D-imaging as a tool to understand speleogenetic processes. *Proceedings of the 17th International Congress of Speleology*. Sydney, Australia. V. 2. P. 117—121.
- Kheraskov N. P. (1958). Rol' tektoniki v izuchenii zakonmernosti razmeshcheniya razlichnykh poleznykh iskopaemykh v zemnoi kore. (The role of tectonics in the study of the regularities of displacing various minerals in the earth's crust). *Zhakovskomernosti razmeshcheniya poleznykh iskopaemykh*. V. 1. Moscow: AN SSSR (Publ.). P. 14—91. (in Russ.)
- Kheraskov N. P. (1963). Nekotorye obshchie zakonmernosti v stroenii i razvitii struktury zemnoi kory (Some general patterns in the structure and development of the earth's crust). Moscow: AN SSSR (Publ.). 122 p. (in Russ.)
- Khorin I. Z. (1960). Rol' treshchinnykh struktur v formirovanii mestorozhdenii gipergennogo genezisa (The role of fracture structures in the formation of hypergene genesis deposits). *Problemy tektonofiziki*. Moscow: Gosgeoltekhizdat (Publ.). P. 162—167. (in Russ.)
- Klimchouk A. B. (2007). Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective. *National Cave and Karst Research Institute*. Special paper № 1. Carlsbad. 106 p.
- Klimchukh A. B. (2009). Epikarst: gidrogeologiya, morfogenez i evolyutsiya (Epikarst: hydrogeology, morphogenesis and evolution). Simferopol: Sonat (Publ.). 112 p. (in Russ.)
- Lipar M., Ferk M. (2022). Fluviokarst on Quaternary eogenetic conglomerates; an example from Slovenia. *Proceedings of the 18th International Congress of Speleology*. Savoie Mont-Blanc, France. V. 4. Geomorphology. P. 57—60.
- Lovering T. S., Shepard A. O. (1960). Hydrothermal argillic alteration on the Helen Claim, East District, Utah. *Clays and clay minerals*. 8th Nat. Conference. Pergamon Press. P. 40—52.
- Makarov V. N. (1965). Mineralogiya osadochnykh rud Yakovlevskogo mestorozhdeniya KMA i osobennosti ikh khloritizatsii (The mineralogy of sedimentary ores of the Yakovlevsky deposit of KMA and the features of their chloritization). PhD thesis. Dnepropetrovsk: Dnepropetrovskii gornyi institute imeni Artema. 19 p. (in Russ.)
- Makarov V. N. (1967). Mineral iz gruppy svanbergita v kore vyvetrivaniiya Yakovlevskogo mestorozhdeniya KMA (Mineral from the svanbergite group in the weathering crust of the Yakovlevskoe deposit of KMA). *Zhapiski Vsesoyuzhnogo mineralogicheskogo obshchestva*. V. 96. Iss. 3. P. 342—345. (in Russ.)
- Maksimov G. M. (1993a). Karst i peshchery centra Gornogo Altaya (Karst and caves of the center of Mountain Altai). *Svet: Vestnik Kievskogo Karstologo-speleologicheskogo tsentra*. № 4 (10). P. 20—22. (in Russ.)
- Maksimov G. M. (1993b). Krupneishie peshchery i shakhty Altaya (Vostochnaya Sibir) (The largest caves and shafts of Altai (Eastern Siberia)). *Svet: Vestnik Kievskogo Karstologo-speleologicheskogo tsentra*. № 4 (10). P. 13—19. (in Russ.)

- Maksimovich G.A. (1963). *Osnovy karstovedeniya* (Principles of karst science). V. 1. Perm: Perm book publishing house (Publ.). 446 p. (in Russ.)
- Marinin A.M. (1990). *Karst i peshchery Altaya: Uchebno-kraevedcheskoe posobie* (Karst and caves of Altai: local history tutorial). Novosibirsk: NGPI (Publ.). 148 p. (in Russ.)
- Meier Ch., Khemli D. (1970). *Okolorudnye izmeneniya vmeshchayushchikh porod* (Wall-mounted changes in host rocks). *Geokhimiya gidrotermalnykh rudnykh mestorozhdenii*. Moscow: Mir (Publ.). P. 148–210. (in Russ.)
- Mikhailov N.I. (1961). *Gory Yuznoi Sibiri* (Mountains of Southern Siberia). Moscow: *Geographgiz* (Publ.). 243 p. (in Russ.)
- Mikhailov O.V., Haartsen M.W., Toksoz M.N. (1997). Electrostatic investigation of the shallow subsurface: field measurements and numerical modeling. *Geophysics*. 62. № 1. P. 97–105.
- Mitchell E.J., Mitchell J.N. (2017). Comparison of shallow geophysical cave detection methods to 3D Lidar mapping. *Proceedings of the 17th International Congress of Speleology*. Sydney, Australia. V. 2. P. 126–129.
- Myagkov V.F. (1984). *Matematicheskie metody v geologii. Metodicheskaya razhrabotka* (Mathematical methods in geology. Methodical working-out). Sverdlovsk: SGI (Publ.). 44 p. (in Russ.)
- Novikov I.S. (1998). Rol' tektoniki v evolyutsii rel'efa Gornogo Altaya (The role of tectonics in the evolution of the relief of Mountainous Altai). *Geomorfologiya*. № 1. P. 82–91. (in Russ.)
- Novikov I.S., Dyadkov P.G., Kozlova M.P. et al. (2014). Recent tectonics and seismicity of the western Altai–Sayan mountainous region, Junggar basin, and Chinese Tien Shan. *Russian Geology and Geophysics*. V. 55. № 12. P. 1441–1451.
- Novikov I.S., Sokol E.V. (2007). Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia. *Acta Petrologica Sinica*. V. 23. № 7. P. 1561–1572. [https://doi.org/10.1000-0569/2007/023\(07\)-1561-72](https://doi.org/10.1000-0569/2007/023(07)-1561-72)
- Novikov I.S., Zhimulev F.I., Vetrov E.V. et al. (2019). Mesozoic and Cenozoic Geologic History and Surface Topography of the Northwestern Altai–Sayan Area. *Russian Geology and Geophysics*. V. 60. № 7. P. 781–792. <https://doi.org/10.15372/RGG2019054>
- Predtechenskii A.A. (Ed.). (1962). *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200000, seriya Vostochno-Sayanskaya, list N-46-X. Ob'yasnitel'naya zapiska* (Geological map of USSR of 1:200000 scale, East-Sayan seria, list N-46-X. Explanation message). M.: Gosgeoltekhizdat (Publ.). 80 p. (in Russ.)
- Quinif Y., Verheyden S. (2022). Ghost-rock karstification. *Proceedings of the 18th International Congress of Speleology*. Savoie Mont-Blanc, France. V. 4. Geomorphology. P. 227–230.
- Rasulov Sh.K. (1967). *Petrografiya granitoidnykh porod Zhaetdinskikh gor i ikh produktov kory vyvetrivaniya* (Petrography of granitoid rocks of the Ziaetda Mountains and their weathering crust products). PhD thesis. Tashkent. 26 p. (in Russ.)
- Razumova V.N. (1977). *Drevnie kory vyvetrivaniya i gidrotermal'nyi protsess* (Ancient weathering crusts and the hydrothermal process). M.: Nauka (Publ.). 156 p. (in Russ.)
- Razumova V.N., Kheraskov N.P. (1963). *Geologicheskie tipy kor vyvetrivaniya i zakonmernosti ikh razmeshcheniya* (Geological types of weathering crusts and patterns of their placement.). *Geologicheskie tipy kor vyvetrivaniya i primery ikh rasprostraneniya na Yuzhnom Urale*. Moscow: Nauka (Publ.). (Trudy GIN AN SSSR, vyp.77). P. 5–34. (in Russ.)
- Shakhov F.N. (1964). *Geologiya zhil'nykh mestorozhdenii* (Geology of vein deposits). Moscow: Nauka (Publ.). 244 p. (in Russ.)
- Shelepin A.L. (Ed.), Vakhrushev B.A., Gunko A.A. et al. (2019). *Atlas peshcher Rossii* (Atlas of caves of Russia). Moscow: RGO, RSS (Publ.). 768 p. (in Russ.)
- Sorokina T.V., Boulytchov A.A. (2001). Seismic-electric benchmarking of shallow subsurface horizons and dome cavities. *Proceedings of the International Conference of EAGE*. Amsterdam, Netherlands. V. 2. P. 133–136.
- Tashchilkin V.A. (1969). *Kory vyvetrivaniya Primoriya* (Weathering crusts of Primorye). PhD thesis. Moscow. 24 p. (in Russ.)
- Tokarev V.N., Yuriev A.A., Kosyakova L.N., Glaas G.A. (2019). *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:200000. Izhdanie vtoroe. Seriya Kuzbasskaya. List N-45-XXI (Prokopievsk). Ob'yasnitel'naya zapiska* (State Geological map of Russian Federation of 1:200000 scale. Second issue. Kuzbass seria. List N-46-X. Explanation message). S-Pb.: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.). 210 p. (in Russ.)
- Tsykin R.A. (1985). *Otlozheniya i poleznye iskopaemye karsta* (Deposits and mineral resources of karst). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 165 p. (in Russ.)
- Tsykin R.A. (1990). *Karst Sibiri* (Karst of Siberia). Krasnoyarsk: KGU (Publ.). 154 p. (in Russ.)
- Volostnykh G.T. (1972). *Argillizatsiya i orudnenie* (Argillization and mineralization). M.: Nedra (Publ.). 240 p. (in Russ.)
- Zhvereva E.A., Pisemskii G.V. (1969). *Kora vyvetrivaniya na massivakh ul'traosnovnykh shchelochnykh porod i karbonatitov* (Weathering crust on massifs of ultrabasic alkaline rocks and carbonatites). *Seriya Geologiya mestorozhdenii redkikh elementov*. Iss. 34. M.: Nedra (Publ.). 203 p. (in Russ.)
- Zinoviev V.I., Peshkova A.V., Konovalov V.I. (Ed.). (1977). *Geologicheskaya karta zapadnoi chasti Altae-Sayanskoi gornoj oblasti* (Geological map of the western part of the Altai-Sayan mountain region). Leningrad: Aerogeologiya (Publ.). 6 p. (in Russ.)

УДК 551.435.3(470.51)

МАССОВОЕ СМЕЩЕНИЕ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ЗОНЕ ОСУШКИ ВОТКИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА (р. КАМА)[#]

© 2024 г. И. Е. Егоров^{1*}, И. В. Глейзер¹, И. И. Григорьев^{1**}, А. Г. Казаков¹¹ Удмуртский государственный университет, Ижевск, Россия

*E-mail: egorov.i53@mail.ru

**E-mail: ivangrig@yandex.ru

Поступила в редакцию 03.02.2023 г.

После доработки 01.09.2023 г.

Принята к публикации 28.03.2024 г.

Изложены методы и результаты полевых исследований процессов массового смещения обломочного материала, проведенных на стационаре в зоне осушки на правом берегу Воткинского водохранилища в районе с. Галёво. Они включают в себя наблюдения за разрушением стенок обвално-осыпных склонов, сложенных преимущественно алевритами, подрезаемых абразией, а также за особенностями смещения обломков. Темпы разрушения склонов определены с помощью высокоточной тахеометрической съемки в безотражательном режиме, скорости смещения обломков вычислены по результатам массовых замеров их положения на снимках, полученных с БПЛА и топогеодезической съемки. В пределах прибрежного мелководья впервые установлены и количественно оценены скорости медленного массового смещения материала, поступающего на отмель за счет разрушения берегов. Основной вклад в объеме рыхлого материала, поступающего в чашу водохранилища на данном участке, дают процессы осыпания. Скорость отступания склона составляет 14–15 см/год, что дает величину поступления колювия к его подножью в объеме 6.6–7 м³ на погонный метр в год. Поэтому физическое выветривание приобретает в условиях водохранилища значение важнейшего фактора изменения надводной части береговых геоморфосистем, наряду с абразией. Формирование же основных литодинамических потоков подводных участков мелководья береговой зоны связано с разнообразными процессами — волновой деятельностью, массовым движением материала в подводных условиях и т. д. Зафиксировано, что слой рыхлых наносов, выстилающий мелководье слоем в несколько десятков сантиметров перед ледоставом, сползает в зоне осушки на расстояние до 15–20 м к началу весеннего сброса воды. Также установлен факт смещения и валунов, скорости движения которых в основном укладываются в диапазоне 10–20 см/год. Массовое смещение мелкоземы в летнее время компенсируется поступлением продуктов осыпания, обваливания и абразии. Полученные данные могут использоваться для оценки роли различных процессов на мелководье водохранилища и при расчетах темпов заиления его чаши.

Ключевые слова: алевриты, осыпание, обваливание, абразия, литодинамические потоки

DOI: 10.31857/S2949178924020067, EDN: PNVTRU

ВВЕДЕНИЕ

Явление медленного массового смещения материала на склонах было установлено геоморфологами еще в конце XIX в., правда, без объяснения причин и механизма сползания. В 1909 г. Дж. Жильбер дал определение механизма этого процесса, получившего

название “крип” (англ. creep — ползти), которого в основном придерживаются в настоящее время — сползание вызвано изменениями объема поверхностного слоя рыхлых пород при чередовании их замерзания и протаивания, увлажнения и высыхания, нагревания и охлаждения, а также воздействием корней растительности и землеройных животных (Auzert, 1982). При этом позднее в ряде общетеоретических работ массовым медленным движениям грунта отводилась в целом несущественная роль. Это обстоятельство отчасти объясняет, почему стационарные полевые и экспериментальные исследования этого процесса были предприняты только во второй половине XX в. Действительно, крип обычно

[#] Ссылка для цитирования: Егоров И.Е., Глейзер И.В., Григорьев И.И., Казаков А.Г. (2024). Массовое смещение обломочного материала в зоне осушки Воткинского водохранилища (р. Кама). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 2. С. 126–137. <https://doi.org/10.31857/S2949178924020067>; <https://elibrary.ru/PNVTRU>

характеризуется невысокой скоростью смещения пород, отсутствием коррелятных отложений и слабо выраженным геоморфологическим результатом.

Первые результаты наблюдений за крипом были получены А. Янгом в Англии в начале 1960-х гг., а в 1964 г. — в нашей стране казанскими геоморфологами под руководством А.П. Дедкова в Среднем Поволжье (Дедков, Дуглав, 1967). Позднее организация подобных исследований была осуществлена в других регионах.

По мнению А.А. Ажигирова и В.Н. Голосова (Ажигиров, Голосов, 1990), особую группу поверхностей с активным проявлением крипа составляют овражные склоны, на которых происходит перемещение материала вследствие подрезания подножий склонов образующимися в оврагах потоками при снеготаянии и в период выпадения ливней. В этом случае регулярно возникает дефицит материала, выполняющего роль подпора. В результате скорость смещения почвогрунтов возрастает более чем вдвое, по сравнению с остальными склонами.

Со временем проявление массового смещения пород было выявлено не только на склонах речных долин и оврагов, но и на других элементах рельефа. Смещение материала наблюдается в днищах балок, несмотря на небольшие уклоны поверхности. Если скорость крипа на склонах составляет несколько миллиметров в год (на Русской равнине обычно не более 3—5 мм/год), то в днищах балок она уже составляет в год несколько сантиметров. При этом, по нашим данным, скорость смещения увеличивается от бортов балки к ее центру, где достигает 3.5—4 см/год (Егоров и др., 2018).

Казанскими геоморфологами было выявлено смещение вязкопластичного грунта на поймах малых рек Востока Русской равнины (Мозжерин и др., 2002). Наблюдения, проведенные в днищах малых рек, расположенных в разных природных зонах от степи до северной тайги, показали, что в них идет процесс, схожий со склоновым крипом. Скорости смещения грунта по уклону днища составили от 10 до 100 см за 15 лет (т.е. до 6.7 см/год). Наибольшие смещения отмечены возле русел рек (Мозжерин и др., 2002).

Практически не изучены причины и механизм медленного смещения рыхлого покрова в подводных условиях. Под водой нет большинства имеющихся на суше факторов сноса — циклов режеляции, увлажнения-высыхания, нагревания-охлаждения пород. Отсутствует и расклинивающее действие корней растительности. Тем не менее, грунты под водой интенсивно перемещаются. Например, Б.П. Агафонов (1986) зарегистрировал в прибрежной зоне на Бай-

кале движение верхнего слоя осадков со скоростью до 100 см/год. Там же он ссылается на наблюдения, сделанные в Калифорнийском заливе, где на глубине 24 м зафиксирована скорость смещения грунта до 60 см в месяц на поверхности и 30 см в основании 6.4-метровой толщи наносов.

Таким образом, явление сползания грунтов оказывается процессом универсальным, имеющим повсеместное распространение. Также очевидно, что скорости массового смещения грунтов могут определяться не только факторами, вызывающими периодические изменения их объема, особенно характерными для склонов, но и другими причинами.

Потенциальную величину смещения горных пород на склонах можно определить по амплитуде их вертикальных гидротермических движений. Натурные измерения на склонах, однако, обычно показывают результаты меньше расчетных. Это объясняется влиянием сил сцепления между частицами, не дающими опускаться грунту строго по вертикали. Уклоны днищ балок и малых рек намного меньше, чем у склонов, а скорости смещения грунтов на порядок выше, что свидетельствует о том, что гидротермические объемные движения грунтов здесь имеют явно второстепенное значение. В данном случае смещение обусловлено, по всей видимости, дефлюкцией, медленным перемещением сильно увлажненных пластичных грунтов (Воскресенский, 1971), в сочетании с обычным крипом. Как отмечает Д.Г. Панов (1966), дефлюкция, в противоположность солифлюкции, характерна для областей гумидного климата. Смещение же рыхлых пород в подводных условиях, очевидно, могут быть вызваны только другими причинами, и термины, обозначающие массовое смещение пород на склонах и в днищах временных и постоянных русловых потоках для подводных условий не подходят.

Стационарные наблюдения за крипом, проведенные к настоящему времени в различных климато-ландшафтных обстановках, позволяют пересмотреть вопрос о значимости этого процесса. В частности, отмечается, что крип способствует развитию оползней пластического течения, может вызывать подвижки опор мостовых переходов, деформации дорожного полотна (Ажигиров, Голосов, 1990), может быть спусковым механизмом оползневых обрушений и формирования террасет (Moeuersons, 1989), является одной из причин порывов промышленных нефтепроводов (Стурман и др., 2002). Движение грунтовых масс может вызывать перемешивание и гомогенизацию почвообразующих пород, ускоряет процессы выветривания в смешивающейся толще

(Бергкаут, Белоусова, 1985). Отмечается также, что крупномасштабные процессы крипа способны играть решающую роль в формировании вершинных депрессий в горах (Табор, 1971). Отсюда следует, что изучение процессов массового смещения рыхлых пород (не только крипа) является весьма актуальным, особенно это касается подводных условий, поскольку помимо результатов единичных наблюдений, приведенных выше, о подводном массовом смещении материала пока мало что известно.

Учитывая большие объемы рыхлого материала, регулярно поступающего с абразионно-осыпных склонов, отсутствие эффекта накопления рыхлых отложений у подножья и на мелководье, следует предположить, что механизм перемещения наносов в подводных условиях весьма эффективен. Поскольку литопотоки на мелководье характеризуются высокими скоростями и охватывают значительные объемы горных пород, подводное массовое смеще-

ние пород может оказаться одним из ведущих процессов переформирования рельефа береговой зоны водохранилищ. Целью настоящего исследования является предварительная оценка роли процессов массового смещения рыхлых пород в подводных условиях на материалах изучения одного из участков берега Воткинского водохранилища.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Наблюдения за скоростью отступления берега и медленными массовыми смещениями грунта проводились на мелководье Воткинского водохранилища на стационаре в районе с. Галёво Воткинского района Удмуртской Республики (рис. 1) начиная с 2015 г. На береговом участке длиной более 50 м на мелководье во время сброса воды на водохранилище были закреплены реперы — стержни из арматуры, забитые



Рис. 1. Местоположение объекта наблюдений и расположение однотипных берегов Воткинского водохранилища в пределах Удмуртии.

Fig. 1. The location of the observation object and the location of the same type of shores of the Votkinsk reservoir within Udmurtia.



Рис. 2. Работа навигационного оборудования на реперных точках.

Fig. 2. Operation of navigation equipment at reference points.

в грунт. Координаты реперов регулярно проверялись с помощью высокоточного навигационного оборудования (рис. 2).

Надводная часть стационара представлена абразионно-осыпным склоном юго-восточной экспозиции, высотой от 30 до 47 м, сложенным коренными алевритами с небольшими линзами песчаника. Крутизна склона 48–50°, в местах выхода песчаника — 62–67°. Морфология склона и его сложение типичны для правобережья водохранилища в пределах Удмуртии и представляют до 60 % всех его берегов. Скорость разрушения склона определялась повторной тахеометрической съемкой положения бровки и сканированием его поверхности с помощью тахеометра, работающего в безотражательном режиме с установленных реперов.

Склон подводного мелководья ровный, прямой, крутизной 4–5°, полностью сложен коренными алевритами. Обычно поверхность коренных алевритов, за исключением периода весеннего сброса воды на водохранилище, бывает перекрыта маломощным подвижным слоем рыхлых отложений. Скорость размыва коренных пород прибрежной отмели определялась методом шпильек, забитых в грунт по створам на разном удалении от подножья абразионно-осыпного склона. Скорость и направление смещения

обломков горных пород на прибрежном мелководье определялись различными методами. Первоначально это было сделано с помощью меток — просверленных отверстий на поверхности крупных обломков. В дальнейшем, при проведении повторной высокоточной тахеометрической съемки, вычислялись новые координаты этих меток. Подобная методика применялась с 2015 по 2020 гг. Такой прием оказался недостаточно эффективным не столько из-за сравнительно высокой трудоемкости, сколько из-за сложности поиска и идентификации обломков. Тем не менее, некоторые предварительные результаты удалось этим методом получить, и они были опубликованы (Егоров и др., 2018; 2019).

Начиная с 2020 г. для определения величины смещения обломков были использованы материалы съемок прибрежного мелководья с беспилотного летательного аппарата (БПЛА) в период сброса воды и отсутствии ледового покрова в зоне осушки — в третьей декаде апреля (рис. 3). При этом проводилось координирование меченых ранее обломков для сопоставления результатов, полученных разными методами. Съемка производилась с небольшой высоты — 20 м, все снимки в дальнейшем привязывались к единой системе координат, вычисляемой по имеющимся реперам. Плано-высотные координаты

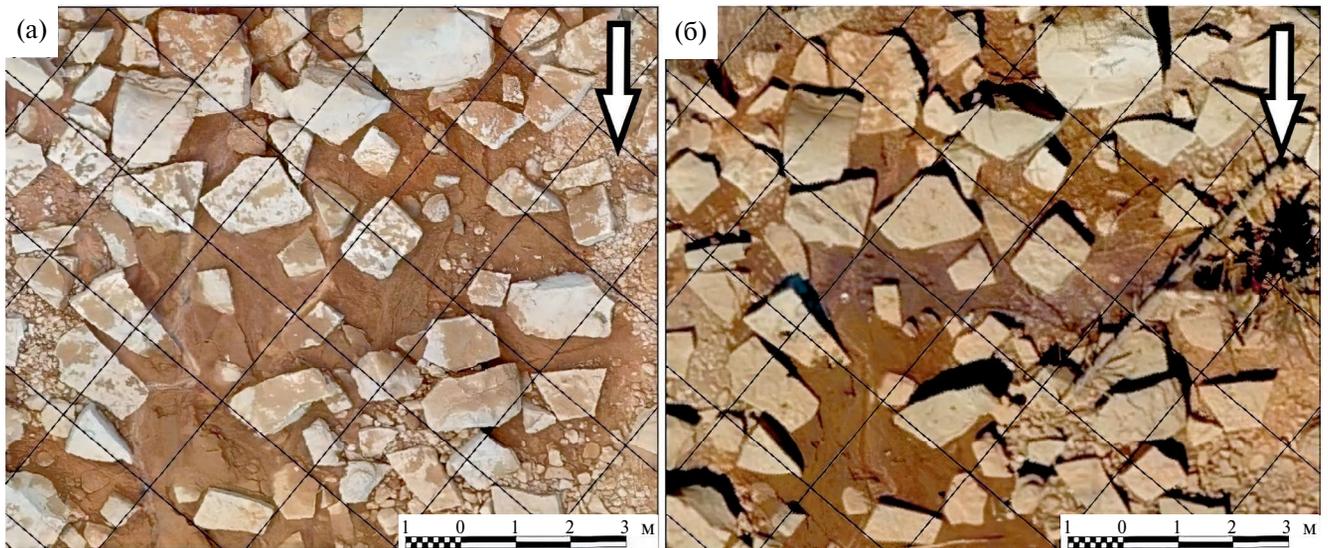


Рис. 3. Аэрофотоснимок фрагмента прибрежной полосы Воткинского водохранилища (координатная сетка проведена через 2 м, стрелкой указано направление уклона): (а) — 2021 г., (б) — 2022 г.

Fig. 3. Aerial view of a fragment of the coastal strip of the Votkinsk reservoir (the coordinate grid is drawn through 2 meters, the arrow indicates the direction of the slope): (a) — 2021 year, (б) — 2022 year.

реперов ежегодно вычислялись заново, чтобы исключить потенциальную ошибку измерений вследствие возможного их смещения. На распечатанные снимки выносилась координатная сетка, относительно которой и определялись в дальнейшем величины смещения. Для подсчетов выбирались только обломки, надежно идентифицированные на разновременных снимках по их контурам и расположению относительно друг друга. Точность измерений составила ± 1 см. Затем все данные заносились в таблицы и классифицировались по разным признакам — размеру обломков, расстоянию относительно подножья осыпного склона, характеру смещения и поверхности скольжения. Фиксировались смещения по падению склона и общие величины смещения с учетом боковых движений. Всего были получены данные по почти 150 обломкам, что позволяет, на наш взгляд, делать достаточно достоверные выводы о характере и скорости их движений в подводных условиях.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Процессы осыпания выветрелых пород склона являются главным источником поступления рыхлого материала на мелководье. Основная масса коллювия представлена обломками размерности дресвы и более тонким материалом, в основном продуктами выветривания алевролитов. К рыхлому коллювию на мелководье добавляются щебень и глыбы, эти фракции в основном содержатся не в самой осыпи,

а скатываются дальше ее подножья и представлены преимущественно песчаником. В результате поверхность склона испытывает параллельное отступление со средней скоростью 14—15 см/год. Поверхность осыпного склона не идеально ровная, и в годовом итоге одни участки отступают сильнее, чем другие. На следующий год активное разрушение наблюдается на других участках, а в многолетнем режиме профили склона оказываются отчетливо параллельными друг другу. Разброс значений отступления за год на профиле составил от 5 до 23 см/год (рис. 4). В результате к подножью самого высокого участка склона на стационаре поступает на каждый погонный метр $6.6\text{--}7\text{ м}^3$ пород. Весной у подножья склонов образуются мощные шлейфы коллювия, иногда высотой 4—5 м. Эти шлейфы впоследствии быстро размываются, и уже в конце мая весь коллювий оказывается под водой, а в коренных породах подножий осыпных склонов начинает формироваться неглубокая волноприбойная ниша. В годовом режиме процессы осыпания развиваются неравномерно. Основную массу осыпи дает весенний период — 70—75% годового объема. Прочие максимумы развития процессов осыпания могут проявляться в разные месяцы летне-осеннего периода и совпадают в основном с пиками выпадения осадков (Агафонов, 1981).

Образовавшийся весной коллювий после повышения уровня воды на водохранилище постепенно распределяется по мелководью слоем толщиной 20—30 см. Смещение рыхлых отложений на мелководье

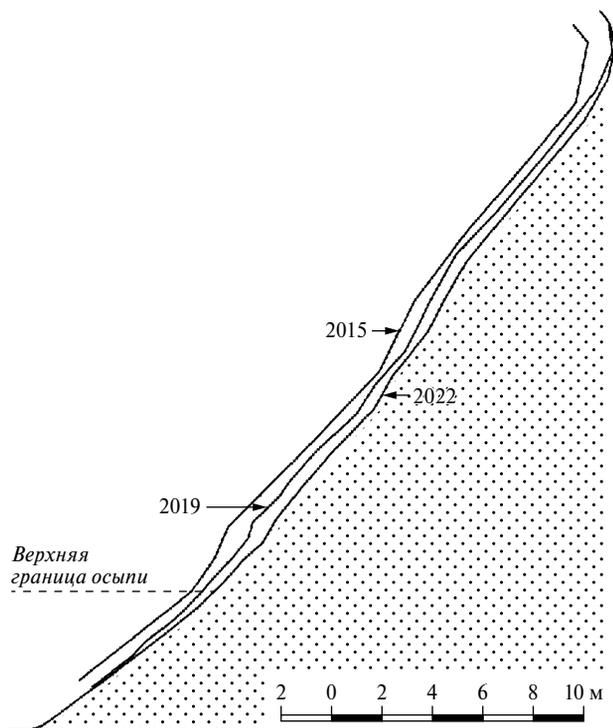


Рис. 4. Динамика вертикального профиля на стационаре по результатам сканирования с 2015 по 2022 гг.

Fig. 4. Dynamics of the vertical profile at the hospital according to the results of scanning from 2015 to 2022 years.

компенсируется поступлением нового материала. Характеристики слоя рыхлых отложений периодически отмечались во время осеннего сброса воды на водохранилище. Следует отметить, что осенний сброс часто бывает весьма незначительным, обычно осушается всего 2—3 м мелководья, реже — 20—25 м и более. Весной зона осушки всегда больше 50 м. У подножья склона слой рыхлых пород всегда толще, что можно объяснить поступлением нового материала со склона и гидродинамическими процессами во время сильных волнений на водохранилище, при которых рыхлый материал не столько уносится на глубину, сколько выносится на мелководье. С этими процессами, как отмечает Б.П. Агафонов (Агафонов, 2005), связано также образование штормовых валов. На водохранилище такие валы сохраняются на мелководье только тогда, когда формируются при несколько сниженном уровне воды перед ледоставом.

О характере движения рыхлых отложений в отсутствие поступления нового материала дают представление результаты обследования мелководья после весеннего сброса воды. На расстоянии до 18—20 м от подножья осыпного склона практически отсут-

ствует рыхлый материал песчаных и алевритовых фракций. В основном присутствует крупная древесина и щебень, а также валуны и глыбы. Поскольку в разрезе коренного склона на долю песчаников, являющихся источником наиболее крупных обломков, приходится лишь от 1 до 2% профиля, ежегодно пополняемая часть валунно-глыбового материала не столь велика, как мелкозем, источником которого выступают доминирующие на склоне алевролиты.

На обнажающихся после весеннего сброса воды участках осушки хорошо видно, что рыхлый материал находится только у подножья абразионно-осыпного склона, промерзающего в период ледостава, а далее на поверхность выходят коренные размываемые алевролиты (рис. 5). Поскольку перед ледоставом поверхность была покрыта мелкоземом, это может быть объяснено, с нашей точки зрения, только массовым смещением материала в подводных условиях. Удаление рыхлого материала происходило в период ледостава, поэтому влияние гидродинамических факторов, таких как волнение, исключено. Заметные на снимке (рис. 5) крупные обломки — результат активизации обвално-осыпных процессов в начале весны. В начале марта начинается сброс воды, уровень снижается и лед постепенно ложится на поверхность осушки. При осыпании с коренного склона наиболее крупные обломки (обычно представленные песчаником) скатываются гораздо дальше мелкозема, составляющего основную массу коллювия. По мере таяния льда обломки проецируются на поверхность осушки.

Судя по ширине прибрежной полосы, лишенной чехла рыхлых наносов, расстояние, на которое происходит смещение наиболее мелких фракций рыхлых отложений, может достигать 20 м и более. Слой рыхлых наносов весной сохраняется только у подножья абразионно-осыпного склона, поскольку промерзает в период ледостава. Учитывая продолжительность ледостава и дальность переноса, скорость смещения рыхлых отложений наиболее мелких фракций может составлять от 3 до 4 м/мес.

Смещение рыхлого материала в подводных условиях отмечено в ряде работ, посвященных геодинамике побережий камских водохранилищ (Назаров, 2007; 2008 и др.). В частности, Н.Н. Назаров, отмечая важную роль выноса минеральных веществ в глубоководье при различных типах локального морфолитогеоза, указывает на существование трех вариантов динамических обстановок преобразования рельефа и осадконакопления — связанных с проточными течениями, волновыми процессами и их сочетанием (Назаров, 2008). Не отрицая роли указанных обстановок, надо признать, что объяснить



Рис. 5. Прибрежное мелководье после сброса воды на Воткинском водохранилище.

Fig. 5. Coastal shallow water after water discharge at the Votkinsk reservoir.

смещение материала в подводных условиях только волновыми процессами и проточными течениями невозможно. Во время ледостава волнение отсутствует. Проточные течения, способные удалить значительные по объему и массе толщи пород, должны быть достаточно сильными. При этом в створе небольшой балки, расположенной в двух десятках метров выше от стационара, прекрасно сохраняется совершенно не нарушенная рябь волнения, образовавшаяся на поверхности еще до ледостава. Ненарушенную рябь волнения мы отмечали и на других участках мелководья — в створах эрозионных форм разного размера, и у берегов, сложенных суглинками. Рябь течения нами нигде не встречалась, хотя отсутствие рыхлых наносов после ледостава, причем не только глинисто-песчаных фракций, наблюдается повсеместно. В подводных условиях рыхлый грунт постоянно находится в вязко-пластичной консистенции,

что позволяет развиваться дефлюкции, как в случае с днищами балок и поймами малых рек. Но в отличие от днищ временных и постоянных русловых потоков, уклоны подводных склонов существенно выше, насыщенность грунтов водой постоянная, а не периодическая, что и дает в итоге более высокие скорости смещения. Возможно, некоторый вклад в смещение материала вносит таяние снега и льда в зоне осушки. Хотя весенние наблюдения показали, что вода талого снега стекает практически полностью по поверхности льда, а следы струй воды присутствуют только в местах выхода подземных вод на абразионно-осыпном склоне и в области некоторых трещин на поверхности льда, образующихся после сброса воды и укладывании льда на поверхность зоны осушки. Но это может привести к сносу материала только вдоль достаточно редких линий стока, но никак не по всей поверхности.

Крупные обломки также смещаются, что установлено с помощью точной тахеометрической съемки. Было зафиксировано, что скорость перемещения обломков зависит от их размера. Крупные уплощенные валуны песчаника размерами 50×50 см перемещались со скоростью около 4 см/год, максимальная скорость составила 16 см/год. У валунов размерами в первые десятки сантиметров скорость движения оказалась равной 10–11 см/год, наибольшее зарегистрированное смещение составило 52 см/год (Егоров и др., 2018). Было отмечено, что смещение крупных обломков происходит год от года неравномерно, а под действием надвига льда обломки иногда могут двигаться даже вверх по склону мелководья. Единичный случай выноса материала в связи с надвигом льда и образованием вала наносов был зарегистрирован нами в 2017 г.

Надо отметить, что все геодезические измерения были выполнены только для обломков, достаточно удаленных от подножья склона — более 6 м, а количество измерений оказалось небольшим — в разные годы от 10 до 15 (общее количество меченых обломков — около 40). Это связано, прежде всего, с кольматированием просверленных отверстий и поверхностей валунов тонкими наносами, что делает их поиски весьма затруднительными, особенно в присклоновой части мелководья. Если же обломок не наблюдался несколько лет, то возникали проблемы с его идентификацией, учитывая возможные значительные скорости смещения.

Интересные закономерности показали результаты, полученные с использованием БПЛА. Четко выражено уменьшение скорости смещения по мере удаления валунов от подножья абразионно-осыпного склона (табл. 1). Особенно разница заметна по об-

щему смещению обломков — почти в два раза. Это можно объяснить неодинаковыми вибрационными воздействиями от прибоя волн, вызывающими ослабление связей между продуктами выветривания, между валунами и подстилающим субстратом. Разумеется, виброэффект ослабевает по мере удаления от зоны прибоя. Важность учета этого фактора для подводных условий ранее отмечал Б.П. Агафонов (Агафонов, 1986). Заметно меняется также доля боковых смещений от общей их величины по мере удаления от зоны прибоя. Если в самой верхней части мелководья на долю боковых смещений приходится примерно 14% общего смещения, то на расстоянии более 8 метров — уже только 6.5%. Возможно, боковые смещения вызваны различными углами подхода волн к берегу. Интересно отметить, что смещений валунов вправо и влево относительно падения подводного склона выявлено примерно одинаковое количество.

Отчетливо проявляется разница в скорости смещения в зависимости от того, на какой поверхности находится валун. Находящиеся непосредственно на коренных алевролитах валуны смещаются почти в два раза медленнее, при этом доля боковых смещений у них выше. Очевидно, в данном случае важную роль играет характер микрорельефа неровной кровли алевролитов. Валуны, лежащие на более мелких обломках, смещаются с максимальными скоростями — в зоне прибоя более 24 см/год (табл. 2). Максимальная зарегистрированная скорость смещения отдельных валунов составила 54 см/год, еще один валун смещался со скоростью 47 см/год, и три валуна — 40 см/год. В данном случае обломки в рыхлой толще подводного склонового чехла кроме собственной тяжести испытывают дополнительный сдвиг

Таблица 1. Характеристики смещения валунов в зависимости от расстояния от подножья склона

Table 1. Characteristics of the displacement of boulders depending on the distance from the foot of the slope

Расстояние от валуна до подножья склона, м	Менее 4	От 4 до 6	От 6 до 8	Более 8
Количество валунов, шт.	26	46	55	23
Средняя величина смещения валуна по падению склона, см	17.6	14.2	13.6	10.2
Общая величина смещения, с учетом бокового движения, см	20.4	15.8	13.9	10.9

Таблица 2. Средние величины смещения валунов в зависимости от подстилающей поверхности

Table 2. Average values of displacement of boulders depending on the underlying surface

Расстояние от подножья склона, м		Менее 4	От 4 до 6	От 6 до 8	Более 8
Крупные валуны перемешаны с рыхлыми наносами	Количество валунов, шт.	14	23	18	12
	Общая величина смещения, см	24.1	18.6	22.8	15.2
Валуны залегают на коренных алевролитах	Количество валунов, шт.	12	23	37	11
	Общая величина смещения, см	10.0	9.8	9.1	6.1

от давления вышележащих масс валунов, которое способствует увеличению скорости перемещения и самих обломков, и находящихся выше валунов.

Движение крупных валунов в подводных условиях может быть связано не только с отмеченным уже виброэффектом, но и с процессами аблювиации — результатом смыва тонких частиц грунта вокруг обломка, в результате обмывания его стоком при откате волны. Такой механизм смещения крупных обломков был описан ранее Н.И. Маккавеевым и А.М. Калинин (1969), и иногда называется еще “стоковым крипом” (Тимофеев, 1978). Аблювий — крупнообломочные остаточные отложения (щебень, глыбы), оставшиеся на мелководье вследствие удаления мелкозема, мы и наблюдаем в зоне осушки. Движение валунов может быть вызвано дефлюкционным смещением размокших алевролитов, на которых они залегают. Также, возможно, некоторый вклад в общий результат смещения валунов вносят ледовые массы, лежащие на них в зоне осушки при сбросе воды на водохранилище.

Подводный склон также разрушается. Алевролиты размокают и постепенно размываются. Зарегистрированная по профилям скорость снижения поверхности подводного склона составляет 2—2.5 см/год. Размокшие в подводных условиях алевролиты выполняют роль смазки, обеспечивающей скольжение валунов.

Размеры валунов с зафиксированными скоростями смещения различны. Самые крупные — 135×62 см, 110×102 см и 117×58 см; самые маленькие — 21×20 см, 22×16 см, 27×18 см. При этом два из трех самых крупных валунов сместились на 23 см/год, а все самые маленькие — на 14—15 см/год. Разделение валунов по размеру не выявили существенных различий по величине смещений. Гораздо большее значение имеет расположение валунов относительно зоны прибоя. Малая выборка в первых наблюдениях не позволила однозначно оценить влияние как размера валуна, так и особенностей их расположения. При этом результаты, полученные с использованием аэрофотосъемки, соответствуют данным высокоточной тахеометрической съемки, позволившей на первом этапе зафиксировать сам факт смещения. Представляется необходимым при проведении работ совмещать оба метода. Тахеометрический метод в данном случае необходим не для массового сбора данных, а для контроля за точностью измерений.

Большой объем выборки показал, что для смещения валунов большое значение имеет не только близость их к зоне прибоя, но и характер поверхности, по которой происходит смещение. Вместе с тем недооценивать влияние фактора размера обломков

нельзя — смещение мелкозема, дресвы и щебня происходит с гораздо более высокими скоростями. На скорость смещения обломочного материала существенное влияние оказывает его дисперсность, и соответственно возможность насыщения водой. С ростом дисперсности и при достаточном увлажнении, вязкость грунтов уменьшается (Поздняков, Ройхвагер, 1980). Роль степени водонасыщения как ведущего фактора смещения рыхлых отложений в субаэральных условиях отмечается во многих исследованиях (Агафонов, 1986, Harris, 1972, Swanston, 1981 и др.). Для подводных условий этот фактор проявляется в наибольшей степени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования смещения материала на мелководье водохранилища позволяют сделать следующие выводы:

1. В подводных условиях, даже в отсутствие волнений в период ледостава, наблюдаются процессы массового смещения рыхлых отложений. Они охватывают не только песчано-глинистые фракции продуктов выветривания, но и валунно-глыбовый материал. Скорость смещения разных фракций сильно различается. Песчано-глинистая фракция смещается со скоростью 4—5 м/год, валуны и глыбы — в основном от 10 до 20 см/год.

2. Скорость смещения крупных обломков уменьшается по мере удаления от зоны прибоя волн, вызывающих аблювиацию и вибрацию грунта, ослабляющих сцепление его частиц между собой. Соответственно, валуны смещаются намного быстрее, если залегают не на коренном субстрате, а на рыхлых наносах.

3. В зоне прибоя волн, помимо смещения по падению склона, наблюдаются боковые смещения крупных обломков, обусловленные особенностями микрорельефа поверхности и направлениями подхода волн. По мере удаления от зоны прибоя доля боковых смещений снижается.

4. Основным источником поступления рыхлого материала на мелководье водохранилища являются процессы осыпания. С наклонных подводных участков береговой зоны этот материал удаляется процессами массовыми движений, дефлюкцией.

5. Берега разрушаются путем параллельного отступания как подводной, так и надводной его частей. Надводной части — со скоростью 14—15 см/год, подводной — 2—2.5 см/год. В настоящее время скорость берегозащиты остается стабильно высокой, что делает необходимым пересмотр некоторых теорети-

ческих положений, касающихся закономерностей развития берегов и прогнозных оценок.

6. Полученные результаты позволяют пересмотреть роль массовых смещений грунта в спектре экзогенных процессов, по крайней мере, в подводных условиях. Именно подводное массовое смещение удаляет обломочный материал, поступающий на подводный береговой склон с коренных абразионно-осыпных склонов.

Результат полевых исследований убедительно свидетельствует о наличии массового смещения отложений в подводных условиях, однако окончательная интерпретация результатов и оценка отдельных факторов этого процесса требует разработки отдельной методики наблюдений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00194. <https://rscf.ru/project/23-27-00194>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агафонов Б. П. (1981). Процесс отступления свежеразработанных уступов на склонах. *География и природные ресурсы*. № 4. С. 37—45.

Агафонов Б. П. (1986). О природе медленного смещения рыхлого покрова. *Известия АН СССР. Серия географическая*. № 4. С. 55—64.

Агафонов Б. П. (2005). Восходящие литопотоки в формировании берегов озер (на примере Байкала). В сб.: *Новые и традиционные идеи в геоморфологии. V Шукшинские чтения*. М.: Географический факультет МГУ. С. 197—199.

Ажигиров А. А., Голосов В. Н. (1990). Оценка медленных смещений почвенно-грунтовых масс при инженерно-географических исследованиях. *Геоморфология*. № 1. С. 33—40.

Беркгаут В. В., Белоусова Н. И. (1985). Движение почв по склонам и почвы. *Геоморфология*. № 1. С. 57—65.

Воскресенский С. С. (1971). Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: МГУ. 229 с.

Дедков А. П., Дуглав В. А. (1967). Медленное движение почвенно-грунтовых масс на задернованных склонах. *Известия АН СССР. Серия географическая*. № 4. С. 90—93.

Егоров И. Е., Глейзер И. В., Казаков А. Г. (2018). Скорости медленного массового смещения грунтов в надводных и подводных условиях водосборного бассейна. В сб.: *Тридцать третья пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов (г. Нижневартовск, 2—4 октября 2018 г.): Доклады и краткие сообщения*. Нижневартовск: Изд-во НВГУ. С. 96—98.

Егоров И. Е., Глейзер И. В., Казаков А. Г. (2019). Особенности развития рельефа прибрежного мелководья Воткинского водохранилища. В сб.: *Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях: Материалы V Всероссийской научной конференции с международным участием, объединенной с XXXIV пленарным совещанием Межвузовского научно-координационного совета по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов* (г. Москва, МГУ имени М. В. Ломоносова, 3—6 сентября 2019 г.). М.: ЛЕНАНД. С. 197—198.

Маккавеев Н. И., Калинин А. М. (1969). Смещение крупных обломков и блоков пород в результате аблювиального эффекта. В сб.: *Экспериментальная геоморфология*. Вып. 2. М.: Изд-во МГУ. С. 107—112.

Мозжерин В. И., Курбанова С. Г., Куржанова А. А. (2002). О скорости пойменной дефлюкции в Среднем Поволжье. В сб.: *Сообщения семнадцатого пленарного Межвузовского научно-координационного совета по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов*. Краснодар: Краснодарский аграрный университет. С. 145—146.

Назаров Н. Н. (2007). Пространственно-временные особенности морфолитогенеза береговой зоны приплотинного участка Воткинского водохранилища. *Географический вестник*. № 1—2. С. 11—19.

Назаров Н. Н. (2008). Геодинамика побережий водохранилищ Пермского края. Пермь: ЗАО “Полиграфком-плект”. 152 с.

Панов Д. Г. (1966). Общая геоморфология. М.: Высшая школа. 426 с.

Поздняков А. В., Ройхвагер З. Б. (1980). Математическая модель развития склона при вязкопластическом смещении обломочного материала. *Геоморфология*. № 4. С. 54—60.

Стурман В. И., Егоров И. Е., Артемьева А. А. (2002). Комплексный геоэкологический подход к решению проблемы аварийности промысловых нефтепроводов. *Энергетика и нефтяная промышленность*. № 1. С. 67—74.

Тимофеев Д. А. (1978). Терминология денудации и склонов. М.: Наука. 243 с.

Auzert A. V. (1982)/ La mesure du creep: mise au point bibliographique. *Recherche Geographiques Strasbourg*. № 19—21b. P. 211—218.

Harris C. (1972). Processes of soil movement in turfbanked solifluction lobes, Okstindan, Northern Norway. *Polar Geomorphol. Symp. Aberdeen*. London, Inst. Brit. Geogr. P. 155—174.

Moeyersons J. (1989). A possible causal relationship between creep and sliding on Rwaza Hill, southern Rwanda. *Earth Surf. Processes Landforms*. V. 14. Iss. 6. P. 597—614. <https://doi.org/10.1002/esp.3290140615>

Swanston D. N. (1981). Creep and earthflow from undisturbed and management impacted slopes in the Coast and Cascade ranges of the Pacific northwest, U.S.A. In: *Erosion and sediment transport in Pacific Rim steeplands*. Davies T. R. H., Pearce A. J. (Eds.). Christchurch, New Zealand. I.A.H.S. Publ. 132. Washington, DC and Wallingford, United Kingdom: International Association of Hydrological Sciences. P. 76—94.

Tabor R.W. (1971). Origin of ridge-top depressions by largescale creep in the Olympic mountains, Washington.

Bull. Geol. Soc. Am. V. 82. № 7. P. 1811—1822. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[1811:OORDBL\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[1811:OORDBL]2.0.CO;2)

UNDERWATER MASS MOVEMENTS ON SEASONALLY INUNDATED BANKS OF THE VOTKINSK RESERVOIR (KAMA RIVER, RUSSIA)¹

I. E. Egorov^{a, #}, I. V. Gleyzer^a, I. I. Grigorev^{a, ##}, and A. G. Kazakov^a

^a Udmurt State University, Izhevsk, Russia

[#] E-mail: egorov.i53@mail.ru

^{##} E-mail: ivangrig@yandex.ru

The paper presents a study conducted at a monitoring site near the village of Galyovo on the right bank of the Votkinsk reservoir. The research focuses on the processes of mass movement of fine and clastic material, including the destruction of rockfall slopes and the displacement of debris. The following methods and results were employed. Observations were conducted on the destruction of rockfall slopes, primarily composed of siltstones undercut by abrasion. The peculiarities of debris displacement were also noted. High-precision tacheometric surveying in non-reflective mode was used to determine the rates of slope failure. This method allowed for accurate measurements of slope movement. The rates of debris displacement were calculated by analyzing images obtained from drones and conducting topographic surveying. Mass measurements of the debris position were used to quantify the displacement rates. For the first time, the rates of slow mass movement of material delivered to the shoal due to bank destruction were determined and quantified. The main contribution to the volume of loose material entering the reservoir at the monitoring site was caused by weathering of high slopes. The rate of slope retreat was determined to be 14–15 cm/year, resulting in an input of colluvium of 6.6–7 m³ per linear meter per year. In the seasonally submerged areas of the shallow coastal zone, sediment transport was found to be related to various processes, including wave activity and mass movement of material in underwater conditions. The study recorded the displacement of sediments lining the shallow coastal zone before the formation of seasonal ice cover, with sliding distances of 15–20 meters by the beginning of spring water discharge. The movement of boulders was also observed, mainly in the range of 10–20 cm/year. It was noted that mass displacement of fine sediments in the summer was compensated by the input of products of crumbling, collapse, and bank abrasion. The data obtained from this study can be used to assess the role of various processes in the shallow water of the reservoir and calculate the rate of siltation of the reservoir. This information is valuable for understanding and managing the geomorphological dynamics of the coastal area and the reservoir.

Keywords: siltstones, shedding, collapsing, abrasion, lithodynamic flows

ACKNOWLEDGMENTS

The study was funded by the Russian Science Foundation, Project № 23-27-00194. <https://rscf.ru/project/23-27-00194>

REFERENCES

- Agafonov B. P. (1981). The process of freshly formed ledges retreat on slopes. *Geografiya i prirodnye resursy*. № 4. P. 37–45. (in Russ.)
- Agafonov B. P. (1986). On the nature of the slow displacement of loose cover. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geograficheskaya*. № 4. P. 55–64. (in Russ.)
- Agafonov B. P. (2005). Ascending lithoflows in the formation of lake shores (on the example of Baikal). In: *Novye i traditsionnye idei v geomorfologii. V Shchukinskiye chteniya*. Moscow: Geograficheskii fakul'tet MGU (Publ.). P. 197–199. (in Russ.)
- Auzert A. V. (1982). La mesure du creep: mise au point bibliographique. *Recherche Geographiques Strasbourg*. № 19–21b. P. 211–218.
- Azhigirov A. A., Golosov V. N. (1990). Slow mass movement assessment in engineering-geographical studies. *Geomorfologiya*. № 1. P. 33–40. (in Russ.)
- Berggaut V. V., Belousova N. I. (1985). Mass movement on slopes and soils. *Geomorfologiya*. № 1. P. 57–65. (in Russ.)
- Dedkov A. P., Duglav V. A. (1967). Slow movement of soil and soil masses on turfed slopes. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geograficheskaya*. № 4. P. 90–93. (in Russ.)
- Egorov I. E., Gleizer I. V., Kazakov A. G. (2018). Slow mass velocities displacement of soils in above-water and underwater conditions of the drainage basin. In: *Tridtsat' tret'e plenarnoe mezhdvuzovskoe koordinatsionnoe soveshchanie po probleme erozionnykh, ruslovykh i ust'evykh protsessov (g. Nizhnevar-*

¹ For citation: Egorov I. E., Gleyzer I. V., Grigorev I. I., Kazakov A. G. (2024). Underwater mass movements on seasonally inundated banks of the Votkinsk Reservoir (Kama River, Russia). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 2. P. 126–137. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924020067>; <https://elibrary.ru/PNVTRU>

- tovs, 2—4 oktyabrya 2018 g.): *Doklady i kratkie soobshcheniya*. Nizhnevartovsk: NVGU (Publ.). P. 96—98. (in Russ.)
- Egorov I. E., Gleizer I. V., Kazakov A. G. (2019). Features of the development of the relief of the coastal shallow waters of the Votkinsk Reservoir. In: *Zakonomernosti proyavleniya erozionnykh i ruslovykh protsessov v razlichnykh prirodnykh usloviyakh: Materialy Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem, ob"edinennoi s XXXIV plenarnym soveshchaniem Mezhvuzovskogo nauchno-koordinatsionnogo soveta po probleme erozionnykh, ruslovykh i ust'evykh protsessov* (g. Moskva, MGU imeni M. V. Lomonosova, 3—6 sentyabrya 2019 g.). Moscow: LENAND (Publ.). P. 197—198. (in Russ.)
- Harris C. (1972). Processes of soil movement in turfbanked solifluction lobes, Okstindan, Northern Norway. *Polar Geomorphol. Symp. Aberdeen*. London, Inst. Brit. Geogr. P. 155—174.
- Makkaveev N. I., Kalinin A. M. (1969). Displacement of large fragments and rock blocks as a result of the abluvial effect. In: *Eksperimental'naya geomorfologiya*. Vyp. 2. Moscow: MGU (Publ.). P. 107—112. (in Russ.)
- Moeyersons J. (1989). A possible causal relationship between creep and sliding on Rwaza Hill, southern Rwanda. *Earth Surf. Processes Landforms*. V. 14. Iss. 6. P. 597—614. <https://doi.org/10.1002/esp.3290140615>
- Mozzherin V. I., Kurbanova S. G., Kurzhanova A. A. (2002). O skorosti poimennoi deflyuktsii v Srednem Povolzh'e. In: *Soobshcheniya semnadsatogo plenarnogo Mezhvuzovskogo nauchno-koordinatsionnogo soveta po probleme erozionnykh, ruslovykh i ust'evykh protsessov*. Krasnodar: Krasnodarskii agrarnyi universitet (Publ.). P. 145—146. (in Russ.)
- Nazarov N. N. (2007). Spatiotemporal features of the coastal zone morpholithogenesis of the dam section of the Votkinsk Reservoir. *Geograficheskii vestnik*. № 1—2. P. 11—19. (in Russ.)
- Nazarov N. N. (2008). Geodinamika poberezhii vodokhranilishch Permskogo kraya (Coasts geodynamics of reservoirs in the Perm Region). Perm': ZAO "Poligrafkomplekt" (Publ.). 152 p. (in Russ.)
- Panov D. G. (1966). *Obshchaya geomorfologiya* (General geomorphology). Moscow: Vysshaya shkola (Publ.). 426 p. (in Russ.)
- Pozdnyakov A. V., Rojhgager Z. B. (1980). Mathematical model of slope evolution due to viscous-plastic movement of debris mantle. *Geomorfologiya*. № 4. P. 54—60. (in Russ.)
- Sturman V. I., Egorov I. E., Artem'eva A. A. (2002). An integrated geo-ecological approach of solving the problem of accidents in oil field pipelines. *Energetika i neftyanaya promyshlennost'*. № 1. P. 67—74. (in Russ.)
- Swanston D. N. (1981). Creep and earthflow from undisturbed and management impacted slopes in the Coast and Cascade ranges of the Pacific northwest, U.S.A. In: *Erosion and sediment transport in Pacific Rim steeplands*. Davies T. R. H., Pearce A. J. (Eds.). Christchurch, New Zealand. I.A.H.S. Publ. 132. Washington, DC and Wallingford, United Kingdom: International Association of Hydrological Sciences. P. 76—94.
- Tabor R. W. (1971). Origin of ridge-top depressions by large-scale creep in the Olympic mountains, Washington. *Bull. Geol. Soc. Am.* V. 82. № 7. P. 1811—1822. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[1811:OORDBL\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[1811:OORDBL]2.0.CO;2)
- Timofeev D. A. (1978). Terminologiya denudatsii i sklonov (Terminology of denudation and slopes). Moscow: Nauka (Publ.). 243 p. (in Russ.)
- Voskresensky S. S. (1971). *Dinamicheskaya geomorfologiya. Formirovanie sklonov* (Dynamic geomorphology. Slopes Genesis.). Moscow: MGU (Publ.). 229 p. (in Russ.)

УДК 551.462:551.435.536(268.45)

УСЛОВИЯ, МЕХАНИЗМ И СТАДИИ РАЗВИТИЯ ПИНГОПОДОБНЫХ ФОРМ НА ШЕЛЬФЕ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ[#]© 2024 г. Е. А. Еременко^{1,2*}, А. В. Кохан¹, Е. А. Мороз¹, А. П. Денисова^{1,2},
С. Ю. Соколов¹, А. Д. Мутовкин³¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия³ Институт океанологии имени П.П. Шириова РАН, Москва, Россия

* E-mail: eremenkoeaig@gmail.com

Поступила в редакцию 01.12.2023 г.

После доработки 12.02.2024 г.

Принята к публикации 28.03.2024 г.

На основе результатов многолучевого эхолотирования и сейсмического профилирования, выполненных в 2018–2019 гг. в рамках научных рейсов НИС “Академик Николай Страхов”, с привлечением всех ранее опубликованных данных разработана концептуальная схема образования пингоподобных форм на шельфе Печорского моря (юго-восточная часть акватории Баренцева моря между островами Колгуев и Вайгач). При интерпретации генезиса рельефа дна на полигоне площадью около 12 км² использованы как полученные авторами новые геофизические данные, так и материалы бурения, опубликованные ранее. Установлено, что образование пингоподобных форм на дне происходит при наличии многолетнемерзлых пород в условиях отрицательных температур придонных вод под действием потока флюидов из недр. Основной причиной возникновения пингоподобных форм является образование зон аномально высокого пластового давления в толще или ниже подошвы многолетней мерзлоты в результате миграции флюидов к поверхности дна. Образованию пингоподобных форм предшествует появление валообразного поднятия дна за счет выдавливания пластично-мерзлых глинистых толщ к приповерхностной части разреза. В дальнейшем в результате нарушения сплошности и частичного оттаивания многолетней мерзлоты на своде валообразного поднятия начинается рост пингоподобной формы, представляющей собой грязевулканическую постройку. Миграция газа по вертикальному каналу к вершинному кратеру может сопровождаться промерзанием слагающих пингоподобную форму глинистых осадков в результате дроссельного эффекта Джоуля–Томпсона. Истекающие из вершинного кратера грязевые массы могут промерзать на склонах пингоподобной формы в результате охлаждения содержащейся в них пресной воды в условиях отрицательных придонных температур. Увеличение размера грязевулканической постройки приводит к снижению давления близ подошвы деградирующей под действием флюидопотока многолетней мерзлоты, что приводит к постепенному оседанию валообразных поднятий дна и возникновению компенсационных впадин. По результатам повторного мониторинга газопроявлений установлено, что более половины пингоподобных форм на обследованном полигоне в настоящее время являются действующими каналами миграции флюидов из недр к поверхности дна и в водную толщу.

Ключевые слова: дегазация, флюиды, флюидогенный рельеф, грязевой вулканизм, диапиры, акустические аномалии, Баренцево море

DOI: 10.31857/S2949178924020075, EDN: PNPYQE

1. ВВЕДЕНИЕ

Пингоподобные формы (ППФ) — ringo-like features (PLF) по (Paull et al., 2007) — представляют собой поло-

жительные формы микрорельефа, распространенные на шельфах морей Арктики. Впервые они были обнаружены в море Бофорта в 1969 г. в ходе региональной геологической съемки дна и интерпретированы как реликтовые криогенные образования, сохранившиеся при затоплении шельфа в ходе голоценовой трансгрессии (Shearer et al., 1971). Дальнейшие комплексные исследования (многолучевое эхолотирование, сейсмопрофилирование, опробование) позволили предположить, что ППФ имеют субаквальное про-

[#] Ссылка для цитирования: Еременко Е.А., Кохан А.В., Мороз Е.А. и др. (2024). Условия, механизм и стадии развития пингоподобных форм на шельфе Печорского моря. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55, № 2. С. 138–153. <https://doi.org/10.31857/S2949178924020075>; <https://elibrary.ru/PNPYQE>

исхождение и образуются в результате выдавливания осадков под действием потока флюидов из недр при участии мерзлотных и грязевулканических процессов (Poley, 1982; Бондарев и др., 2002; Paull et al., 2007, 2022; Blasco et al., 2013; Миронюк и др., 2019а, 2019б; Миронюк, 2020; Кохан и др., 2023). Наличие акустических аномалий, связанных с повышенной газонасыщенностью донных осадков, установлено в районах развития ППФ в море Бофорта (Paull et al., 2007, 2022; Blasco et al., 2013), в Баренцевом и Карском морях (Бондарев и др., 2002; Portnov et al., 2013; Serov et al., 2015; Кохан и др., 2023). В районах развития ППФ в водной толще фиксируются вертикальные акустические аномалии факельного типа (как правило, локализованные непосредственно над ППФ) и ареалы повышенной акустической мутности, связанные со взмучиванием осадков поднимающимися от поверхности дна флюидами (Paull et al., 2007, 2022; Blasco et al., 2013; Portnov et al., 2013; Serov et al., 2015; Кохан и др., 2022, 2023).

Результаты геолого-геофизических работ демонстрируют приуроченность участков с повышенной плотностью ППФ к нефтегазоперспективным структурам и крупным тектоническим нарушениям (Blasco et al., 2013; Миронюк и др., 2019а; Кохан и др., 2023). Кроме того, в распространении ППФ на шельфах морей Арктики прослеживается связь с ареалами многолетнемерзлых пород (ММП). Так, наибольшая плотность ППФ характерна для районов, где современная криолитозона отличается островным распространением или выклинивается близ бровки шельфа (Blasco et al., 2010; Paull et al., 2022; Кохан и др., 2023; Grob et al., 2023). По имеющимся на настоящий момент опубликованным сведениям, ППФ не были встречены в районах, где не обнаружены ММП, а в районах, где мерзлота имеет повышенную мощность и сплошность, ППФ редки (Portnov et al., 2013; Serov et al., 2015; Кохан и др., 2023).

Флюиды, подъем которых приводит к образованию флюидогенных форм (ППФ, покмарок, куполов газового пучения и пр.), имеют, в основном, глубинное происхождение. По крупным тектоническим нарушениям они проникают в осадочный чехол, где, в том числе, скапливаются в нефтегазовых ловушках (Хант, 1982; Van Rensbergen et al., 2007). Выше по осадочной толще миграция флюидов к поверхности дна происходит вдоль тектонических нарушений более низкого ранга. Перекрывающие дно рыхлые четвертичные осадки отличаются сравнительно более высокой пористостью, вертикальной и латеральной литологической неоднородностью, что нередко приводит к рассеиванию флюидопотока. Кроме того, поднимающиеся в осадочном чехле флюиды при

определенных термобарических условиях (высокое давление и низкая температура, низкие значения геотермического градиента — до 2.2 °С на 100 м по (Vogoyavlensky et al., 2018)) могут образовывать газогидратные залежи. В Баренцево-Карском регионе благоприятные условия для формирования и дальнейшего стабильного существования газогидратов установлены на глубинах более 350—400 м. На меньших глубинах газогидратные залежи нестабильны, и их деградация может являться причиной развития процесса дегазации (Vogoyavlensky et al., 2018). В качестве флюидоупоров могут выступать ММП, а на более локальном уровне — сильно глинистые донные осадки, к примеру, ледникового происхождения (Денисова и др., 2022).

Таким образом, формирование флюидогенного рельефа происходит под действием глобального процесса дегазации, однако тип образующихся форм, их морфология и плотность определяются локальными факторами (глубиной моря, наличием ММП, близостью к нефтегазоперспективным структурам и тектоническим разломам, литологическим составом, строением и мощностью донных осадков). Флюидогенные формы маркируют локализованные каналы и ареалы распространения дегазации, а значит, изменение интенсивности последней должно проявляться в изменении морфологии рассматриваемых форм. Проследить стадии развития флюидогенных форм (в частности, ППФ), а также оценить современную активность дегазации на участках их развития возможно путем применения высокоразрешающих методов геолого-геофизических исследований в ходе повторных съемок дна. Такие исследования были выполнены на шельфе моря Бофорта, где показали наличие значительных скоростей изменения рельефа дна на участках распространения ППФ за 8 лет — с 2011 по 2019 гг. (Paull et al., 2022). В настоящей статье рассматриваются результаты повторной съемки дна на участках распространения ППФ в Печорском море. Цель исследования заключалась в оценке активности дегазации в 2018—2019 гг., а также в выявлении основных стадий развития ППФ с использованием сейсмических профилей и данных многолучевой батиметрической съемки, выполненной с разрешением 2 м.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В рамках 38-го (2018 г.) и 41-го (2019 г.) рейсов НИС “Академик Николай Страхов” выполнены комплексные геолого-геофизические исследования на участке распространения ППФ в акватории Печорского моря. При проведении работ использовались: многолучевой

эхолот SeaBat 8111 (частота 100 кГц, 101 луч размером $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ каждый с разрешением по детальности при определении дна равном 3.7 см); GPS, сенсоры движения и гирокомпас, объединенные в приборе Applanix POS-MV (точность определения местоположения 0.5–2.0 м в режиме DGPS); приантенный датчик скорости звука SVP-70; SVP зонд; высокочастотный акустический профилограф EdgeTech 3300 (частотно-модулированный сигнал от 2 до 6 кГц длительностью 40 мс (центральная частота 4 кГц), вертикальное разрешение 6–10 см); сейсмоакустический комплекс “Геонт-Шельф”, включающий электроискровой излучатель типа “спаркер” и две секции сейсмической приемной антенны по 16 каналов. Также использовалось программное обеспечение PDS2000 v.3.7.0.47 — для обработки данных многолучевого эхолотирования и RadExPro — для обработки результатов акустического профилирования. Съемка велась с одновременной работой всех устройств по системе галсов СЗ–ЮВ простирания с межгалсовым расстоянием около 170–200 м и выполнением нескольких станций измерения скорости звука на полигоне. В настоящей работе используются данные сеймопрофилирования с источником типа “спаркер” и акустического профилографа, полученные в ходе работ 38-го рейса (2018 г.), а также данные многолучевого эхолотирования и акустического профилирования, полученные в 41-м рейсе (2019 г.).

В результате съемки и последующей обработки данных получена цифровая модель рельефа (ЦМР) дна выбранного участка полигона размером 7.5×1.8 км общей площадью порядка 12.1 км^2 с разрешением 2×2 м, длина отработанных профилей на участке составила около 110 км (9 галсов). Вдоль галсов получены разрезы акустического профилографа в формате SEG-Y. Обработка данных, полученных с помощью спаркера, также производилась в программе RadExPro.

В программном пакете SMT Kingdom с учетом скорости звука в осадке около 1600 м/с и полученного времени полупробега звука в разрезе были рассчитаны глубины залегания отражающих горизонтов ниже поверхности дна. При максимальном усилении на разрезах были отпикированы вертикальные звуко-рассеивающие объекты типа “факел” в водной толще, интерпретируемые нами как газопроявления. Необходимо отметить, что все полученные данные о газопроявлениях основываются на их двухмерных проекциях на разрезах акустического профилографа. ЦМР были подгружены в ГИС-пакет QGIS3.28, где на их основе были получены цифровые модели крутизны и кривизны поверхности дна. В проект QGIS также подгружались данные о расположении газопроявлений и геометрии отражающих горизонтов на разрезах акустического

профилографа. Далее проводились измерения морфометрических параметров основных форм рельефа и комплексная интерпретация полученных данных.

2.1. Характеристика района исследований

Район работ располагается в северо-восточной части Печорского моря, глубины изменяются от 55 до 82 м (рис. 1). Обследованный полигон частично захватывает участок, изученный в ходе работ АО “Арктические морские инженерно-геологические экспедиции” (АМИГЭ) в 1988 и 1995–1996 гг. (Бондарев и др., 2002). Именно здесь в 1988 г. были впервые описаны ППФ на арктическом шельфе России, а в 1995 г. выполнено бурение как непосредственно на самих ППФ, так и на прилегающих участках дна.

В тектоническом отношении полигон расположен в пределах Тимано-Печорской плиты в зоне контакта Русановской складчато-надвиговой зоны и восточной части Печорской синеклизы (Гуляевско-Долгинской структурной зоны) (Система Баренцева моря, 2021). Выровненный рельеф дна полого снижается в пределах полигона с запада (средняя глубина около 65–70 м) на восток (75–80 м). Привлекая данные бурения (Бондарев и др., 2002), можно заключить, что территория представляет собой аллювиально-морскую равнину позднеплейстоценового возраста.

В пределах изучаемого участка дна Печорского моря с поверхности залегают голоценовые морские илы (mH), мощность которых изменяется от 0.5–1.0 м до 5–7 м (Бондарев и др., 2002). Они подстилаются толщей морских и аллювиальных отложений сартанского возраста

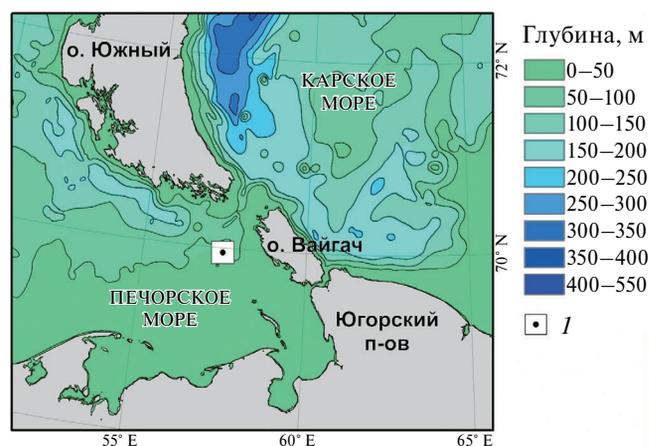


Рис. 1. Местоположение полигона. Батиметрическая основа по данным GEBCO_2014 (Weatherall et al., 2015). 1 — расположение района работ.

Fig. 1. Location of key-site. Bathymetry according to GEBCO_2014 data (Weatherall et al., 2015). 1 — location of the key-site

(а, mПsr), представленных в верхних 20—30 м суглинками, супесями и глинами с ритмичной слоистостью, нередко с линзами торфа; в нижних 10—20 м — пылеватыми песками с включением органики и прослоями глины (Рокос, 1996; Бондарев, 2002). Ниже залегает толща (мощностью 20—50 м и более) глин и суглинков с прослоями песка, относимая к морским осадкам каргинского и казанцевского возраста (mПkr+kz) (Бондарев, 2002).

По результатам бурения и сейсмопрофилирования (Мельников, Спесивцев, 1995; Бондарев и др., 2002) установлено, что на обширных пространствах шельфа Печорского моря в строении верхней части разреза присутствует многолетняя мерзлота. Она характеризуется островным распространением (Атлас..., 2004). В частности, непосредственно на обследованном участке ММП вскрыты бурением на глубинах от 0.4 м до 25—30 м (Бондарев и др., 2002), а несколько южнее (в пределах Варандейской и Приразломной нефтегазоперспективных площадей, глубины моря 15—25 м) — на глубине от 22 до 40 м (Мельников, Спесивцев, 1995). Льдистость ММП дна Печорского моря изменяется в широких пределах — от 10—30 % до 50 % и более. По результатам моделирования (Overduin et al., 2019) средние значения объемной льдистости верхних 70 м разреза составляют от 5—10 до 25 м³/м².

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1. Морфология ППФ

Субгоризонтальная фоновая поверхность аллювиально-морской равнины в пределах полигона осложнена многочисленными преимущественно изометричными ППФ высотой от 3—4 до 20—25 м, в поперечнике — до 150—250 м (рис. 2, (а)). Их плотность в пределах северо-восточной части Печорского моря (в том числе, непосредственно на полигоне) составляет от 10—15 до 35—45 шт./км² (Кохан и др., 2023).

В западной части обследованного полигона ППФ приурочены к плоским пониженным участкам дна — впадинам с нечеткими бровками относительной глубиной 5—10 м, расположены хаотично, иногда группами из двух-трех форм. В восточной части полигона прослеживается приуроченность подавляющей части ППФ к гребням валообразных поднятий дна, относительная высота которых достигает 10—15 м, ширина (по подножью) — 200—250 м. Значительная часть валообразных поднятий имеют субмеридиональную ориентацию. Округлые гребни валов нередко осложнены хорошо выраженными рвами относительной глубиной до 2—3 м и шириной 8—12 м.

Наиболее крупные ППФ располагаются в основном на ровных участках дна впадин, реже — на валообразных поднятиях. Их диаметр достигает 250 м, высота — от 12—15 до 20—25 м. ППФ округлые в плане, как правило, по контуру окружены компенсационными понижениями глубиной до 3—4 м. Зачастую в их вершинных частях наблюдаются воронки глубиной до 2—2.5 м, а склоны крутизной от 10—15 до 25—35° осложнены оползневыми псевдотеррасами. Более мелкие ППФ имеют диаметр от 35—50 м до 120—170 м, высоту от 5—7 до 10—12 м, редко бывают окружены компенсационными впадинами, расположены как на плоских участках дна впадин, так и на гребнях валообразных поднятий. Крутизна их склонов, как правило, менее 10—15°. Высота самых мелких ППФ не превышает 5—7 м, диаметр составляет около 100—120 м, а крутизна склонов — до 10—15°. Приурочены они, за редким исключением, к гребням валообразных поднятий дна. Таким образом, ППФ восточной, относительно более мелководной части полигона, характеризуются в среднем более скромными размерами, в сравнении с теми, что расположены в западной части обследованной площади.

3.2. Акустические аномалии, связанные с подъемом флюида

Как в 2018, так и в 2019 гг. в водной толще в пределах полигона зафиксированы многочисленные вертикальные акустические аномалии типа “факел” (рис. 2, (б), рис. 3, (г), табл. 1). Появление звуко-рассеивающих объектов в водной толще связано, прежде всего, с присутствием пузырьков газа и взвеси тонкого материала и объясняется подъемом флюида в процессе дегазации. Вертикальные аномалии чаще всего фиксировались непосредственно над ППФ, но местами отмечены и вне этих форм.

Из 145 ППФ, выявленных на полигоне, лишь над 24 формами ни в 2018 г., ни в 2019 г. не зафиксированы вертикальные акустические аномалии типа “факел”. 19 ППФ не пройдены галсами, поэтому о наличии и постоянстве подъема флюида над ними судить на основе имеющихся данных нельзя. Над остальными формами (102 шт.) вертикальные аномалии установлены, причем над 74 ППФ они фиксировались как в 2018, так и в 2019 гг. Выявлено, что устойчивые газопроявления типа “факел” более характерны для наиболее крупных ППФ и ППФ среднего размера в западной части полигона. Для самых мелких форм, преобладающих в восточной части района работ, характерен в целом более прерывистый во времени характер проявления дегазации.

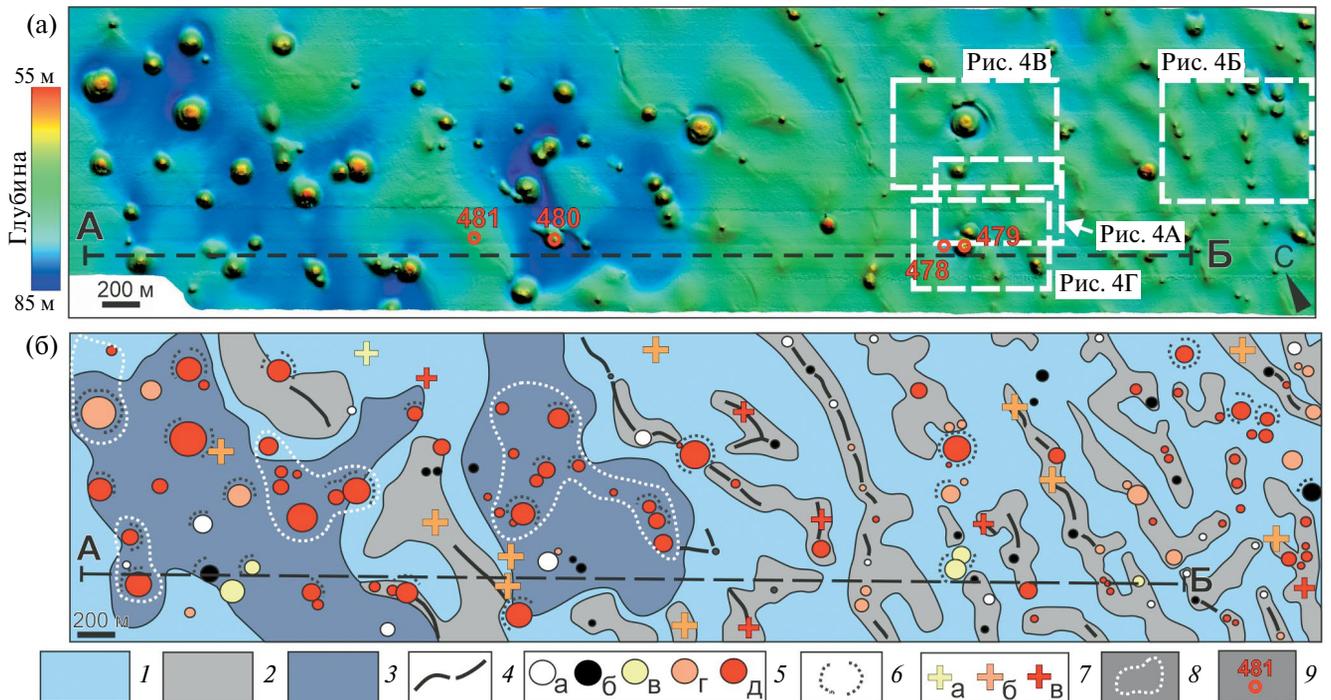


Рис. 2. Рельеф полигона: (а) — ЦМР и положение профиля А–Б, представленного на рис. 3, белым пунктиром выделены врезки, представленные на рис. 4; (б) — геоморфологическое строение дна и результаты повторной съемки газопроявлений в водной толще.

1 — выровненные поверхности аллювиально-морской равнины; 2 — валообразные поднятия; 3 — впадины; 4 — рвы на гребнях валов; 5 — газопроявления факельного типа в водной толще над ППФ (размер круга соответствует размеру ППФ): а — не установлены, так как ППФ не пересекалась галсом съемки; б — отсутствуют; выявлены: в — в 2018 г., г — в 2019 г., д — в 2018 и 2019 гг.; 6 — компенсационные впадины вокруг ППФ; 7 — газопроявления в водной толще вне ППФ (выявлены: а — в 2018 г., б — в 2019 г., в — в 2018 и 2019 гг.); 8 — области наибольшей плотности акустических аномалий, связанных с подъемом флюида в водной толще; 9 — буровые скважины, описанные в (Бондарев и др., 2002).

Fig. 2. Bathymetry of the key-site: (a) — digital elevation model and position of section A–B, presented in fig. 3, white dotted line marks the insets shown in fig. 4; (b) — geomorphological map of the bottom and the results of repeated surveys of gas manifestations in the water column.

1 — flat surface of the alluvial-marine plain; 2 — roll-like rises of the bottom; 3 — depressions; 4 — moats (on the crests of the rises); 5 — vertical acoustic anomalies (gas manifestations) in the water column above the PLF (the size of the circle reflects the size of the PLF): a — not identified, because the PLF was not intersected by the survey traverse, б — absent, в — identified in 2018, г — identified in 2019, д — identified in 2018 and 2019; 6 — compensation depressions around the PLF; 7 — gas manifestations in the water column outside the PLF (a — identified in 2018, б — identified in 2019, в — identified in 2018 and 2019); 8 — areas of the highest density of acoustic anomalies associated with the rise of fluid in the water column; 9 — boreholes described in (Bondarev et al., 2002).

Таблица 1. Результаты повторной съемки газопроявлений в водной толще

Table 1. Results of repeated survey of gas manifestations in the water column

Год съемки	Вертикальные акустические аномалии типа “факел”		
	над ППФ	над валообразными поднятиями дна	над ровным дном
2018 г. (38-й рейс)	80 (из них 6 — не выявлены в 2019 г.)	4	1
2019 г. (41-й рейс)	96 (из них 22 — не выявлены в 2018 г.)	10 (из них 6 не выявлены в 2018 г.)	4 (из них 3 — не выявлены в 2018 г.)
2018 и 2019 гг.	74	5	1

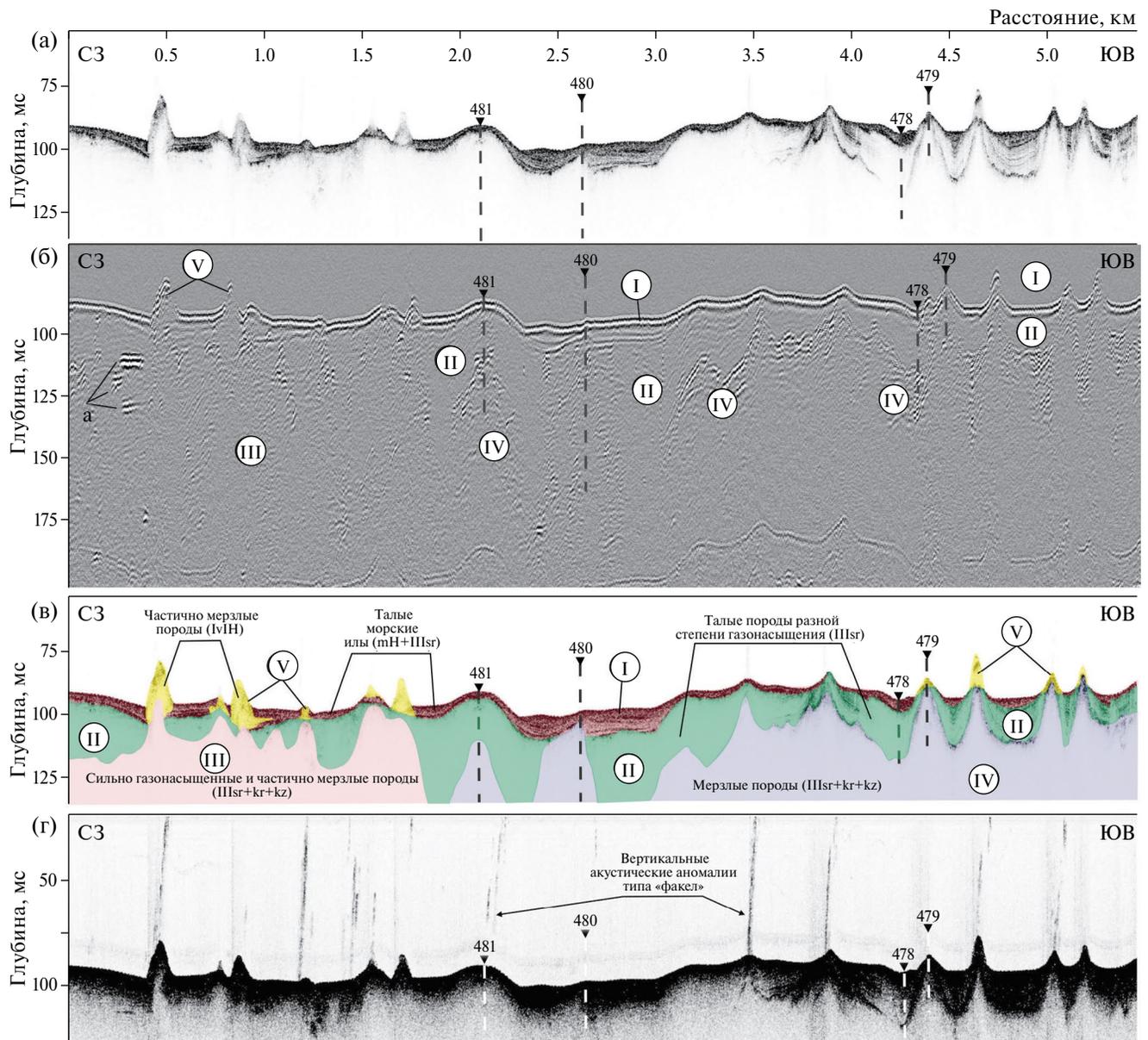


Рис. 3. Сеймостратиграфия донных осадков на участке распространения ППФ вдоль линии профиля А–Б (положение профиля показано на рис. 2). Разрезы, полученные: (а) — методом высокочастотного акустического профилирования, (б) — с помощью спаркера (римскими цифрами показаны ССК, упоминаемые в тексте (а — локальные высокоамплитудные участки в толще ССКIV); (в) — результаты интерпретации сейсмоакустических данных; (г) — разрез, полученный методом высокочастотного сейсмического профилирования с применением программного усиления для отображения газопроявлений в водной толще.

Fig. 3. Seismostratigraphy of bottom sediments in the area of PLF distribution along the section А–Б (the position of the section is shown in fig. 2): (а) — section obtained by high-frequency acoustic profiling; (б) — section obtained using a sparker (roman numerals indicate the SSCs mentioned in the text; the letter “а” shows local high-amplitude areas in the SSCIV sequence); (в) — results of interpretation of seismoacoustic data; (г) — section obtained by high-frequency seismic profiling using software amplification to display gas manifestations in the water column.

Отдельные вертикальные акустические аномалии фиксировались и над валообразными поднятиями дна, в том числе, с выраженными рвами на их округлых гребнях. Вне ППФ и валообразных поднятий вертикальные акустические аномалии, ассоцииру-

емые с подъемом флюида, единичны. Отметим, что в 2019 г. общее число зафиксированных вертикальных акустических аномалий в водной толще оказалось несколько больше по сравнению с 2018 г. (111 шт. и 85 шт. соответственно).

3.3. Сейсмостратиграфия донных осадков

Для интерпретации результатов высокочастотного сейсмопрофилирования, выполненного акустическим профилографом (рис. 3, (а)) и спаркером (рис. 3, (б)), привлекались результаты бурения, выполненного на полигоне в 1995 г. с бурового судна “Бавенит” (скважины отмечены на рис. 2, (а) и рис. 3) (Бондарев и др., 2002). В строении верхней части осадочного разреза принимают участие породы пяти сейсмостратиграфических комплексов (ССК) (рис. 3, (в)), ассоциируемых с разновозрастными тальми и многолетнемерзлыми отложениями, выделенными на полигоне в предшествующих работах [три из них были ранее описаны в работе (Бондарев, 2002)].

Практически повсеместно с поверхности дна на обследованном полигоне залегают осадки ССК I с хаотической высокоамплитудной записью мощностью от 1—2 до 10—11 м, ассоциируемые с морскими голоценовыми и/или позднеплейстоценовыми (сартанскими) илами и суглинками (mIII_{Sr}-H). Мощность толщи достигает максимальных значений в компенсационных впадинах по периферии крупных ППФ и понижениях между соседними валообразными поднятиями дна. В пределах валов она снижается до 2—3 м.

Ниже залегает акустически слоистый ССК II мощностью от первых метров до 20—25 м (морские и аллювиальные позднеплейстоценовые (сартанские) пески и суглинки (a, mIII_{Sr})). В толще осадков ССК II присутствуют акустические аномалии, связанные с газонасыщенностью и подъемом флюидов (вертикальное осветление и аномалии типа “плоское пятно”). Степень газонасыщенности осадка возрастает в пределах полигона с востока на запад. В частности, в западной части района работ из-за высокой газонасыщенности акустическая слоистость толщи ССК II прослеживается лишь фрагментарно.

В западной части полигона осадки ССК II подстилаются акустически непрозрачной толщей ССК III. Ее кровля представляет собой сложно построенную систему отражений различной геометрии и имеет сложный рельеф. Она интерпретируется нами как кровля сильнольדיстых ММП, представленных позднеплейстоценовыми глинами, суглинками, супесями и пылеватými песками (нижняя часть, mIII_{Sr}, mIII_{kr}+kz).

В западной части полигона отложения ССК II подстилаются осадками ССК IV, для которого характерна неупорядоченная акустическая запись, представляющая собой сочетание акустически прозрачных, плохо выделяющихся на разрезах, и локальных высокоамплитудных участков записи. ССК IV интерпретируется

нами как частично (фрагментарно) мерзлая и местами сильно газонасыщенная толща позднеплейстоценовых глин, суглинков, супесей и пылеватых песков (нижняя часть, mIII_{Sr}, mIII_{kr}+kz). Изменение акустического облика подстилающих ССК II горизонтов с востока на запад связывается нами со снижением сплошности ММП в этом направлении и увеличением газонасыщенности осадков.

ППФ практически полностью сложены отложениями ССК V, для которых характерны отсутствие выраженной акустической слоистости и низкая степень акустической прозрачности. Это может указывать как на то, что ППФ сложены мерзлыми породами, так и на то, что слагающие их тонкодисперсные осадки сильно газонасыщены. Результаты бурения двух скважин на вершинных поверхностях ППФ [рис. 3, скв. 480, 479 (Бондарев и др., 2002)] подтвердили наличие ММП, кровля которых располагается в 0.4—0.5 м от поверхности дна. Они представлены пластично-мерзлыми глинами и суглинками с многочисленными шлирами пресного льда и прослеживаются до глубины более 50 м. При этом в скв. 480 льдистость в верхних 50 м достигает 50—90 %, ниже — опускается до 30 % (Бондарев и др., 2002). В северо-западной части разреза А—Б (рис. 3, (а, в)), а также на разрезах через ППФ (рис. 4, (б)) т. 3, (г) т. 2) отчетливо видно, что отложения ССК V прорывают толщу ССК I в виде диапиров, местами наслаиваются на ССК I и/или вклиниваются в виде полулинз. Такой характер залегания указывает на формирование отложений ССК V и ССК I в течение одного геологического интервала времени путем периодического внедрения/наслоения первых на последние. Наслоение отложений ССК V на морские илы ССК I по периферии ППФ возможно лишь в том случае, если первоначально они (осадки ССК V), стекая/сползая по склонам ППФ, являлись тальми.

Сейсмостратиграфия донных осадков на изученном полигоне отличается высокой латеральной неоднородностью. В частности, **в пределах впадин** отмечается повышенная (до 10—11 м) мощность ССК I, причем в целом она возрастает с востока на запад (рис. 3, (в)). Под ССК I залегают в разной степени газонасыщенные породы ССК II, фиксируемая мощность которых в восточной части полигона составляет от первых метров до 40—55 м. Характерно линзовидное залегание этих осадков во впадинах, по периферии впадин отмечается снижение их мощности и, нередко, выклинивание (рис. 4, (а, б, г)). В западной части полигона толща ССК II отличается большей газонасыщенностью и проследить ее подошву затруднительно.

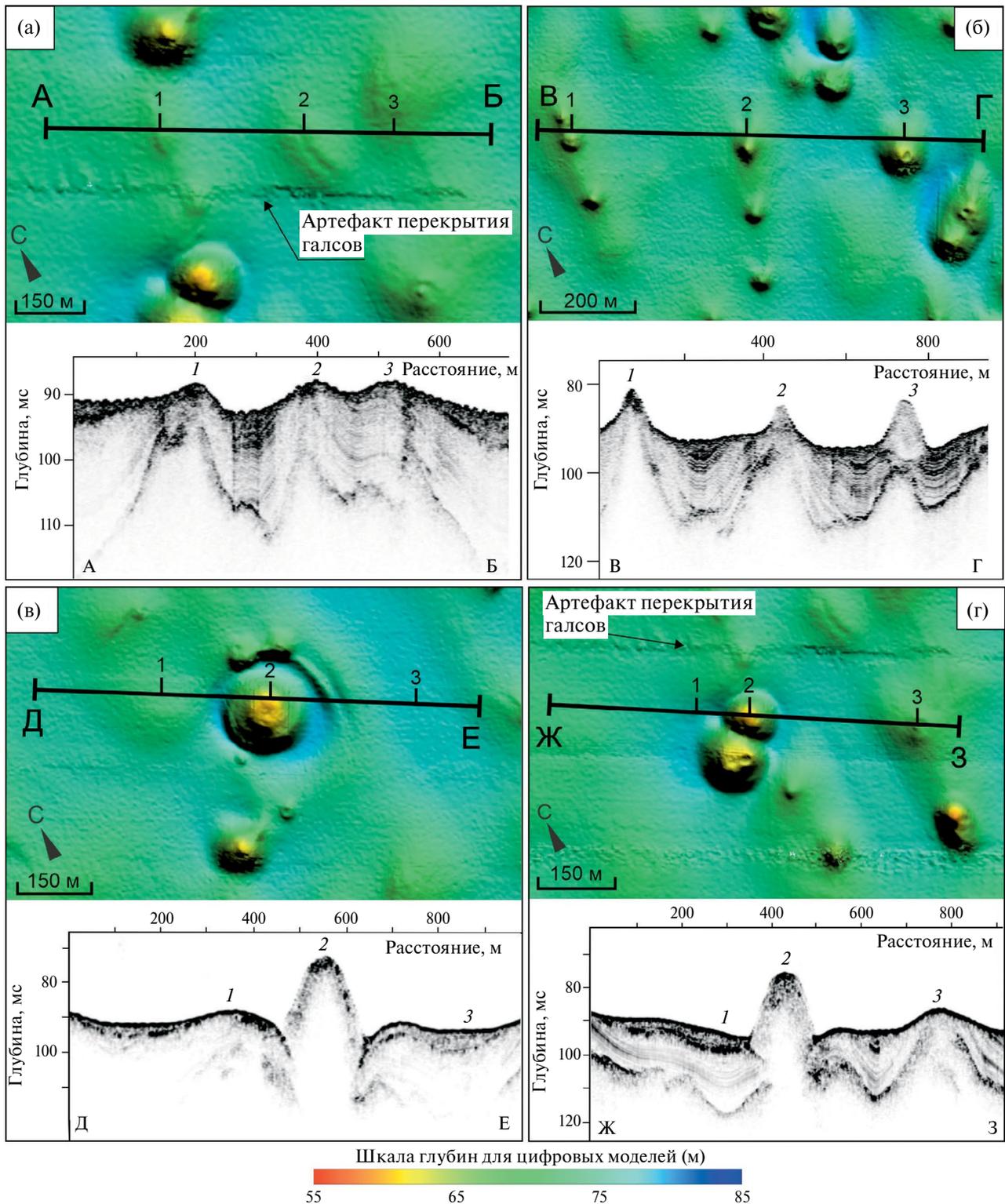


Рис. 4. Морфология и внутреннее строение валов (а), впадин (б) и пингоподобных форм (в, г) (местоположение участков показано на рис. 2, (а)). Для каждого участка приведен фрагмент ЦМР и соответствующий профиль, полученный методом высокочастотного сейсмического профилирования. Цифрами на профилях (т. 1–3) показаны формы рельефа (впадины, валы, ППФ), упоминаемые в тексте.

Fig. 4. Morphology and internal structure of rises (a), depressions (б) and pingo-like features (в, г) (the location of the areas is shown in fig. 2, (a)). For each site, a fragment of the DEM and the corresponding section obtained by high-frequency seismic profiling are shown. The numbers on the sections (1, 2, 3) indicate landforms (depressions, rises, PLF) mentioned in the text.

В разрезе **валообразных поднятий** мощность ССКI уменьшается до первых метров (рис. 4, (а), т. 1–3), нередко этот комплекс и вовсе отсутствует (рис. 4, (г), т. 3). Ниже могут залегать породы ССКII в виде пологой выпуклой складки (рис. 4, (а), т. 1–3; 4, (в), т. 1) или ССКIII в виде диапироподобного поднятия (рис. 4, (г), т. 3). Отметим, что в случае наличия в разрезе вала толщи ССКII в ней отчетливо видны вертикальные зоны акустического осветления, указывающего на подъем флюидов (рис. 4, (а), т. 1, 2; 4, (г), т. 3). Описанные черты внутреннего строения валов хорошо прослежены в восточной части полигона. В западной же части они менее четкие, так как подстилающие ССКI толщи отличаются высокой газонасыщенностью (рис. 3, (в)).

ППФ, независимо от их размера, сложены осадками ССКV, причем подошва (в виде яркой отражающей границы) в центральной части форм заметна, как правило, только по данным спаркера (рис. 3, (б)), а на разрезах акустического профилографа не видна. На разрезах, прошедших через краевые части ППФ, подошва ССКV трассируется гораздо лучше. Отчетливо видно, что ССКV налегает на породы ССКI (нередко — контактирует с ними в виде пилообразного фациального перехода — см. рис. 3, (в), рис. 4, (г), т. 2), ССКII (рис. 4, (б), т. 3, или, реже, ССКIII (рис. 4, (б), т. 1). Таким образом, можно заключить, что формирование ППФ произошло после прорыва донных осадков ССКI и ССКII в результате последовательного накопления толщи ССКV сверху. Принимая во внимание глинистый состав осадков ССКV (по данным бурения — Бондарев и др., 2002) можно предположить, что механизм образования ППФ имеет черты, схожие с грязевым вулканизмом, как это предполагалось в работе (Крапивнер, 2007). Похожее внутреннее строение установлено для группы ППФ Gary Knolls в восточной части трога Маккензи в море Бофорта на глубинах 40–65 м (Blasco et al., 2013). Отличием ППФ Печорского моря от типичных грязевых вулканов, распространенных на шельфе, является мерзлое состояние слагающих их пород, установленное бурением (скв. 479 и 480 — см. Бондарев и др., 2002). В то же время, отдельные черты микроморфологии ППФ (наличие кратеров на вершинной поверхности, оплывин на склонах) подчеркивают сходство их с ППФ моря Бофорта, происхождение которых связывается в том числе с процессами грязевого вулканизма (Paull et al., 2007; Blasco et al., 2013).

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные и результаты их интерпретации позволяют заключить, что формирование ППФ на дне неразрывно связано с явлением дегазации

(на это указывают многочисленные акустические аномалии в воде и осадочной толще). Необходимо отметить, что за почти полвека с момента обнаружения ППФ на дне моря Бофорта (Shearer et al., 1971) представления о механизме образования и возрасте этих форм неоднократно менялись. Краткий обзор существующих представлений о генезисе ППФ на шельфах представлен в работе (Кохан и др., 2023). Имеющиеся на данный момент сведения о строении и распространении ППФ на шельфах Арктики позволяют заключить, что они представляют собой субаквальные формы, образованные в голоцене на участках, где в разрезе донных осадков присутствовали и/или существуют до сих пор ММП.

Распространенной точкой зрения является формирование ППФ в результате выдавливания пластично-мерзлых глинистых толщ под действием потока флюидов из недр. При этом происхождение этого флюида связывается: с таянием мерзлоты и деградацией внутримерзлотных газогидратных залежей в ходе голоценовой трансгрессии (Paull et al., 2007), с таянием мерзлоты и высвобождением заключенных в ней газов (Бондарев и др., 2002), поступлением пресных вод к поверхности дна в результате таяния ММП и притока их с суши под подошвой ММП (Frederick, Buffett, 2015, 2016; Gwiazda et al., 2018; Paull et al., 2022; Diak et al., 2023). Присутствие ММП в строении ППФ может быть связано с ее новообразованием, в частности в результате охлаждения придонными водами (с отрицательной температурой) выдавленных на поверхность под действием флюидов талых, содержащих пресную воду грунтов (Serov et al., 2015; Gwiazda et al., 2018; Paull et al., 2022). Одним из возможных механизмов формирования ММП, слагающих ППФ, является промораживание вмещающих донных осадков поднимающимся из глубинных нефтегазоносных структур газом за счет его расширения и дроссельного эффекта Джоуля—Томпсона, приводящего к падению температуры грунта вокруг канала истечения газа (Мельников и др., 1998). В этом случае под ППФ формируется колонна льдонасыщенных грунтов с убыванием льдистости вниз по разрезу, что отмечено, в частности, в скв. 480 на изучаемом полигоне (Бондарев и др., 2002).

Для обоснованного заключения о механизме формирования ППФ на дне косвенных данных, получаемых геофизическими методами (даже с высоким разрешением), очевидно, недостаточно. Интерпретация сейсмических профилей без привязки к буровым скважинам представляется поверхностной, а ее результаты — нередко спорными. Именно поэтому

для выявления генезиса и механизма формирования ППФ в северо-восточной части Печорского моря нами был выбран участок, где геологическое строение дна установлено по результатам бурения (Бондарев и др., 2002). Интерпретация сейсмических профилей была выполнена с учетом данных скважин, а выделенные в работе (Бондарев и др., 2002) ССК прослежены на всем полигоне. Высокая детальность цифровой модели рельефа, полученной в ходе многолучевого эхолотирования, а также со-

пряженный анализ результатов сеймопрофилирования с использованием профилографа и спаркера позволили получить новые данные об особенностях сеймостратиграфии донных осадков и морфологии ППФ, а также выделить основные этапы образования этих форм (рис. 5).

Предшествующими исследованиями доказано наличие в толще ММП и близ их подошвы зон аномально высокого пластового давления (АВПД). В частности, такая зона вскрыта бурением в 1995 г.

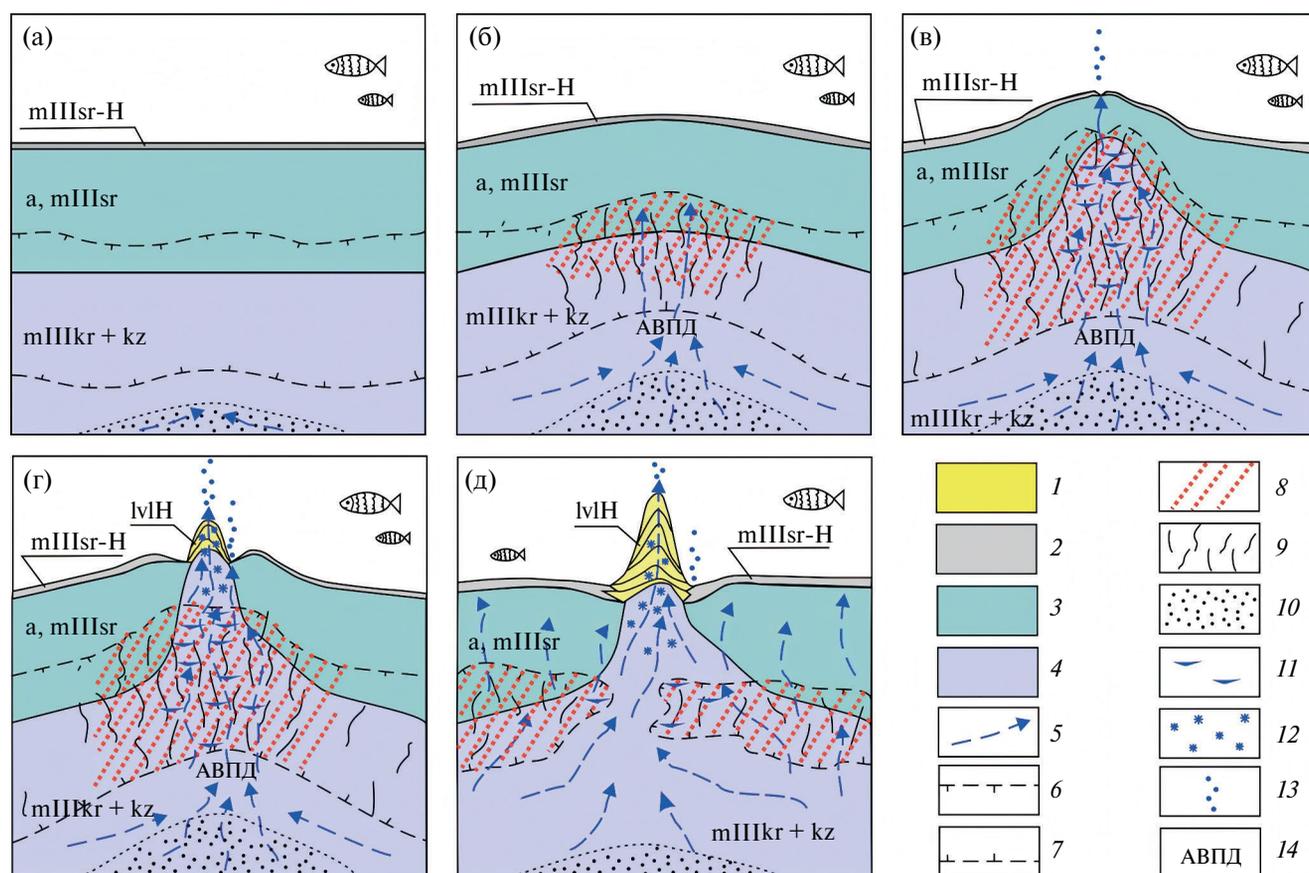


Рис. 5. Стадии формирования ППФ: (а) — начала формирования зоны АВПД, (б) — зарождения валообразного поднятия дна, (в) — развитого валообразного поднятия дна, (г) — “молодости” ППФ, (д) — “зрелости” ППФ и опускания вала.

1 — лютовулканы голоценового возраста (Н); 2 — морские осадки голоценового (Н) и сартанского (IIIsr) возраста; 3 — морские и аллювиальные осадки сартанского (IIIsr) возраста; 4 — морские отложения каргинско-казанцевского (IIIkr+kz) возраста; 5 — направления миграции флюидов, содержащих газ и пресную воду; 6 — кровля ММП; 7 — подошва ММП; 8 — участки нарушения сплошности ММП и газонасыщения; 9 — трещины в ММП; 10 — осадки песчаного/супесчаного состава; 11 — шлиры пресного сегрегационного льда; 12 — субмаринные сингенетические ММП; 13 — подъем флюидов и взвеси в водной толще; 14 — зона аномально высокого пластового давления.

Fig. 5. Stages of PLF development: (a) — beginning of the formation of the zone of abnormally high reservoir pressure, (б) — the stage of the origin of the roll-like rise of the bottom, (в) — the stage of the developed roll-like rise of the bottom, (г) — the stage of “young” PLF, (д) — the stage of “mature” PLF and the sinking of the rise.

1 — mud volcanic sediments (H); 2 — marine sediments (H-IIIsr); 3 — marine and alluvial sediments (IIIsr); 4 — marine sediments (IIIkr+kz); 5 — directions of migration of fluids containing gas and fresh water; 6 — top of permafrost; 7 — base of permafrost; 8 — areas of discontinuity of permafrost and gas saturation; 9 — cracks in permafrost; 10 — sandy sediments; 11 — schlierens of fresh segregated ice; 12 — submarine syngenetic permafrost; 13 — rise of fluids and suspended matter in the water column; 14 — zone of abnormally high reservoir pressure.

на глубине 49.5 м на валобразном поднятии дна в пределах полигона (скв. 481, рис. 2, (а)): "... В результате произошел интенсивный выброс газа. Это привело к формированию на поверхности моря "котла кипения" диаметром 100—200 м, внутри которого отмечалось бурление воды, сопровождаемое отчетливо видимыми газовыми пузырями и выбросом взвешенных частиц грунта" (Бондарев и др., 2002, с. 595). На месте, где была пробурена скважина, в рельефе дна до сих пор присутствует четко выраженная воронка диаметром около 20 м и глубиной порядка 1 м. Таким образом, толща ММП выступает своеобразным флюидоупором, сдерживая выход флюидов к поверхности дна и в водную толщу. Формирование зоны АВПД, по-видимому, связано с миграцией содержащих пресную воду флюидов в талых, преимущественно, песчаных и супесчаных толщах вверх по разрезу. Неровный рельеф подошвы мерзлоты создает условия для образования "ловушек" флюидов, где и формируются в дальнейшем зоны АВПД (рис. 5, (а)).

Формирование зоны АВПД приводит к нарушению сплошности толщи ММП, ее частичному оттаиванию (некоторое повышение температуры может быть связано, среди прочего, с повышением давления (Хант, 1982)), формированию в ММП системы трещин, по которым начинается миграция флюида к поверхности дна (рис. 5, (б)).

В процессе миграции флюида, содержащего пресную воду, вверх по трещинам в ММП возможно его охлаждение и формирование шпиров сегрегационного льда. В то же время, глинистые породы, слагающие значительную часть толщи ММП (в частности, морские каргинско-казанцевские осадки ССКП) под действием давления начинают выдавливаться к поверхности дна, что приводит к формированию валобразных поднятий (рис. 5, (в)). При этом наиболее деформированной, трещиноватой и флюидонасыщенной является центральная часть такого поднятия. Флюиды проникают, в том числе, в перекрывающие отложения ССКП осадки ССКП, что приводит к формированию в них зон вертикального осветления (рис. 4, (а), т. 1, 2; 4, (б), т. 1, 2; 4, (г), т. 3). Как следствие, на гребнях валов нередко начинается просачивание флюида к поверхности дна и в водную толщу, что фиксируется акустическими аномалиями типа "факел". По-видимому, именно с растрескиванием и частичной просадкой талых осадков в пригребневой части валов связано формирование там четко выраженных рвов (рис. 4, (а), т. 2). После того, как в толще пород, слагающих вал, формируются устойчивые каналы, по которым происходит

миграция флюидов с их выходом в водную толщу, начинается постепенная разгрузка зоны АВПД.

Подъем флюидов сопровождается выносом глинистых частиц из фрагментарно оттаявших пород, выдавленных к поверхности дна. В результате во рву начинает формироваться грязевулканическая постройка — "молодая" ППФ (рис. 5, (г)). Грязевулканические отложения (по классификации ВСЕГЕИ (Методическое руководство..., 2009) — лютовулканисты (lvH)) поступают к поверхности дна через каналы выхода флюидов. Часть минеральной компоненты флюидов (глинистые и песчаные частицы) поднимаются в виде взвеси, другая же часть откладывается на склонах растущей ППФ. При интенсивном поступлении флюидов к поверхности лютовулканические отложения могут сползать по склонам ППФ с образованием оплывин. По данным бурения установлено, что отдельные ППФ сложены ММП (Бондарев и др., 2002). Возможно, промерзание грязевулканических построек происходит вследствие охлаждения насыщенных пресной водой лютовулканистов в условиях отрицательной придонной температуры воды (установлена согласно модели (см. Vogoyavlensky et al., 2018)). В то же время, возможно и промерзание канала выхода флюидов изнутри вследствие дроссельного эффекта Джоуля-Томпсона (Мельников и др., 1998). Таким образом, полученные данные указывают на то, что ММП, слагающие ППФ, могут являться субмаринными и сингенетическими.

На данный момент присутствие ММП в ядрах ППФ установлено бурением лишь для двух форм в пределах всего Печорского моря. Сложившееся представление о том, что все ППФ частично или полностью сложены ММП, основано на результатах сейсмостратиграфической корреляции. Таким образом, нельзя исключить, что некоторая часть ППФ могут быть полностью сложены тальми лютовулканистами, акустическая непрозрачность которых связана не с мерзлым их состоянием, а с высокой степенью газонасыщенности. В то же время морфологическая "свежесть" ППФ (к примеру, наличие у них склонов крутизной 20—25° и более) может быть отчасти связана как раз с мерзлым состоянием слагающих пород. Ведь в субаквальных условиях склоны, сложенные тонкодисперсным тальм осадком, редко сохраняют такие высокие показатели крутизны, оплывая, оползая и постепенно выполаживаясь. Для разрешения этого вопроса необходимо бурение скважин не только на вершинных поверхностях, но и на склонах серии ППФ.

Увеличение размера ППФ происходит в результате надстройки формы сверху. При этом давление

в области зоны АВПД постепенно снижается, что приводит к постепенному исчезновению валообразного поднятия дна (рис. 5, (д)), в том числе в результате выноса минеральной компоненты, и появлению вокруг ППФ компенсационной впадины (рис. 4, (в)). Не исключено, что на этой стадии непосредственно под ППФ многолетнемерзлые породы, являвшиеся своеобразным флюидоупором, деградируют полностью, что существенно облегчает подъем флюидов к поверхности дна.

Подавляющая часть зафиксированных ППФ представляют собой активные формы, по-прежнему служащие каналами разгрузки флюидов. В северо-западной части профиля А–Б (рис. 3, (а)) обнаружена одна из немногих ППФ, над которой ни в 2018 г., ни в 2019 г. не зафиксированы вертикальные акустические аномалии, связанные с подъемом газа. При этом морфология этой формы (ППФ третьего типа — самые мелкие) ничем не отличается от других подобных форм по размеру, но с признаками активной дегазации. Представляется, что в случае снижения интенсивности или полного прекращения подъема флюидов ППФ могут долго сохранять четкость морфологических очертаний, в том числе, по причине участия в их строении ММП.

Представленная схема последовательного развития флюидогенных форм (валов, ППФ) позволяет объяснить различия в морфологии ППФ (рис. 2, (а)) и строении чехла рыхлых отложений (рис. 3, (в)) в восточной и западной частях полигона. Так, в восточной части ММП характеризуются сравнительно более высокой степенью сплошности, большая часть ППФ находятся здесь на начальных стадиях своего развития (рис. 5, (г)), широко распространены валообразные поднятия дна (рис. 5, (б, в)). В западной же части полигона валы единичны, а ППФ характеризуются большим размером и степенью развитости (рис. 5, (д)). О причинах латеральной смены наблюдаемых стадий развития ППФ с востока на запад по имеющимся данным судить затруднительно. Представляется, что причиной этого может являться первоначально разная криогенная структура и мощность ММП, а также различия в интенсивности потока флюидов из недр, связанные с глубинными разломами.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты выполненного исследования позволяют сделать следующие выводы, касающиеся условий, механизма формирования и стадий развития ППФ на дне Печорского моря:

1. ППФ Печорского шельфа являются флюидогенными формами, образование которых на дне происходит под действием потока флюидов из недр при наличии ММП в строении осадочного чехла в условиях отрицательных температур придонных вод.

2. Причиной формирования ППФ является возникновение зон АВПД в толще или ниже подошвы ММП в результате миграции флюидов к поверхности дна. Локализация зон АВПД может быть связана с рельефом подошвы толщи ММП и литологическим составом подстилающих талых пород.

3. Формированию ППФ предшествует образование валообразного поднятия дна (линейного или изометричного) за счет выдавливания пластично-мерзлых глинистых толщ к приповерхностной части рыхлого чехла, нередко сопровождающееся его растрескиванием в области вершины или гребня. В результате нарушения сплошности и частичного оттаивания ММП на своде валообразного поднятия (иногда и в образовавшемся там рву) начинается рост ППФ, по сути, представляющей собой грязевулканическую постройку.

4. Миграция газа по вертикальному каналу к вершинному кратеру ППФ может сопровождаться промерзанием слагающих ППФ глинистых толщ (в т. ч. лютовулканитов) в результате дроссельного эффекта. Истекающие из вершинного кратера лютовулканисты могут промерзнуть на склонах ППФ в результате охлаждения содержащейся в них пресной воды в условиях отрицательных придонных температур моря.

5. Постепенный рост ППФ приводит к снижению давления близ подошвы деградирующей под действием флюидопотока мерзлоты, что приводит к постепенному оседанию валов и возникновению компенсационных впадин.

6. Более половины ППФ, обследованных на полигоне, представляют собой активные формы, в настоящее время служащие вертикальными каналами миграции флюидов из недр к поверхности дна и в водную толщу. При этом сохранение их хорошей морфологической выраженности связано с субмаринным сингенетическим промерзанием лютовулканистов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Обработка результатов экспедиционных работ, интерпретация и разработка концептуальной схемы проведены при поддержке гранта РНФ № 22-77-10091 “Закономерности проявления дегазации на Баренцево-Карском шельфе и ее влияние на рельеф и донные отложения”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас: геология и полезные ископаемые шельфов России. (2004). М.: ГИН РАН. 108 с.
- Бондарев В. Н., Рокос С. И., Костин Д. А. и др. (2002). Подмерзлотные скопления газа в верхней части осадочного чехла Печорского моря. *Геология и геофизика*. Т. 43. № 7. С. 587—598.
- Денисова А. П., Мороз Е. А., Еременко Е. А. и др. (2022). Признаки дегазации в области распространения ледникового и водно-ледникового рельефа в северо-восточной части Баренцевоморского шельфа. В сб.: *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*. Вып. 9. СПб: ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга. С. 78—86. <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2022-9-78-86>
- Кохан А. В., Мороз Е. А., Еременко Е. А. и др. (2022). Морфология пингоподобных форм на шельфах морей Печорского и Карского как индикатор их возраста и динамики. В сб.: *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*. Вып. 9. СПб: ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга. С. 143—148. <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2022-9-143-148>
- Кохан А. В., Мороз Е. А., Еременко Е. А. и др. (2023). Флюидогенный рельеф районов распространения многолетней мерзлоты на шельфе Печорского и Карского морей. *Вестник Московского университета. Сер. 5. География*. Т. 78. № 3. С. 104—124. <https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.78.3.9>
- Крапивнер Р. Б. (2007). Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа. *Геотектоника*. № 2. С. 73—89.
- Мельников В. П., Спесивцев В. И. (1995). Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 194 с.
- Мельников В. П., Федоров К. М., Вольф А. А., Спесивцев В. И. (1998). Анализ возможного сценария образования придонных ледяных гряд на шельфе Печорского моря. *Криосфера Земли*. Т. 11. № 4. С. 51—57.
- Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третьего поколения). (2009). СПб: ВСЕГЕИ. 198 с.
- Миронюк С. Г. (2020). Флюидогенные образования: обоснование выделения новой генетической группы рельефа морского дна. В сб.: *VIII Шукинские чтения: рельеф и природопользование. Материалы Всероссийской конференции с международным участием*. М.: МГУ. С. 37—43.
- Миронюк С. Г., Иванова А. А., Хлебникова О. А. (2019а). Флюидогенные формы рельефа как индикаторы нефтегазоносности недр шельфа. В сб.: *Труды VII Международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование (MARESEDU-2018)”*. Т. II (IV). Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”. С. 120—125.
- Миронюк С. Г., Колюбакин А. А., Голенок О. А. и др. (2019б). Грязевулканические структуры (вулканиды) Карского моря: морфологические особенности и строение. В сб.: *Геология морей и океанов: Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. М.: ИО РАН. Т. 5. С. 192—196.
- Рокос С. И. (1996). Стратиграфия и геохронология четвертичных отложений мелководного шельфа Печорского и Карского морей по данным инженерно-геологического бурения. В сб.: *Тезисы междунар. конф. “Эволюция биологических процессов и морские экосистемы в условиях океанического перигляциала”*. Мурманск: ММБИ. С. 22—23.
- Система Баренцева моря. (2021). Под ред. А. П. Лисицына. М.: ГЕОС. 671 с.
- Хант Дж. (1982). Геохимия и геология нефти и газа. М.: МИР. 706 с.
- Blasco S., Bennett R., Brent T. et al. (2013). 2010 State of Knowledge: Beaufort Sea seabed geohazards associated with offshore hydrocarbon development. *Geol. Surv. Can. Open File 6989*. 340 p. <https://doi.org/10.4095/292616>
- Bogoyavlensky V., Kishankov A., Yanchevskaya A. et al. (2018). Forecast of Gas Hydrates Distribution Zones in the Arctic Ocean and Adjacent Offshore Areas. *Geosciences*. V. 8. № 12. 453. <https://doi.org/10.3390/geosciences8120453>
- Diak M., Böttcher M. E., Ehlert von Ahn C. M. et al. (2023). Permafrost and groundwater interaction: current state and future perspective. *Front. Earth Sci.* V. 11. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1254309>
- Frederick J. M., Buffett B. A. (2015). Effects of submarine groundwater discharge on the present-day extent of relict submarine permafrost and gas hydrate stability on the Beaufort Sea continental shelf. *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* V. 120. Iss. 3. <https://doi.org/10.1002/2014JF003349>
- Frederick J. M., Buffett B. A. (2016). Submarine groundwater discharge as a possible formation mechanism for permafrost-associated gas hydrate on the circum-Arctic continental shelf. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. V. 121. Iss. 3. P. 1383—1404. <https://doi.org/10.1002/2015JB012627>
- Grob H., Riedel M., Duchesne M. J. et al. (2023). Revealing the extent of submarine permafrost and gas hydrates in the Canadian Arctic Beaufort Sea using seismic reflection indicators. *Geochem., Geophys., Geosyst.* V. 24. Iss. 5. e2023GC010884. <https://doi.org/10.1029/2023GC010884>
- Gwiazda R., Paull C. K., Dallimore S. R. et al. (2018). Freshwater seepage into sediments of the shelf, shelf edge, and continental slope of the Canadian Beaufort Sea. *Geochem., Geophys., Geosyst.* V. 19. Iss. 9. P. 3039—3055. <https://doi.org/10.1029/2018GC007623>
- Overduin P., Von Deimling T. S., Miesner F. et al. (2019). Submarine permafrost map in the Arctic modeled using 1-D transient heat flux (SuPerMAP). *J. Geophys. Res.: Oceans*. V. 124. Iss. 6. P. 3490—3507. <https://doi.org/10.1029/2018JC014675>
- Paull C. K., Dallimore S. R., Jin Y. K. et al. (2022). Rapid seafloor changes associated with the degradation of Arctic submarine permafrost. *PNAS*. V. 119. № 12. <https://doi.org/10.1073/pnas.2119105119>
- Paull C. K., Lii W. U., Dallimore S. R. et al. (2007). Origin of pingo-like features on the Beaufort Sea shelf and their possible relationship to decomposing methane gas hydrates. *Geophys. Res. Lett.* V. 34. L01603. <https://doi.org/10.1029/2006GL027977>

- Poley D. F. (1982). A detailed study of a submerged pingo-like feature in the Canadian Beaufort Sea (Arctic, Canada). Dalhousie University, Department of Geology. 105 p.
- Portnov A., Smith A. J., Mienert J. et al. (2013). Offshore permafrost decay and massive seabed methane escape in water depths >20m at the South Kara Sea shelf. *Geophys. Res. Lett.* V. 40. <https://doi.org/10.1002/grl.50735>
- Serov P., Portnov A., Mienert J. et al. (2015). Methane release from pingo-like features across the South Kara Sea shelf, an area of thawing offshore permafrost. *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* V. 120. Iss. 8. P. 1515—1529. <https://doi.org/10.1002/2015JF003467>
- Shearer J. M., Macnab R. F., Pelletier B. R., Smith T. B. (1971). Submarine pingoes in the Beaufort Sea. *Science*. V. 174. № 4011. P. 816—818.
- Van Rensbergen P., Rabaute A., Colpaert A. et al. (2007). Fluid migration and fluid seepage in the Connemara Field, Porcupine Basin interpreted from industrial 3D seismic and well data combined with high-resolution site survey data. *Int. J. Earth Sci.* V. 96. Iss. 1. P. 185—197. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0021-2>
- Weatherall P., Marks K. M., Jakobsson M. et al. (2015). A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth and Space Sci.* V. 2. Iss. 8. P. 331—345. <https://doi.org/10.1002/2015EA000107>

PINGO-LIKE FEATURES IN THE PECHORA SEA: CONDITIONS, ORIGIN AND STAGES OF DEVELOPMENT¹

E. A. Eremenko^{a,b,#}, A. V. Kokhan^a, E. A. Moroz^a, A. P. Denisova^{a,b},
S. Yu. Sokolov^c, and A. D. Mutovkin³

^a *Geological Institute of RAS, Moscow, Russia*

^b *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

^c *Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow, Russia*

[#] *E-mail: eremenkoeaig@gmail.com*

Using the results of multibeam echo sounding and seismic profiling performed during 2018—2019 on the R/V “Akademik Nikolay Strakhov” and all previously published data, a conceptual scheme of the pingo-like feature formation on the shelf of the Pechora Sea (south-eastern part of the Barents Sea between the islands of Kolguev and Vaygach) was developed. During interpreting the genesis of the bottom topography at a key-site with an area of about 12 km², both new geophysical data obtained by the authors and previously published drilling materials were used. It has been established that formation of pingo-like features starts in the presence of submarine permafrost and subzero temperature of bottom waters under the influence of the fluid flow (degassing). Pingo-like feature development begins due to the formation of zones of abnormally high reservoir pressure below submarine permafrost as a result of vertical migration of fluids. The growth of a pingo-like feature begins from the formation of a roll-like rise of the bottom due to the extrusion of frozen clayey strata to the near-surface part of the section. Subsequently, as a result of disruption of the continuity and partial thawing of permafrost, the growth of a pingo-like feature, which is essentially a mud volcanic structure, begins on the arch of the uplift. Fluid flow within a vertical channel up to the summit crater may be accompanied by freezing of the clayey strata as a result of the throttling effect. Mud flowing from the summit crater can freeze on the slopes of a pingo-like feature as a result of cooling of the fresh water contained in them under conditions of subzero bottom temperatures. A growth of the mud volcanic structure leads to a decrease in pressure near the base of submarine permafrost, that gradually thaws under the influence of fluid flow. This process leads to the gradual subsidence of roll-like rise and the appearance of compensation depressions. Based on the results of repeated monitoring of gas manifestations in water, it was established that more than half of the pingo-like features are currently active channels for the migration of fluids from the subsurface to the bottom surface and into the water column.

Keywords: degassing, fluids, fluidogenic landforms, mud volcanism, diapirs, acoustic anomalies, Barents Sea

ACKNOWLEDGMENTS

Interpretation of the results of expeditionary work and the development of conceptual scheme were supported

by the Russian Science Foundation project № 22-77-10091 “Spatial Patterns of Degassing Manifestation on the Barents-Kara Shelf and Its Influence on the Relief and Bottom Sediments”.

¹ *For citation:* Eremenko E. A., Kokhan A. V., Moroz E. A. et al. (2024). Pingo-like features in the Pechora Sea: conditions, origin and stages of development. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 2. P. 138—153. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924020075>; <https://elibrary.ru/PNPYQE>

REFERENCES

- Atlas: geology and minerals of the Russian shelves (Atlas: geologija i poleznye iskopaemye shel'fov Rossii). (2004). Moscow: GIN RAN (Publ.). 108 p. (in Russ.)
- Blasco S., Bennett R., Brent T. et al. (2013). 2010 State of Knowledge: Beaufort Sea seabed geohazards associated with offshore hydrocarbon development. *Geol. Surv. Can. Open File* 6989. 340 p. <https://doi.org/10.4095/292616>
- Bogoyavlensky V., Kishankov A., Yanchevskaya A. et al. (2018). Forecast of Gas Hydrates Distribution Zones in the Arctic Ocean and Adjacent Offshore Areas. *Geosciences*. V. 8. № 12. 453. <https://doi.org/10.3390/geosciences8120453>
- Bondarev V. N., Rokos S. I., Kostin D. A. i dr. (2002). Sub-permafrost gas accumulations in the upper part of the sedimentary cover of the Pechora Sea. *Geologija i geofizika*. Iss. 43. № 7. P. 587—598. (in Russ.)
- Denisova A. P., Moroz E. A., Eremenko E. A. et al. (2022). Signs of degassing within the glacial shelf in the north-eastern part of the Barents Sea. In: *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarktiki i Severo-Zapada Rossii*. Vyp. 9. Saint-Petersburg: VNIIOkeangeologija im. I. S. Gramberga (Publ.). P. 78—86. <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2022-9-78-86/>. (in Russ.)
- Diak M., Böttcher M. E., Ehlert von Ahn C. M. et al. (2023). Permafrost and groundwater interaction: current state and future perspective. *Front. Earth Sci.* V. 11. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1254309>
- Frederick J. M., Buffett B. A. (2016). Submarine groundwater discharge as a possible formation mechanism for permafrost-associated gas hydrate on the circum-Arctic continental shelf. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. V. 121. Iss. 3. P. 1383—1404. <https://doi.org/10.1002/2015JB012627>.
- Frederick J. M., Buffett B. A. (2015). Effects of submarine groundwater discharge on the present-day extent of relict submarine permafrost and gas hydrate stability on the Beaufort Sea continental shelf. *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* V. 120. Iss. 3. <https://doi.org/10.1002/2014JF003349>
- Grob H., Riedel M., Duchesne M. J. et al. (2023). Revealing the extent of submarine permafrost and gas hydrates in the Canadian Arctic Beaufort Sea using seismic reflection indicators. *Geochem., Geophys., Geosyst.* V. 24. Iss. 5. e2023GC010884. <https://doi.org/10.1029/2023GC010884>
- Gwiazda R., Paull C. K., Dallimore S. R. et al. (2018). Freshwater seepage into sediments of the shelf, shelf edge, and continental slope of the Canadian Beaufort Sea. *Geochem., Geophys., Geosyst.* V. 19. Iss. 9. P. 3039—3055. <https://doi.org/10.1029/2018GC007623>
- Hant J. (1982). *Geokhimiya i geologiya nefti i gaza* (Geochemistry and geology of oil and gas). Moscow: MIR (Publ.). 706 p. (in Russ.)
- Kokhan A. V., Moroz E. A., Eremenko E. A. et al. (2022). Morphology of pingo-like features on the shelf of the Pechora and Kara seas as an indicator of their age and dynamics. In: *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarktiki i Severo-Zapada Rossii*. Vyp. 9. Saint-Petersburg: VNIIOkeangeologija im. I. S. Gramberga (Publ.). P. 143—148. <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2022-9-143-148> (in Russ.)
- Kokhan A. V., Moroz E. A., Eremenko E. A. et al. (2023). Fluidogenic landforms within the permafrost zone on the shelf of the Pechora and Kara seas. *Lomonosov Geogr. J.* V. 78. No. 3. P. 104—124. <https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.78.3.9>. (in Russ.)
- Krapivner R. B. (2007). Signs of neotectonic activity of the Barents Sea shelf. *Geotektonika*. № 2. P. 73—89. (in Russ.)
- Mel'nikov V. P., Fedorov K. M., Vol'f A. A., Spesivcev V. I. (1998). Analysis of a possible scenario for the formation of bottom ice mounds on the Pechora Sea shelf. *Kriosfera Zemli*. Iss. 11. № 4. P. 51—57. (in Russ.)
- Mel'nikov V. P., Spesivcev V. I. (1995). *Inzhenerno-geologicheskie i geokriologicheskie usloviya shel'fa Barentseva i Karskogo morei* (Engineering-geological and geocryological conditions of the shelf of the Barents and Kara Seas). Novosibirsk: Nauka. Sib. otdelenie (Publ.). 194 p. (in Russ.)
- Metodicheskoe rukovodstvo po sostavleniyu i podgotovke k izdaniyu listov gosudarstvennoi geologicheskoi karty Rossiiskoi Federatsii mashtaba 1:1 000 000 (tret'ego pokoleniya) (Methodological guidelines for compiling and preparing for publication sheets of the state geological map of the Russian Federation at a scale of 1:1,000,000 (third generation)). (2009). Saint-Petersburg: VSEGEI (Publ.). 198 p. (in Russ.)
- Mironyuk S. G. (2020). Fluidogenic formations: justification for identifying a new genetic group of seabed relief. In: *VIII Shchukinskie chteniya: rel'ef i prirodopol'zovanie. Materialy Vserossiiskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem*. Moscow: MGU (Publ.). P. 37—43. (in Russ.)
- Mironyuk S. G., Ivanova A. A., Khlebnikova O. A. (2019a). Fluidogenic landforms as indicators of oil and gas potential of the shelf subsurface. In: *Trudy VII Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii "Morskie issledovaniya i obrazovanie (MARESEDU-2018)"*. V. II (IV). Tver': PolipRESS (Publ.). P. 120—125. (in Russ.)
- Mironyuk S. G., Kolyubakin A. A., Golenok O. A. et al. (2019b). Mud volcanic structures (volcanoids) of the Kara Sea: morphological features and structure. In: *Geologiya morei i okeanov: Materialy XXIII Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii (Shkoly) po morskoi geologii*. Moscow: IO RAN (Publ.). Iss. 5. P. 192—196. (in Russ.)
- Overduin P., Von Deimling T. S., Miesner F. et al. (2019). Submarine permafrost map in the Arctic modeled using 1-D transient heat flux (SuPerMAP). *J. Geophys. Res.: Oceans*. V. 124. Iss. 6. P. 3490—3507. <https://doi.org/10.1029/2018JC014675>
- Paull C. K., Dallimore S. R., Jin Y. K. et al. (2022). Rapid seafloor changes associated with the degradation of Arctic submarine permafrost. *PNAS*. V. 119. № 12. <https://doi.org/10.1073/pnas.2119105119>
- Paull C. K., Lii W. U., Dallimore S. R. et al. (2007). Origin of pingo-like features on the Beaufort Sea shelf and their possible relationship to decomposing methane gas hydrates. *Geophys. Res. Lett.* V. 34. L01603. <https://doi.org/10.1029/2006GL027977>
- Poley D. F. (1982). A detailed study of a submerged pingo-like feature in the Canadian Beaufort Sea (Arctic, Canada). Dalhousie University, Department of Geology. 105 p.

- Portnov A., Smith A.J., Mienert J. et al. (2013). Offshore permafrost decay and massive seabed methane escape in water depths >20m at the South Kara Sea shelf. *Geophys. Res. Lett.* V. 40. <https://doi.org/10.1002/grl.50735>
- Rokos S.I. (1996). Stratigraphy and geochronology of Quaternary sediments of the shallow shelf of the Pechora and Kara seas according to engineering-geological drilling data. In: *Tezisy mezhdunarodnoi konferentsii "Evoljucija biologicheskikh protsessov i morskije ekosistemy v usloviyakh okeanicheskogo periglyatsiala"*. Murmansk: MMBI (Publ.). P. 22—23. (in Russ.)
- Serov P., Portnov A., Mienert J. et al. (2015). Methane release from pingo-like features across the South Kara Sea shelf, an area of thawing offshore permafrost. *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* V. 120. Iss. 8. P. 1515—1529. <https://doi.org/10.1002/2015JF003467>
- Shearer J. M., Macnab R. F., Pelletier B. R., Smith T. B. (1971). Submarine pingoes in the Beaufort Sea. *Science*. V. 174. № 4011. P. 816—818.
- Sistema Barentseva morya (Barents Sea system). (2021). A. P. Lisicyna (Ed.). Moscow: GEOS (Publ.). 671 p. (in Russ.)
- Van Rensbergen P., Rabaute A., Colpaert A. et al. (2007). Fluid migration and fluid seepage in the Connemara Field, Porcupine Basin interpreted from industrial 3D seismic and well data combined with high-resolution site survey data. *Int. J. Earth Sci.* V. 96. Iss. 1. P. 185—197. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0021-2>
- Weatherall P., Marks K. M., Jakobsson M. et al. (2015). A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth and Space Sci.* V. 2. Iss. 8. P. 331—345. <https://doi.org/10.1002/2015EA000107>

УДК: 569:551.89(–924.85/.86)

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ИЗ ФЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ[#]

© 2024 г. А. К. Маркова^{1*}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

* E-mail: amarkova@list.ru

Поступила в редакцию 20.09.2023 г.

После доработки 01.10.2023 г.

Принята к публикации 28.03.2024 г.

Проведено обобщение материалов плейстоценовых фаун мелких млекопитающих ЮЗ Восточной Европы. Проанализированы фауны, датируемые от 1.4 млн л. н. до первой половины позднего плейстоцена (МИС 5e). Выявлены эволюционные изменения в ряде филогенетических линий Arvicolinae, отвечающих разным интервалам второй половины раннего плейстоцена, среднему плейстоцену и первой половине позднего плейстоцена. На основании совместных находок остатков мелких млекопитающих и солоноватоводных моллюсков проведены прямые корреляции событий в Черном море и на континенте. Так чаудинской трансгрессии Черного моря отвечают фауны тираспольского фаунистического комплекса, фауны гуньковского комплекса мелких млекопитающих (начало второй половины среднего плейстоцена, лихвинское межледниковье (МИС 11) коррелируется с древнеэвксинской трансгрессией. Фауны, существовавшие в последнее потепление среднего плейстоцена (МИС 7), коррелируются с узунларской трансгрессией, а фауны микулинского межледниковья — с карангатской трансгрессией Черного моря (МИС 5e). Во всех проанализированных плейстоценовых фаунах мелких млекопитающих преобладают виды открытых ландшафтов (степных, лесостепных). Лесные виды встречаются очень редко. Холодолобивые виды — отсутствуют. Реконструируемая экологическая обстановка может быть объяснена географическим положением исследованных местонахождений — расположением их на юге Восточной Европы.

Ключевые слова: ранний, средний и поздний плейстоцен, микротериофауны, эволюция, корреляции, палеоландшафты

DOI: 10.31857/S2949178924020082, EDN: PNKLCB

ВВЕДЕНИЕ

Юго-Запад Русской равнины — уникальный район по богатству местонахождений ископаемых мелких млекопитающих, приуроченных к разным генетическим типам отложений. Большинство из этих местонахождений обнаружены во флювиальных осадках: аллювиальных, лиманных, озерных и даже морских. Хотя имеются и местонахождения, связанные с горизонтами ископаемых почв, с культурными горизонтами палеолитических стоянок.

Изучение ископаемых мелких млекопитающих этого региона началось еще в XIX в. (Nordman, 1858).

Однако планомерное исследование плейстоценовых фаун мелких млекопитающих ЮЗ Русской равнины началось лишь с 60-х гг. XX в. По этим данным, а также по материалам из других регионов Вост. Европы, опубликованы как сводки по отдельным таксономическим группам мелких млекопитающих (Гурев, 1964, 1971; Топачевский, 1965; Громов и др., 1965; Громов, Ембаева, 1995), так и работы, в которых проведено выделение основных териокомплексов мелких млекопитающих в неогене-плейстоцене. Наиболее полное последнее направление исследований по материалам юго-запада Восточной Европы получило отражение в работах А. И. Шевченко (1965), Л. П. Александровой (1976), А. И. Шушпанова (1983), В. А. Топачевского и др., (1987), Л. И. Рековца (1994), А. И. Крохмалю и Л. И. Рековца, (2010), Э. А. Вангенгейм и др. (2001) и др., установивших видовой состав и основные эволюционные стадии мелких млекопитающих данного региона в разные интервала плейстоцена.

[#] Ссылка для цитирования: Маркова А.К. (2024) Плейстоценовые фауны мелких млекопитающих из флювиальных отложений юго-запада Восточной Европы. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 2. С. 154–172. <https://doi.org/10.31857/S2949178924020082>; <https://elibrary.ru/PNKLCB>

Цель данной статьи заключалась в рассмотрении новых данных по эволюции ископаемых мелких млекопитающих юго-запада Восточной Европы, уточнении стратиграфической приуроченности плейстоценовых местонахождений микротериофауны на основании комплексных геологических и палеонтологических данных, выявлении особенностей природной среды во второй половине раннего, в среднем и позднем плейстоцене.

Автор настоящей статьи участвовала в полевых работах на серии плейстоценовых разрезов разного возраста, расположенных в бассейнах основных рек ЮЗ Русской равнины — Дуная, Прута, Днестра, Днепра, а также на связанных с бассейном Дуная лиманов (ныне озер) — Ялпуга, Катлабуха, Кахула, Китая. На большинстве разрезов проводились комплексные исследования разных биотических групп: млекопитающих, моллюсков, пыльцы и спор, фораминифер и т. д. Большинство захоронений остатков мелких млекопитающих содержали остатки пресно-

водных и солоноватоводных моллюсков, которые были изучены К. Д. Михайлеску и А. Л. Чепальгой. Результаты этих исследований опубликованы в серии работ (Михайлеску, Маркова, 1992; Markova, 1990 a, b; Михайлеску и др., 1991; Markova, Mikhailesku, 1994; Markova, 1994; Markova et al., 2021; Маркова, Puzachenko, 2017 и др.).

РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Наиболее древние из находок обнаружены в аллювиальных отложениях IX террасы Днестра в местонахождении Хаджимус (рис. 1, 10), расположенном на правом высоком берегу Днестра у с. Хаджимус. Аллювиальные отложения залегают на коренных верхнесарматских глинах и перекрыты лёссово-почвенной толщей с 10 горизонтами ископаемых почв (рис. 2) (Михайлеску, Маркова, 1992; Dodonov et al., 2006).

Аллювий представлен пойменными суглинками и супесями, подстилаемыми разнозернистыми косо-



Рис. 1. Местонахождения плейстоценовых мелких млекопитающих, упоминаемые в тексте.

1 — Нагорное, 2 — Суворово, 3 — Озерное (Бабель), 4 — Узмари, 5 — Чешмикий, 6 — Плавни, 7 — Новонекрасовка, 8 — Колкотова Балка, 9 — Левада, 10 — Хаджимус, 11 — Роксоланы, 12 — Черевичное 1 (Морозовка), 13 — Ногайск (Приморское), 14 — Карай-Дубина (Бережанка), 15 — Западные Каиры, 16 — Ушкалка, 17 — Порт-Катон, 18 — Литвин, 19 — Узунлар, 20 — Пекла.

Fig. 1. Pleistocene small mammal localities mentioned in the text.

1 — Nagornoe, 2 — Suvorovo, 3 — Ozernoe (Babel), 4 — Uzmari, 5 — Cheshmikioi, 6 — Plavni, 7 — Novonekrasovka, 8 — Kolkotova Balka, 9 — Levada, 10 — Khadzhimus, 11 — Roksokany, 12 — Cherevichnoe 1 (Morozovka), 13 — Nogaisk (Primorskoe), 14 — Karai-Dubina (Berezhanka), 15 — Zapadnye Kairy, 16 — Ushkalka, 17 — Port-Katon, 18 — Litvin, 19 — Uzunlar, 20 — Pekla.

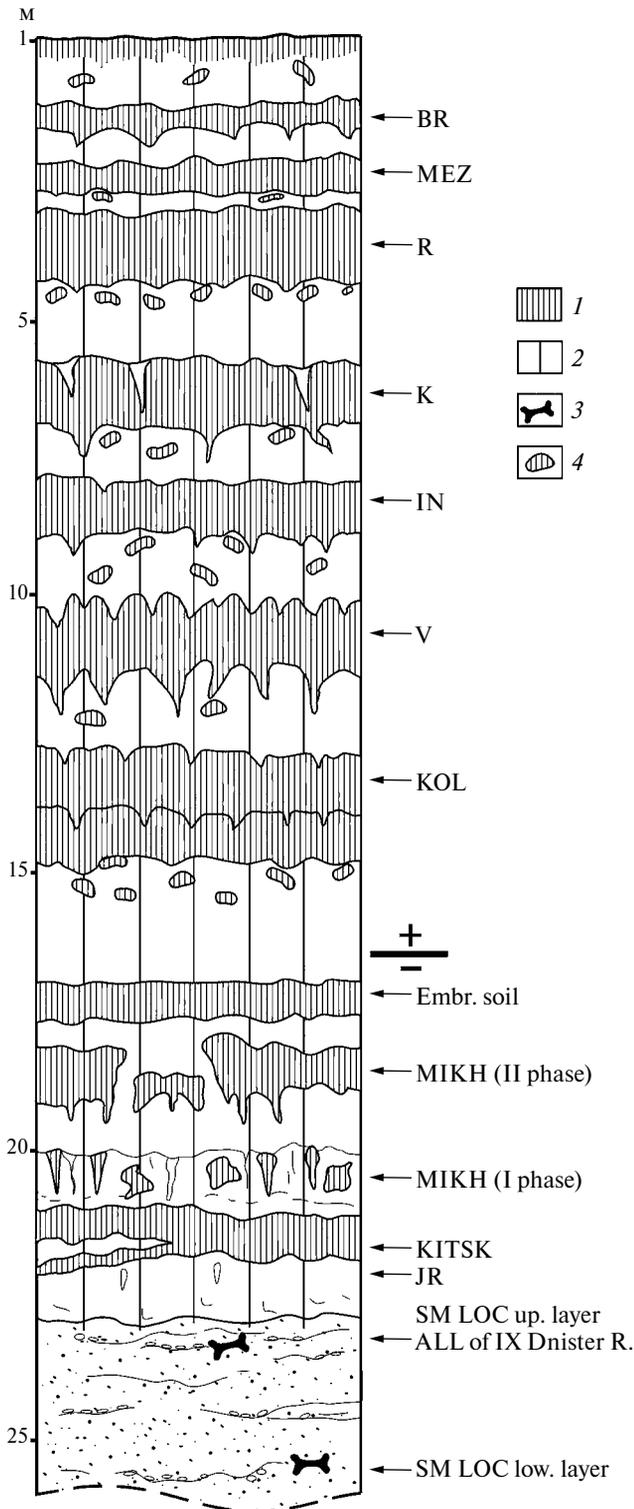


Рис. 2. Строение разреза Хаджимус (IX терраса Днестра) (по др. А. И. Цапкину, личное сообщение). BR — брянская ископаемая почва (МИС 3), MEZ — мезинский почвенный комплекс (МИС 5е), RM — роменская ископаемая почва (МИС 7), KM — каменская ископаемая почва (МИС 9), INZH — инжавинская ископаемая почва (МИС 11), VOR — воронская ископаемая почва (МИС 15), KOL —

слоистыми песками, к низу переходящими в галечники и гравелиты. Остатки мелких млекопитающих были получены в результате промывок в ситах из двух уровней руслового аллювия, интервал между которыми — 1.5 м.

Проведенные палеомагнитные исследования показали, что граница Брюнес–Матюяма проходит ниже колкотовской почвы, а палеомагнитный эпизод Хорамилло отмечен несколько выше аллювиальных отложений IX террасы Днестра (Dodonov et al., 2006).

Фауна из местонахождения Хаджимус (нижний слой) может быть сопоставлена с фаунами одесского фаунистического комплекса мелких млекопитающих (Markova, 1990a, b; 1998; 2007) (табл. 1). Среди представителей рода *Mimomys* присутствуют *Mimomys* ex gr. *reidi-pusillus* и *Mimomys pitymyoides*. Последний вид очень редок в местонахождениях Восточной Европы и отмечен пока в двух пунктах: разрезе Псекупс (Вангенгейм и др., 2001) и в местонахождении Хаджимус. Для фаун этого уровня характерны древние лагуриды двух родов: *Prolagurus* (*P. ternopolitanus*) и *Lagurodon* (*L. arankaе*). Для аллювия IX террасы Днестра получена термолюминесцентная датировка $\sim 1.300 \pm 350$ Ма (Куликов, Чепалыга, 1985). Фауна Хаджимуса была отнесена к развитым фаунам одесского комплекса мелких млекопитающих и к псекупскому комплексу крупных млекопитающих с *Archidiscodon meridionalis meridionalis* (Громов, 1948; Вангенгейм et

←

колкотовская ископаемая почва (МИС 17), Embr. soil — эмбриональная почва, MIKH (II phase) — михайловская почва (вторая фаза) (МИС 19), MIKH (I phase) — михайловская почва (I фаза) (МИС 21), KITSK — кицканская почва (МИС?), SM LOC (up. layer) — местонахождение мелких млекопитающих (верх. сл.), ALL of IX Dniester terrace — аллювий IX террасы Днестра, SM LOC (low. layer) — местонахождение мелких млекопитающих (нижний слой), JR — палеомагнитный эпизод Хорамилло. 1 — почва; 2 — лёсс; 3 — кости мелких млекопитающих; 4 — кротовина.

Fig. 2. The structure of Khadzhimus section (IX Dniester terrace) (after Dr. A. I. Tsatskin, per. comm.).

BR — Briansk paleosol (MIS3), MEZ — Mezin soil complex (MIS5e), RM — Romny paleosol (MIS7), KM — Kamenka paleosol (MIS9), INZH — Inzhava paleosol (MIS11), VOR — Vorona paleosol (MIS15), KOL — Kolkotova paleosol (MIS17), Embr. soil — embryonic soil, MIKH (II phase) — Mikhailovka paleosol (II phase) (MIS19), MIKH (I phase) — Mikhailovka paleosol (MIS21), KITSK — Kitskansk paleosol (MIS?), SM LOC (up. layer) — small mammal locality (upper layer), ALL of IX Dniester terrace — alluvium of IX Dniester terrace, SM LOC (low. layer) — small mammal locality (lower layer), JR — Jaramillo palaeomagnetic episode. 1 — soil; 2 — loess; 3 — bones of small mammals; 4 — molehill.

Таблица 1. Видовой состав мелких млекопитающих из раннеплейстоценовых отложений

Table 1. Small mammal' species composition from the Early Pleistocene deposits

Вид	Местонахождение								
	Хаджимус (ниж. сл.)*	Хаджимус* (верх. сл.)	Члшмикий**	Ногайск (верх. сл.)***	Роксоланы*	Нагорное I (расч. 9 и 10)*	Нагорное I (расч. 1)*	Западные Каиры*	Ушкалка*
Eulipotyphla:									
<i>Sorex</i> sp.								1	1
<i>Crocidura</i> sp.		1							
<i>Erinaceus</i> sp.			1	2					
<i>Desmana</i> sp.			13	20					
Lagomorpha:									
<i>Hypolagus</i> sp.	10								
<i>Pliolagus</i> cf. <i>beremendensis</i> Kormos			13						
<i>Lepus</i> sp.			4					2	3
<i>Ochotona</i> sp.	4				2				1
Rodentia:									
<i>Spermophilus nogaici</i> Topachevsky			98	535					
<i>Spermophilus</i> sp.	17	1					4	3	2
<i>Trogotherium cuvieri</i> Fischer				1					
Castoridae gen. et sp. indet			2						
<i>Sicista vinogradovi</i> Topachevsky			2	5					
<i>Paralactaga</i> sp.			3						
<i>Allactaga</i> cf. <i>ucrainica</i> Gromov et Schevtchenko			1						
<i>Spalax minor</i> Topachevsky			25						
<i>Cricetus cricetus</i> aff. <i>palaeoasovicus</i>	2			40					
<i>Cricetus</i> sp.			132						
<i>Allocricetus</i> sp.		1		2					
<i>Cricetulus</i> sp.			1	2					
<i>Ellobius</i> ex gr. <i>palaeotalpinus</i> Schevtschenko		1							
<i>Ellobius</i> ex gr. <i>tankrei</i> Blasius				6					
<i>Ellobius</i> sp.									1
<i>Clethrionomys</i> Sokolov i Topachevski	4			3					
<i>Clethrionomys</i> ex gr. <i>glareolus</i> Schreb.					4			1	
<i>Clethrionomys</i> sp.			1						
<i>Mimomys reidi</i> Hinton			1						
<i>Mimomys</i> ex gr. <i>M. reidi</i> Hinton — <i>M. pusillus</i> Mehely	19	25			5				
<i>Mimomys pusillus</i> Mehely						1	7		2
<i>Mimomys pliocaenicus</i> Major			5						
<i>Mimomys (Pusillomimus) pitymyoides</i> Janossy et Van der Meulen	6	2							
<i>Mimomys savini</i> Hinton	17		12	102	1	1		17	8
<i>Mimomys</i> sp.									45
<i>Pliomys</i> ex gr. <i>episcopalialis</i> Mehely			2						
<i>Pliomys episcopalialis</i> Mehely			2			1			
<i>Borsodia petenyi</i> Mehely								9	1
<i>Borsodia fejervaryi</i> Kormos	5	2	3	3					
<i>Prolagurus ternopolitanus</i> Topachevsky		2	58	30		1			
<i>Prolagurus pannonicus</i> Kormos					2		4	18	9

Таблица 1. Окончание

Вид	Местонахождение								
	Хаджимус (ниж. сл.)*	Хаджимус* (верх. сл.)	Чишмикиой**	Ногайск (верх. сл.)***	Роксоланы*	Нагорное 1 (расч. 9 и 10)*	Нагорное 1 (расч. 1)*	Западные Каиры*	Ушкалка*
<i>Prolagurus</i> sp.		8							43
<i>Lagurodon arankae</i> Kretzoi	16		2918	40	6				3
<i>Allophaiomys deucalion</i> Kretzoi	16							10	32
<i>Allophaiomys pliocaenicus</i> Kormos		5	627	114	21				
Microtinae gen.				270					

Примечание. * – по (Маркова, 1982, 1990а, 1998); ** – по (Шушпанов, 1983), *** – по (Топачевский, 1965).

al., 2001). Для более ранних фаун этого комплекса не характерны находки остатков лагурид, а некорнезубые формы полевков представлены единственным родом — *Allophaiomys*. Фауна Хаджимуса близка фауне из местонахождения Бетфия XIII в Румынии с ранними *Allophaiomys* и *Lagurodon arankae* (Terzea, 1984, 1995), Мокра в Словакии (Fejfar, Horacek, 1983), Жабыя Пещера в Польше (Gařapich, Nadachowski, 1996), Зурланд 42—46 м в Нидерландах (Kofschoten, 1990), Надьхарсаньхедь 2 в Венгрии (Janossy, 1986; Kretzoi, 1956), Вента Мицена в Испании (Agusti, 1991) и может коррелироваться с Ваалием (Waalien) нидерландской стратиграфической шкалы.

Экологическая приуроченность фауны Хаджимуса позволяет реконструировать открытые степные и лесостепные ландшафты. В фауне присутствуют такие типичные степные виды как пищухи, суслики, хомяки, пеструшки двух родов. Обнаружение остатков лесной полевки *Clethrionomys* указывает на существование небольших залесенных участков, возможно приуроченных к берегам водоемов. Экология ряда вымерших видов, таких как *Mimomys pitymyoides* и *M. ex gr. reidi-pusillus*, не ясна. Полевки рода *Borsodia* морфологически близкие к лагуридам, вероятно, также являлись обитателями открытых пространств. В целом фауна Хаджимуса, как отмечено выше, позволяет реконструировать степные и лесостепные ландшафты в низовьях Днестра во вторую половину раннего плейстоцена.

Новый этап развития раннеплейстоценовых фаун ЮЗ Русской равнины фиксируется по фауне местонахождения Чишмикиой (рис. 1, 5), приуроченному к аллювиальным отложениям пра-Прута (Шушпанов, 1983). Этот этап характеризуется присутствием более эволюционно продвинутых полевков рода *Allophaiomys*. Пеструшки представлены древними видами *Lagurodon arankae* и *Prolagurus ternopolitanus*, в роде *Mimomys* доминируют *M. savini*. Фауна Чишмикиоя очень близка

к фауне местонахождения Ногайск (Приморск) в Приазовье (рис. 1, 13) (Топачевский, 1965) и местонахождения Тарханкут в Крыму (Топачевский и др., 1987). В Чишмикиое в небольшом количестве присутствуют *Pliomys episcopalis* и *Borsodia fejevaryi*. Коэффициент A/L у *Allophaiomys* превышает 42, что характерно для вида *A. pliocaenicus* (Agusti, 1991). Остатки лагурид и *Allophaiomys* доминируют в местонахождении. Нужно отметить, что в работе Л. И. Рековца (1994) было проведено переписание лагурид “пролагурусной” линии из местонахождений Ногайск и Тарханкут, которые были отнесены этим автором к виду *P. pannonicus*. По нашему мнению, характерная морфология зубов *Prolagurus* из местонахождения Ногайск и особенно из местонахождения Тарханкут, зарисовки которых приведены в монографии В. А. Топачевского (1965), не позволяют отнести их к виду *P. pannonicus* и сравнить их с типовой серией зубов из местонахождения Пюшпекфюрдо, у большинства из которых наблюдается практическое отчленение головки параконидного комплекса M₁. Приведенные в монографии Л. И. Рековца индексы M₁ также указывают на значительные морфологические отличия зубов *Prolagurus* из Ногайска и Тарханкута от зубов лагурид этой филогенетической линии из более поздних разрезов (местонахождения Западные Каиры и др.). Несомненно, однако, что лагуриды из Ногайска и Тарханкута могут быть отнесены к наиболее прогрессивным представителям вида *P. ternopolitanus*. Фауны этого эволюционного уровня коррелируются с таманскими фаунами крупных млекопитающих с древним слоном *Archidiscodon meridionalis tamanensis* и были отнесены к *ногайскому комплексу* мелких млекопитающих (Топачевский, 1965; Markova, 1998).

В Западной Европе ногайским фаунам близки фауны из местонахождения Вчеларе 3В/1с с *Allophaiomys pliocaenicus*, *Prolagurus “praepannonicus”*, *Lagurodon arankae*, *Mimomys reidi-pusillus* (Fejfar, Horacek, 1983). Вероятно,

к этой фазе относятся местонахождения Пирро Норд и Пиетраффиата в Италии (Masini, Torre, 1990). Фауны этого эволюционного уровня коррелируются с менапием (Menapian) стратиграфической схемы Нидерландов.

Более продвинутые в эволюционном отношении фауны обнаружены в местонахождении Нагорное 1, расчистки 1, 9, 10 (бассейн Дуная) (рис. 1, 1) и Роксоланы (бассейн Днестра) (рис. 1, 11). Эти фауны отличаются от ногайских фаун прежде всего по появлению в филогенетической линии *Prolagurus* — *Lagurus* более прогрессивного вида пеструшек — *Prolagurus pannonicus* (Михайлеску, Маркова, 1992). Фауны этого эволюционного уровня широко известны на Русской равнине и обнаружены также в бассейне Нижнего Приднепровья в местонахождениях Ушкалка (рис. 1, 16) и Западные Каиры (рис. 1, 15) (Маркова, 1982), в бассейне Дона в местонахождении Коротояк (острогжская свита) (Агаджанян, 2009, Казанцева, 1990). Эти фауны отвечают палеомагнитному эпизоду Харамилло, датируются интервалом 0.89—0.95 Ма (МИС 26—30) (Semenov, 1994) и коррелируются с фаунами таманского комплекса крупных млекопитающих. В фаунах этого типа еще не отмечены остатки *Lasiopodomys (Stenocranius) hintoni* и *Microtus (Terricola)*. Эти фауны по своей экологической приуроченности позволяют реконструировать открытые ландшафты на юге Восточной Европы в период палеомагнитного эпизода Харамилло. Эти фауны были выделены в *каирский* комплекс мелких млекопитающих (Маркова, 1998, 2007).

Более поздние фауны, были описаны Л. П. Александровой как *морозовские* (1976), по материалам местонахождения Морозовка, расположенного на левом берегу Хаджибейского лимана, в который впадает р. Малый Куяльник (с. Черевичное, недалеко от Одессы). Фауна из этого местонахождения была вторично отобрана Л. И. Рековцем, а местонахождение переименовано им и получило название — Черевичное 1 (рис. 1, 12) (Рековец, 1994) (табл. 2).

Богатая фауна Черевичного 1 включает значительное число степных видов: сусликов, слепышей, степных пеструшек двух древних родов *Prolagurus* и *Lagurodon*, архаичных желтых пеструшек *Eolagurus argyropuloi*, древних узкочерепных полевок *Lasiopodomys (Stenocranius) hintoni*. В фауне присутствуют также субаквальный вид: выхухоль *Desmana*, что говорит о близости водоема (табл. 2). В целом, как и все вышеупомянутые фауны региона, фауна Черевичного 1 (Морозовки) позволяет говорить о существовании степных ландшафтов во время образования местонахождения.

К сожалению, мы не располагаем фаунами подобного уровня в бассейнах Дуная, Днестра и Прута,

поэтому остановимся на составе фауны Черевичного 1 (Морозовки) и близких ей фаун юга Русской равнины, в частности, местонахождения Порт-Катон (Ростовская область) (рис. 1, 17) (Markova, 1990a, 1990b; Tesakov et al., 2007). В последнем местонахождении отмечены остатки не только корнезубых полевок *Mimomys savini*, а также немногочисленных *Allophaiomys pliocaenicus*, но и более эволюционно продвинутых *Microtus (Terricola)* sp. (табл. 2). Этот факт позволяет сопоставлять фауну Порт-Катона с фауной Черевичного 1 (Морозовки) и отнести их к *морозовским* фаунам мелких млекопитающих (Markova, 1990a, 1990b, 2007).

Завершают последовательность раннеплейстоценовых фаун — *петропавловские (карай-дубинские)* фауны, характеризующиеся появлением полевок подрода *Alexandromys* — *Microtus (Alexandromys)* ex gr. *oeconomus* (табл. 2). Впервые фауны такого эволюционного уровня были описаны Л. П. Александровой по материалам местонахождения Петропавловка на Дону (Александрова, 1976). Позднее, богатое местонахождение с близкой по составу фауной было обнаружено в бассейне Нижнего Днепра у с. Карай-Дубина (Бережанка) (рис. 1, 14) (Маркова, 1982). Данные фауны были выделены в *петропавловский* комплекс мелких млекопитающих (Маркова, 1998).

Ядро этих фаун составляют архаичные узкочерепные полевки *Lasiopodomys (Stenocranius) hintoni*, степные пеструшки древнего вида *Prolagurus pannonicus*, архаичные желтые пеструшки *Eolagurus argyropuloi*, также присутствуют в небольшом количестве остатки корнезубых полевок *Mimomys savini* и *M. pusillus* и древних некорнезубых полевок *Allophaiomys*, представленные наиболее продвинутыми формами. Местонахождения мелких млекопитающих Карай-Дубины и Петропавловки залегают в аллювиальных отложениях, в верхней части которых зафиксирована граница палеомагнитных эпох Матюяма—Брюнес, которая приходится на вторую половину МИС 19, на 772/9 тыс. л. н. (Величко и др., 1983). В бассейнах рек ЮЗ Русской равнины этим фаунам предположительно должны отвечать находки в низах аллювиальных отложений “михайловской” террасы Днестра, в которых проходит граница палеомагнитных эпох Матюяма—Брюнес. Находки в фауне местонахождения Карай-Дубина таких степных млекопитающих как пищухи, суслики, слепыши, степные и желтые пеструшки, узкочерепные полевки позволяет реконструировать степные ландшафты в нижнем течении Днепра. В Западной Европе петропавловским фаунам близка фауна местонахождения Хольштейн в Чехии (Fejfar, Horacek, 1983), фауны Шютто 21 и Виллани 8 в Венгрии (Pazonyi et al., 2023).

Таблица 2. Видовой состав мелких млекопитающих конца раннего плейстоцена

Table 2. Small mammal's species composition of the end of the Early Pleistocene

Вид	Местонахождение			
	Морозовка*	Морозовка (Черевичное 1)**	Порт-Катон***	Карай-Дубина****
Eulipotyphla:				
<i>Erinaceus</i> sp.		14		
<i>Talpa</i> cf. <i>praeglacialis</i> Kormos		4		
<i>Desmana nogaica</i> Topachevsky et Puschkov		33		
<i>Desmana</i> sp.			6	20
<i>Sorex</i> aff. <i>runtonensis</i> Hinton		5		3
Lagomorpha:				
<i>Ochotona</i> sp.				8
<i>Lepus</i> sp.		22		1
Rodentia:				
<i>Spermophilus nogaici</i> Topachevsky		1366		60
<i>Monospalax</i> cf. <i>savini</i> Lytschov		1		
<i>Sicista vinogradovi</i> Topachevsky		2		
<i>Allactaga</i> ex gr. <i>major</i> Pallas				8
<i>Spalax minor</i> Topachevsky		14		6
<i>Apodemus</i> sp.		2		
<i>Cricetus</i> sp.				38
<i>Ellobius</i> sp.		1		
<i>Pliomys episcopalis</i> Mehely	+			
<i>Clethionomys glareolus</i> Schreber		36		
<i>Clethrionomys</i> sp.		1	5	
<i>Villanyia</i> sp.	+			
<i>Lagurodon arankae</i> Kretzoi	+	96		
<i>Prolagurus pannonicus</i> Kormos	+	32	1	96
<i>Prolagurus posterius</i> Zazhigin				18
<i>Eolagurus argyropuloi</i> Gromov et Parfenova		2		84
<i>Dolomys kretzoi</i> Kowalski	+			
<i>Mimomys reidi</i> Hinton		3		
<i>Mimomys pusillus</i> Mehely		63	10	
<i>Mimomys savini</i> Hinton	+	72	144	
<i>Mimomys</i> sp.			380	
<i>Allophaiomys pliocaenicus</i> Kormos		29	7	6
<i>Lasiopodomys (Stenocranius) hintoni</i> Kretzoi	+	74		110
<i>Microtus (Alexandromys)</i> ex gr. <i>oeconomus</i> Pallas				14
<i>Microtus (Terricola)</i> sp.			1	
Microtinae gen. et sp. indet				300

Примечание. * — по (Александрова, 1976); ** — по (Рековец, 1994); *** — по (Маркова, 1990а); **** — по (Маркова, 1982).

ПЕРВАЯ ПОЛОВИНА СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

Наиболее ранние среднеплейстоценовые фауны характеризуются появлением полевков *Microtus arvalinus* (= *nivaloides*), доминированием более эво-

люционно продвинутых степных пеструшек вида *Prolagurus posterius*. Впервые такие фауны были обнаружены в бассейне нижнего течения Дона в местонахождении Шамин (табл. 3) (Маркова, 1990б, 2007). Захоронение этой фауны находится в зоне обратной намагниченности, непосредствен-

Таблица 3. Видовой состав мелких млекопитающих начала среднего плейстоцена

Table 3. Species composition of small mammals of the beginning of the Middle Pleistocene

Вид	Местонахождение										
	Нагорное I*	Шамин**	Литвин***	Колкотова Балка (аллювий)****			Нагорное II*	Суворово*			Колкотова Балка (Ворон. почва)
				Нижний слой	Средний слой	Верхний слой		Нижний слой	Средний слой	Верхний слой	
Lagomorpha:											
<i>Ochotona</i> sp.			+		1	9					
Rodentia:											
<i>Spermophilus</i> sp.						14					430
Castoridae gen. et sp. Indet.		1									
<i>Allactaga</i> ex gr. <i>major</i> Kerr			+		2	1					2
<i>Pygerethmys</i> (<i>Alactagulus</i>) ex gr. <i>acontion</i> Pallas		2									
<i>Pliopygerethmys</i> sp.								1			
<i>Spalax microphtalmus</i> Guld						4					2
<i>Cricetus cricetus</i> L.	11				1						6
<i>Allocricetus ehiki</i> Shaub											7
<i>Ellobius</i> ex gr. <i>tancrei</i> Blasius								2			
<i>Ellobius</i> sp.	1										
<i>Mimomys savini</i> Hinton	11	12	+	1	4	1	53	3	6	10	
<i>Mimomys pusillus</i> Mehely	5							2	2		
<i>Pliomys episcopalis</i> Mehely	2										
<i>Prolagurus ternopolitanus</i> Topachevsky								3	2	3	
<i>Prolagurus pannonicus</i> Kormos			+								11
<i>Prolagurus posterius</i> Zashigin	3	9		1				3	4	25	
<i>Lagurus transiens</i> Janossy					3	3		5	38	28	55
<i>Borsodia fejevaryi</i> Kormos			+					4	3	1	
<i>Eolagurus argyropuloi</i> Gromov et Parfenova		8									
<i>Eolagurus simplicidens</i> Gromov i Topachevsky			+								
<i>Eolagurus luteus volgensis</i> Alexandrova									11	3	8
<i>Allophaiomys pliocaenicus</i> Kormos	1	2	+					1	2		
<i>Lasiopodomys</i> (<i>Stenocranius</i>) <i>gregaloides</i> Hinton									3	2	
<i>M. (S.) gregalis</i> Pallas									2	11	7
<i>Microtus</i> (<i>Terricola</i>) <i>arvalidens</i> Kretzoi	14			4	14	9		1	5	4	
<i>M. (Microtus) arvalinus</i> (= <i>M. nivaloides</i>) Hinton		2	+	2	10			7	12	12	
<i>M. (Alexandromys)</i> ex gr. <i>oeconomus</i> Pallas		2	+		3	1		2	2	10	
Microtinae gen.	6	5						21	67	101	

Примечание. * — по (Михайлеску, Маркова, 1992); ** — по (Markova, 1990a); *** — по (Markova, 1990b); **** — по (Alexandrova, 1976).

но под границей Матуяма—Брюнес и датируются первой половиной МИС 19. Видовой состав мелких млекопитающих местонахождения Шамин

позволяет относить это местонахождение к несколько более позднему времени, чем местонахождения Карай-Дубина и Петропавловка, также

залегающими под границей Матуяма—Брюнес, которые видимо относятся к самому началу МИС 19. В бассейне Дуная фаунам такого типа отвечает фауна из местонахождения Нагорное I (расчистка 7) (Михайлеску, Маркова, 1992; Krokmal, 2021). Эта фауна получена из толщи лиманно-аллювиальных отложений VII террасы Дуная. В этой фауне еще отмечены немногочисленные остатки *Allophaiomys pliocaenicus*, *Miomys savini* и *M. pusillus*. Присутствуют, как и в петропавловских фаунах, остатки *Microtus* ex gr. *oeconomus* (табл. 3).

Близкая по видовому составу фауна обнаружена в местонахождении на мысе Литвин (п-ов Чауда) (рис. 1, 18). Эта фауна по эволюционному уровню была сопоставлена с раннетираспольскими (Маркова, 2007) (табл. 3). Захоронение мелких млекопитающих в местонахождении Литвин связано с морскими отложениями чаудинской трансгрессии, которая произошла в эпоху Брюнес (Dodonov et al., 2006). Таким образом, захоронение фауны мелких млекопитающих в разрезе Литвин находится в зоне прямой полярности Брюнес и сопоставляется с МИС 18. В бассейне Дона сходные фауны обнаружены в разрезах Ильинка, Веретье, Урыв III (Agadjanian, Glushankova, 2017). В Западной Европе близкие фауны описаны из местонахождений Вилланий 6 (Kretzoi, 1956), Бетфия 7 (Terzea, 1995), Странска Скала (Fejfar, 1972).

Местонахождения с более поздними тираспольскими фаунами мелких млекопитающих обнаружены в разных регионах Русской равнины. Прежде всего, они описаны из аллювиальных отложений VI террасы Днестра в стратотипе тираспольского фаунистического комплекса крупных млекопитающих в разрезе Колкотова Балка, бассейн Днестра (рис. 1, 8) (Александрова, 1976; Markova, Puzachenko, 2018). Также они известны из двух местонахождений, приуроченных к аллювиально-лиманным отложениям VI террасы Дуная: местонахождения Суворово (нижний и средний слой) (рис. 1, 2) и Нагорное II (табл. 3, рис. 1, 1) (Михайлеску, Маркова, 1992; Маркова, 2016).

Сходная фауна была недавно обнаружена в аллювиальных отложениях VI террасы Днестра у с. Левада (рис. 1, 9; рис. 3). В разрезе сверху вниз представлен полный лёссово-почвенный комплекс с серией ископаемых почв: роменской (?), каменной, инжавинской и воронской. Этот комплекс перекрывает толщу флювиальных отложений VI террасы Днестра. В толще аллювиальных песков с прослоями гравелитов обнаружены остатки мелких млекопитающих (рис. 3). Подробное послойное описание

этого разреза дано в работе Марковой и др. (Markova et al., 2021).

Близкая по составу фауна обнаружена на Таманском п-ове в разрезе Пекла в отложениях чаудинской трансгрессии (рис. 1, 20) (Markova et al., 2023). Для этих фаун среди степных пеструшек характерно доминирование вида *Lagurus transiens*, хотя отмечаются и остатки более древнего рода пеструшек *Prolagurus*. Желтые пеструшки относятся к виду *Eolagurus simplicidens gromovi*. Род *Microtus* представлен *Microtus (Terricola) arvalidens*, *M. (Alexandromys) oeconomus*, реже *M. (Microtus) arvalinus (= nivaloides)*. Все местонахождения микротериофауны этого эволюционного уровня находятся в зоне прямой намагниченности Брюнес. Они коррелируются со временем формирования ржаксинской ископаемой почвы Русской равнины и с МИС 17 (Величко et al., 1992). Эти фауны по малакологическим данным сопоставимы со временем отложения чаудинских осадков Черного моря (Markova et al., 2021).

Указанные фауны мелких млекопитающих также содержат виды открытых пространств и позволяют реконструировать степные и лесостепные ландшафты на юге Восточной Европы. Эволюционно близки к этим фаунам находки в местонахождениях Новохоперск I и II, Урыв IV, Коростылево I в бассейне Дона (Агаджанян, 2009). В Западной Европе им отвечают фауны Вест Рантона и Сагуорфа в Англии (Maul, Parfitt, 2010; Stuart, 1982).

На юго-западе Русской равнины пока не известны тираспольские фауны, содержащие субарктические виды. Подобные фауны были описаны из бассейна Дона (Агаджанян, 1992, 2009). Они были сопоставлены с эпохой донского оледенения (МИС 16).

В Северном Причерноморье были открыты местонахождения мелких млекопитающих с более поздними тираспольскими фаунами, отвечающими мучкапскому межледниковью, последовавшему за эпохой донского оледенения. Наиболее характерным элементом этих фаун является появление более эволюционно продвинутой узкочерепной полевки *Lasiopodomys (Stenocranius) gregalis*. Эта полевка является потомком *L. (S.) gregaloides*. В бассейнах Дуная и Днестра фауны подобного эволюционного уровня обнаружены в “кротовинах” воронской ископаемой почвы в разрезе Колкотова Балка, в верхнем слое местонахождения Суворово (Маркова, 2017) (табл. 3). В этих фаунах по-прежнему в небольших количествах присутствуют остатки *Miomys* и *Prolagurus*, однако среди пеструшек доминируют *Lagurus transiens*, в большом количестве присутствуют *L. (S.) gregalis* (Markova, Mikhailesku, 1994).

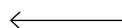
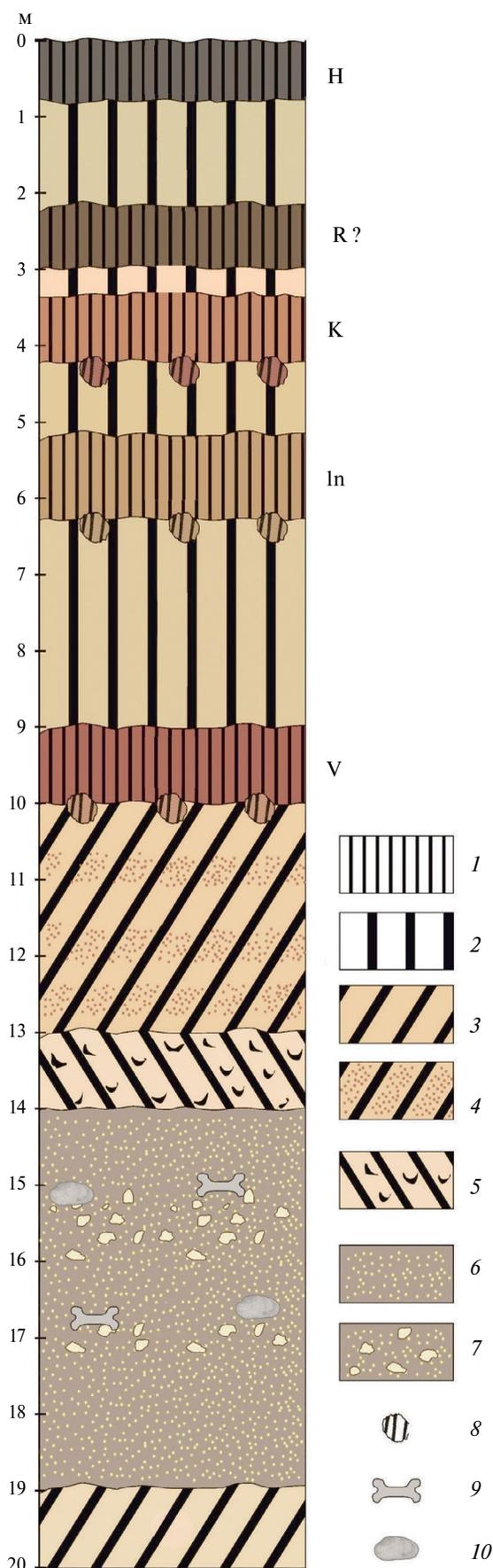


Рис. 3. Местонахождение Левада (VI терраса Днестра).

H — голоценовая почва; R? — роменская ископаемая почва (?); K — каменная ископаемая почва; In — инжавинская ископаемая почва; V — воронская ископаемая почва. 1 — почва; 2 — лёсс; 3 — суглинок; 4 — супесь; 5 — пески косослоистые; 6 — пески; 7 — гравелит; 8 — кротовина; 9 — кости мелких млекопитающих; 10 — раковины моллюсков.

Fig. 3. Levada section (VI Dniester R. terrace).

H — Holocene soil; R? — Romny paleosol (?); K — Kamenka paleosol; In — Inzhava paleosol; V — Vorona paleosol. 1 — soil; 2 — loess; 3 — loam; 4 — sandy loam; 5 — obliquely layered sands; 6 — sands; 7 — gravelite; 8 — molehill; 9 — bones of small mammals; 10 — mollusk shells.

Эти фауны сопоставимы с фаунами, описанными из разрезов бассейнов Дона и Северского Донца, где захоронения приурочены к “кротовинам” воронской ископаемой почвы: Посевкино и Перевоз (Маркова, 1982; Markova, 2007), а также с местонахождениями, обнаруженными в аллювиальных отложениях Дона: Вольная Вершина, Коротояк IV, Жердевка и др. (Агаджанян, 1992, 2009). Эти фауны и вмещающие их отложения коррелируются с мучкапским межледниковьем (МИС 15).

Этап недавно выделенного, *икорецкого*, межледниковья (Иосифова и др., 2009; Shik, 2014) на ЮЗ Русской равнины пока не отражен. Это межледниковье предшествует окскому оледенению и сопоставляется с МИС 13. В центре Русской равнины ему отвечают фауны с первыми архаичными водяными полевками — *Arvicola cantianus*.

Также на юге Русской равнины не обнаружены фауны, относящиеся к последующему — окскому оледенению (МИС 12). В центре Русской равнины это оледенение охарактеризовано фаунами из местонахождений Михайловка II (близ Курска) (Агаджанян, 2009) и из нижнего слоя лихвинского (чекалинского) разреза, бассейн Оки (Александрова, 1982).

ВТОРАЯ ПОЛОВИНА СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

В местонахождениях, относящихся к началу второй половины среднего плейстоцена, к лихвинскому межледниковью, ядро фаун составляют водяные полевки *Arvicola cantianus*, также в них присутствуют остатки нескольких видов рода *Microtus*: *M. arvalis*, *M. (A.) oeconomus* и *L. (S.) gregalis*. Пеструшки представлены эволюционно продвинутой формой *Lagurus transiens*. Корнезубые полевки рода *Mimomys* отсутствуют. Также отсутствуют “питимисные” формы

полевков *L. (S.) gregaloides* и *M. (Terricola) arvalidens*. По материалам, полученным из кротовин инжавинской почвы в разрезе Колкотова Балка, отмечено появление темной полевки *Microtus (Agricola) agrestis* (Михайлеску, Маркова, 1992). Этот вид фиксируется и в ряде других местонахождений Украины и предполагается происхождение его от *M. nivaloides* (= *M. arvalinus*) (Pорова et al., 2021). Также этот вид определен из лихвинской фауны Рыбная Слобода (бассейн Волги) (Глушанкова, Маркова, 2021). Фауны этого эволюционного уровня было предложено выделить в *гуньковский* фаунистический комплекс мелких млекопитающих по материалам богатого местонахождения Гуньки (Среднее Приднепровье) (Маркова, 1982; Markova, 1990 a, 2006). В комплексно изученном разрезе Гуньки фауна обнаружена в пойменных отложениях “моренной” IV террасы Днепра. Из этих отложений определена древнеэвксинская фауна моллюсков (Чепалыга, 1980). По спорово-пыльцевым данным эти слои были отнесены к лихвинскому межледниковью (Губонина, 1975). Сходные фауны были описаны из почти 10 других лихвинских местонахождений Русской равнины (Markova, 2006).

На юго-западе Русской равнины фауны подобного эволюционного уровня были обнаружены в двух флювиальных местонахождениях: Озерное (Бабель) (восточный берег оз. Ялпуг, бассейн Дуная) (рис. 1, 3) и Узмари (бассейн Прута) (рис. 1, 4), а также в “кротовинах” инжавинской почвы в разрезе Колкотова Балка (бассейн Днестра), которая сформировалась в лихвинское межледниковье (Михайлеску, Маркова, 1992) (табл. 4). Все эти фауны датируются лихвинским межледниковьем (МИС 11). Видовой состав этих фаун позволяет говорить о распространении на юге Восточной Европы и в это межледниковье открытых степных и лесостепных ландшафтов.

Непосредственное нахождение остатков мелких млекопитающих в “кротовинах” инжавинской ископаемой почвы Русской равнины, а также в лихвинских гиттиях (в стратотипе лихвинского межледниковья у г. Чекалин) позволяет коррелировать эти фауны с лихвинским (гольштейнским) межледниковьем, с МИС 11 (Маркова, 2017; Agadjanian, Glushankova, 2017). Таким образом, лихвинское межледниковье достаточно полно охарактеризовано фаунами мелких млекопитающих Восточной Европы, в том числе, обнаруженных на ЮЗ Русской равнины. Отличительными чертами этих фаун является присутствие в их составе *Arvicola cantianus*, *Lagurus transiens*, *Microtus arvalis*, *M. agrestis*, *L. (S.) gregalis* и *M. oeconomus*. Остат-

ки *Mimomys*, *Prolagurus*, *L. (Stenocranius) gregaloides*, *M. arvalinus* (= *M. nivaloides*) в этих фаунах не обнаружены, а находки *Microtus (Terricola) arvalidens* крайне редки. По микротериологическим материалам были реконструированы ландшафты Русской равнины в лихвинское межледниковье и выделены с севера на юг лесная, лесостепная и степная зоны. Юг Восточной Европы в лихвинское межледниковье занимала степная зона (Markova, 2006).

Гуньковские фауны обоснованно коррелируются с древнеэвксинской трансгрессией Черного моря по совместным находкам остатков мелких млекопитающих и древнеэвксинских солоноватоводных моллюсков (Markova, Mikhalesku, 1994). В Западной Европе им отвечают местонахождения Нииде, Кёрлих Н, Петерсбух, Бильцинглебен (Koenigswald, Tobien, 1990; Kolfshoten, 1990; Markova, Puzachenko, 2017).

Новый этап развития фаун второй половины среднего плейстоцена фиксируется по материалам местонахождения Плавни, приуроченного к лиманным отложениям III террасы Дуная к северу от с. Плавни (западный берег оз. Ялпуг) (рис. 1, 6). Фауна Плавней содержит остатки водяных полевок, которые были определены как *Arvicola chosaricus*, характерных для второй половины конца среднего плейстоцена — начала позднего плейстоцена (Михайлеску, Маркова, 1992). Степные пеструшки представлены более продвинутой формой, близкой к современному виду *Lagurus lagurus*, в отличие от *L. transiens*, характерной для лихвинского межледниковья (табл. 4). Отмечены находки *M. arvalis* и *L. (S.) gregalis*. Фауна Плавней сопоставима с фауной, полученной из морских отложений узунларской трансгрессии Черного моря в разрезе Узунлар (Чепалыга и др., 1986). В Плавнях, в лиманных отложениях, содержащих остатки мелких млекопитающих и солоноватоводных моллюсков, А. Л. Чепалыгой и К. Д. Михайлеску определена узунларская фауна солоноватоводных моллюсков. Эти данные позволяют сопоставить время формирования местонахождения Плавни с узунларской трансгрессией Черного моря (МИС 7).

В Западной Европе этому этапу развития фаун мелких млекопитающих отвечают фауны Ариенсдорфа I, Вагенингена_Фр. К. I и II, Маастрихт-Бельведера 2.2., 3А_3,4 (Kolfshoten, 1990, 1991; Markova, 1996).

Экология видов мелких млекопитающих, обнаруженных в местонахождении Плавни, позволяет реконструировать распространение открытых ландшафтов в конце среднего плейстоцена в бассейне Дуная.

Таблица 4. Видовой состав мелких млекопитающих второй половины среднего плейстоцена и позднего плейстоцена.

Table 4. Species composition of the small mammals of the second part of the Middle Pleistocene and of the Late Pleistocene.

Вид	Местонахождение								
	Гульки 2*	Озерное***			Узмари**	Колкогова Балка (инжав. почва)**	Плавни, слой 12**	Новонекрасовка**	
		Нижний лиманный слой	Средний лиманный слой	Верхний лиманный слой				Нижний слой	Верхний слой
Eulipotyphla:									
<i>Sorex</i> sp.	3								
Lagomorpha:									
<i>Ochotona</i> sp.	1								
Rodentia:									
<i>Spermophilus</i> sp.	50	6	2			115			
<i>Allactaga</i> ex gr. <i>major</i> Kerr	50					1			
<i>Pygerethmus</i> (<i>Alactagulus</i>) <i>acontion</i> Pallas	2								
<i>Spalax micropthalmus</i> Guld	6	2	1			32			
<i>Cricetus cricetus</i> Linnaeus	11	1	1						
<i>Allocricetus ehiki</i> Shaub						4			
<i>Ellobius talpinus</i> Pallas		2							
<i>Arvicola cantianus</i> Hinton	43	26	6	12	52				
<i>Arvicola chosaricus</i> Alexandrova							13		
<i>Arvicola</i> ex gr. <i>terrestris</i> Linnaeus								75	91
<i>Clethrionomys glareolus</i> Schreber	2		2			3			
<i>Eolagurus luteus volgensis</i> Alexandrova	45	25	6	4		18			
<i>Prolagurus posterius</i> Zazhigin		4							
<i>Lagurus transiens</i> Janossy	31	31	8						
<i>Lagurus</i> ex gr. <i>transiens</i> Janossy — <i>L. lagurus</i> Pallas	23			8		58			
<i>Lagurus</i> cf. <i>lagurus</i> Pallas							4		
Laguridae gen.	130	48	20	38					
<i>Lasiopodomys</i> (<i>Stenocranius</i>) <i>gregalis</i> Pallas	73	8	2	1					
<i>Microtus</i> (<i>Microtus</i>) <i>arvalis</i> Pallas	8	11	11	6			4	6	3
<i>Microtus</i> (<i>Alexandromus</i>) <i>oconomus</i> Pallas	63	5							
<i>Microtus</i> (<i>Agricola</i>) <i>agrestis</i> Linnaeus		3			5	2	2		
<i>Microtus</i> (<i>Terricola</i>) <i>arvalidens</i> Kretzoi				1					
Microtinae gen.							21	8	

Примечание. * — по (Маркова, 1882); ** — по (Михайлеску, Маркова, 1992); *** — по (Михайлеску и др., 1991).

ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

К началу позднего плейстоцена была отнесена фауна из двух близко расположенных горизонтов лиманных отложений II террасы Дуная в разрезе Новонекрасовка (восточный берег оз. Ялпуг) (рис. 1, 7). Местонахождения фауны мелких млекопитающих залегают непосредственно под горизонтом мезинской ископаемой почвы (рис. 4).

Фауна бедна по видовому составу, что связано с тафономией местонахождения — захоронения в лиманных отложениях (Михайлеску, Маркова, 1992) (табл. 5). Для этой фауны главным датированным элементом являются остатки водяных полевок *Arvicola* ex gr. *terrestris*.

Водяные полёвки этого эволюционного уровня ранее были обнаружены в нескольких микулинских местонахождениях Русской равнины: Чернянка,

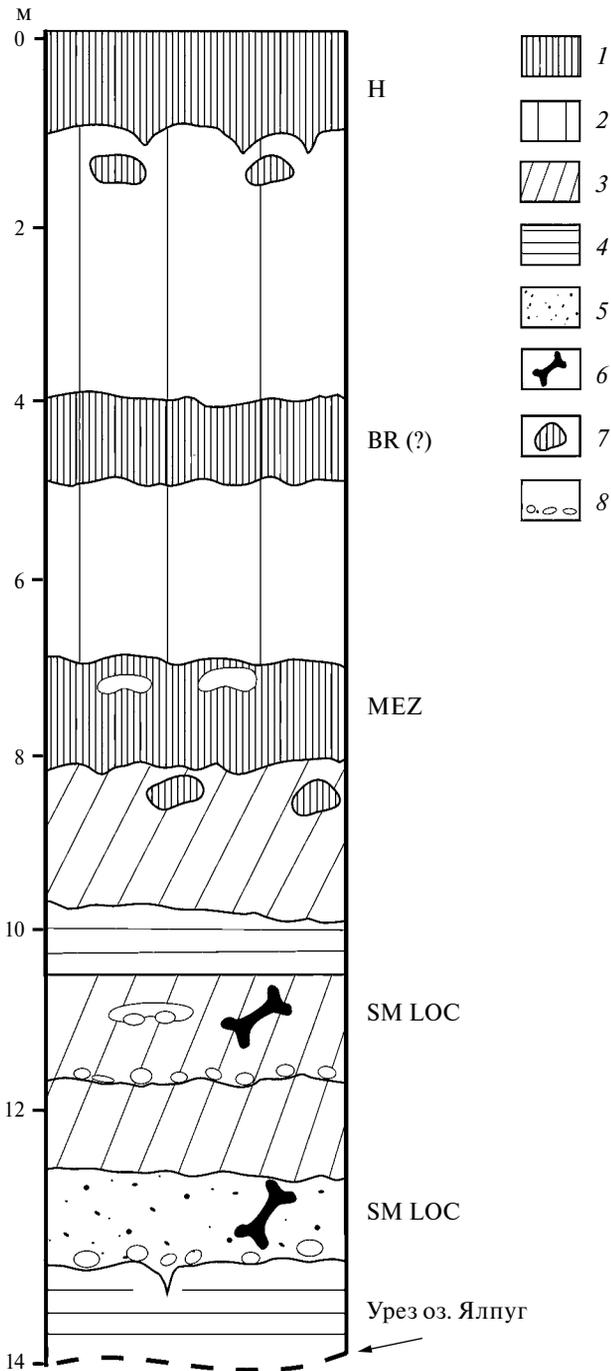


Рис. 4. Разрез Новонекрасовка (II терраса Дуная). BR (?) — брянская ископаемая почва(?), MEZ — мезинская ископаемая почва, SM LOC — местонахождение мелких млекопитающих в карангатских лиманных отложениях Черного моря (MIS5e). 1 — почва; 2 — лёсс; 3 — суглинок; 4 — глина; 5 — песок; 6 — кости мелких млекопитающих; 7 — кротовина; 8 — гравелит.

Fig. 4. Novonekrasovka section (II Danube R. terrace). BR(?) — Briansk paleosol (?), MEZ — Mezin paleosol; SM LOC — small mammal' localities in the Karangatian liman deposits of the Black Sea (MIS5e). 1 — soil; 2 — loess; 3 — loam; 4 — clay; 5 — sand; 6 — bones of small mammals; 7 — molehill; 8 — gravelite.

Таблица 5. Видовой состав ископаемых грызунов из местонахождения Новонекрасовка

Table 5. Species composition of rodents from the Novonekrasovka locality

Виды	Лиманная толща	
	нижняя	верхняя
<i>Arvicola ex gr. terrestris</i> Linnaeus	24	91
<i>Microtus arvalis</i> Pall.	6	3
<i>Microtus</i> sp.	8	—

Гадяч, Шкурлат, Малютино, Михайловка 5 и др. (Агаджанян, 2009; Agadjanian, Glushankova, 2017; Markova, 2000). Они продолжают существовать и поныне, несколько изменившись по морфологии. Исходя из особенностей строения зубной системы водяных полевок находки в Новонекрасовке (оба слоя), а также залеганием этих местонахождений непосредственно под горизонтом мезинского почвенного комплекса, их можно отнести к микულიнскому межледниковью (МИС 5е). Находки в лиманных отложениях этого разреза карангатских солоноватоводных моллюсков подтверждают это заключение (Михайлеску, Маркова, 1992; Markova, Mikhailesku, 1994). Результаты датирования OSL методом карангатских отложений в разрезе Тузла (западный берег Таманского п-ова) укладываются в диапазон 99.5—121 тыс. л. н., и таким образом относятся к МИС 5е (Курбанов и др., 2020).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исходя из проведенного анализа плейстоценовых микротериологических материалов юго-запада Русской равнины разного возраста можно сделать несколько выводов:

1. По материалам местонахождений мелких млекопитающих этого региона удастся проследить основные эволюционные этапы становления фаун мелких млекопитающих на протяжении второй половины нижнего плейстоцена, среднего и верхнего плейстоцена (на протяжении ~1 400 000 л.).

2. Микротериологические материалы, особенно остатки Arvicolinae, интенсивно изменявшиеся на протяжении плейстоцена, позволяют продатировать отложения различных генетических типов региона: аллювиальные, лиманные, морские, горизонты ископаемых почв. Особенно показательны изменения в филогенетической линии степных пеструшек *Prolagurus-Lagurus*, в которой прослеживается последовательная смена *Prolagurus ternopolitanus* (вторая половина раннего плейстоцена); *P. pannonicus* (конец

раннего плейстоцена — начало среднего плейстоцена), *P. posterius* (первая половина среднего плейстоцена), *Lagurus transiens* (начало второй половины среднего плейстоцена, лихвинское межледниковье), *L. lagurus* (каменское межледниковье — настоящее время).

3. В линии узкочерепных полевок *Lasiopodomys* (*Stenocranius*) также прослеживаются очень показательные изменения: для второй половины раннего плейстоцена характерны *L. (S.) hintoni*, в начале среднего плейстоцена были распространены *L. (S.) gregaloides*, в мучкапское межледниковье (МИС 15) отмечается первое появление *L. (S.) gregalis*, которые с небольшими морфологическими изменениями существуют и в настоящее время. Важное стратиграфическое значение имеют данные о времени трансформации корнезубой полевки *Mimomys savini* в архаичную водяную полевку *Arvicola cantianus*, которое по материалам Восточной Европы произошло в икорецкое межледниковье (МИС 13). Современную морфологию водяные полевки приобрели в микулинское межледниковье (МИС 5е).

4. Особенности экологии обнаруженных ископаемых мелких млекопитающих дают возможность реконструировать основные характеристики окружающей среды в разные интервалы плейстоцена. Экология мелких млекопитающих из практически всех плейстоценовых местонахождений юго-запада Восточной Европы позволяет фиксировать распространение открытых степных и лесостепных ландшафтов, что объясняется географическим положением всех исследованных местонахождений.

5. Совместное залегание остатков мелких млекопитающих и солоноватоводных моллюсков в лиманных местонахождениях Дуная, Прута и Северного Причерноморья являются основанием для проведения прямой корреляции основных событий в плейстоцене на юго-западе Восточной Европы и в бассейне Черного моря. Так, фауны мелких млекопитающих, относящиеся к тираспольскому фаунистическому комплексу, коррелируются со сложной чаудинской трансгрессией; фауны гуньковского фаунистического комплекса мелких млекопитающих коррелируются с древнеэвксинской трансгрессией (МИС 11); более прогрессивные фауны последнего потепления среднего плейстоцена (МИС 7) существовали во время узунларской трансгрессии; фауны мелких млекопитающих начала позднего плейстоцена коррелируются с карангатской трансгрессией Черного моря (МИС 5е).

6. Полученные результаты, основанные на комплексном анализе ископаемых мелких млекопитаю-

щих, а также малакологических, палинологических и геологических данных, являются базой для проведения дальних корреляций, в том числе с фаунами (и вмещающими их отложениями) Западной Европы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Данная статья поддержана научной программой Института географии “Биотические, географо-гидро-биологические и ландшафтные оценки окружающей среды для создания основ рационального природопользования” FMWS-2024-0007 (10210210517034658-8 (AAAA-A19-119021990093-8). Автор благодарен д-ру А. Ю. Пузаченко за составление карты плейстоценовых местонахождений мелких млекопитающих ЮЗ Восточной Европы, д-ру А. И. Цацкину (Институт археологии, Университет Хайфы, Израиль) за предоставление не опубликованных ранее материалов по структуре отложений разреза Хаджимус и рецензентам статьи за их конструктивные советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агаджанян А. К. (1992). Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины. В сб.: *Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы*. М.: Институт географии РАН. С. 37—49.
- Агаджанян А. К. (2009). Мелкие млекопитающие плиоцен—плейстоцена Русской равнины. *Труды палеонтологического института*. Т. 289. М.: Наука. 676 с.
- Александрова Л. П. (1976). Грызуны антропогена Европейской части СССР. *Тр. Геол. ин-та АН СССР*. Вып. 291. 98 с.
- Александрова Л. П. (1982). Новый вид копытного лемминга *Dicrostonyx okaensis* и его значение для определения возраста отложений окского оледенения лихвинского стратотипического разреза. В сб.: *Стратиграфия и палеогеография антропогена*. М.: Наука. С. 17—21.
- Вангенгейм Э. А., Певзнер М. А., Тесаков А. С. (2001). Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. Т. 9. № 3. С. 76—88.
- Величко А. А., Маркова А. К., Певзнер М. А., Ударцев В. П. (1983). Положение границы эпох магнитной полярности Матуяма—Брюнес в хроностратиграфической шкале континентальных отложений Восточной Европы. *Докл. Акад. Наук СССР*. Т. 269. № 5. С. 1147—1150.
- Величко А. А., Морозова Т. Д., Нечаев В. П. и др. (1992). Проблемы стратиграфии и корреляции лёссово-почвенной формации Русской равнины. В сб.: *Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы*. М.: Институт географии РАН. С. 115—140.

- Глушанкова Н. И., Маркова А. К. (2021). Разрез Рыбная Слобода: новое лихвинское местонахождение фауны мелких млекопитающих и строение постлихвинского шлейфа склоновых отложений на поверхности III надпойменной террасы Камы. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода*. № 79. С. 13–36 <https://doi.org/10.34756/GEOS/2022.17.38239>
- Громов В. И. (1948). Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). *Труды ГИН СССР. Серия геологическая*. Вып. 64. № 17. 520 с.
- Громов И. М., Бибилова Д. Д., Калабухов Н. И. и др. (1965). Наземные белышья (*Marmotinae*). Л.: Наука. 457 с.
- Громов И. М., Ербаева М. А. (1995). Млекопитающие фауны России и сопредельных территорий. Зайцеобразные и грызуны. СПб.: ЗИН РАН. 239 с.
- Губонина З. П. (1975). Палинологические исследования основных горизонтов лёссов и ископаемых почв юга Русской равнины В сб.: *Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных районов*. М.: Наука. С. 43–58.
- Гуреев А. А. (1964). Млекопитающие. Т. 3. Вып. 10. Зайцеобразные (*Lagomorpha*). М.-Л.: Наука. 276 с.
- Гуреев А. А. (1971). Землеройки (*Soricidae*). Л.: Наука. 253 с.
- Иосифова Ю. И., Агаджанян А. К., Ратников В. Ю. и др. (2009). Об икорецкой свите и горизонте в верхах нижнего неоплейстоцена в разрезе Мастюженка (Воронежская область). *Бюллетень РМСК по центру и югу Русской платформы*. Вып. 4. С. 89–104.
- Казанцева Н. Е. (1990). Положение границы эоплейстоцена–плейстоцена по результатам изучения фаун мелких млекопитающих. В сб.: *Четвертичный период: методы исследований, стратиграфия и экология. Тезисы докладов VII Всесоюзного совещания*. Т. II. Таллин. С. 44–45.
- Крохмаль А. И., Рековец Л. И. (2010). Местонахождения мелких млекопитающих плейстоцена Украины и сопредельных территорий. Киев: Изд-во LAT@K. 331 с.
- Куликов С. А., Чепалыга А. Л. (1985). Хронология террас Днестра по данным биостратиграфии и термолюминисцентного метода. В сб.: *Материалы научной конференции “Геохронология четвертичного периода”*. Таллин. С. 104.
- Курбанов Р. Н., Семиколенных Д. В., Янина Т. А. и др. (2020). Новые данные о возрасте карангатской трансгрессии Черного моря. *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. № 6. С. 139–144.
- Маркова А. К. (1982). Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука. 184 с.
- Маркова А. К. (2016). Фауны мелких млекопитающих Европы первой половины среднего плейстоцена. *Известия РАН. Серия географическая*. № 1. С. 87–102. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2016-1-X-X>
- Маркова А. К. (2017). Европейские фауны мелких млекопитающих второй половины среднего плейстоцена: видовой состав, распространение, корреляции. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода*. Т. 75. С. 11–33.
- Михайлеску К. Д., Маркова А. К. (1992). Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. Кишинев: Штиинца. 309 с.
- Михайлеску К. Д., Маркова А. К., Чепалыга А. Л. и др. (1991). Биостратиграфия опорного разреза (лектостратотипа) древнеэвксинских отложений у с. Озерное. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода*. № 60. С. 29–39.
- Рековец Л. И. (1994). Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев: Наукова Думка. 369 с.
- Семенов В. В. (1994). Палеомагнетизм. В сб.: *Нижний–средний плейстоцен бассейна Верхнего Дона. Путеводитель экскурсий*. Москва. С. 146–149.
- Топачевский В. А. (1965). Насекомоядные и грызуны ногайской позднеплиоценовой фауны. Киев: Наукова Думка. 163 с.
- Топачевский В. А., Скорик А. Ф., Рековец Л. И. (1987). Грызуны верхнеантропогенных и раннеантропогенных отложений Хаджибейского лимана. Киев: Наукова Думка. 207 с.
- Чепалыга А. Л. (1980). Раннеплейстоценовые моллюски перигляциальной зоны бассейнов Дона и Днепра. В сб.: *Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы*. М.: Наука. С. 140–152.
- Чепалыга А. Л., Маркова А. К., Михайлеску К. Д. (1986). Стратиграфия и фауна стратотипа узунларского горизонта черноморского плейстоцена. *Докл. Акад. наук СССР*. Т. 290. № 2. С. 433–437.
- Шевченко А. И. (1965). Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины. В сб.: *Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих*. М.: Наука. С. 7–59.
- Шушпанов К. И. (1983). Позднеплиоценовая фауна млекопитающих чишмикийского местонахождения. Кишинев: Штиинца. 111 с.
- Agadjanian A. K., Glushankova N. I. (2017). Quaternary stratigraphy and developmental history of the Central Russian Periglacial–Loessal Province. *Stratigraphy and Geological Correlation*. V. 25. Iss. 4. P. 445–462. <https://doi.org/10.1134/S0869593817040025>
- Agusti J. (1991). The *Allophaiomys* complex in Southern Europe. *Geobios*. V. 25. Iss. 1. P. 133–144. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(09\)90043-2](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(09)90043-2)
- Dodonov A. E., Zhou L. P., Markova A. K. et al. (2006). Middle-Upper Pleistocene bio-climatic and magnetic records of The Northern Black Sea Coastal Area. *Quat. Int.* 2006. V. 149. Iss. 1. P. 44–54. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.11.017>
- Fejfar O. (1972). Wühlmäuse (Microtidae, Mammalia) der Ulteren Sammlungen aus Stranska Skala bei Brno. *Anthropos. Ns. Brno*. V. 20. № 12. P. 165–174.
- Fejfar O., Horaček I. (1983). Zur Entwicklung der Kleinsäugerfaunen im Villányium und Alt-Biharium auf dem Gebiet der ČSSR. Wirbeltier-Evolution und Faunenwald im Känozoikum. *Schriften. Geol. Wiss. Berlin*. № 19/20. P. 111–207.

- Garapich A., Nadachowski A. A. (1996). A contribution of the origin of *Allophaiomys* (Arvicolidae, Rodentia) in Central Europe: the relationship between *Mimomys* and *Allophaiomys* from Kamyk (Poland). *Acta Zoologica Cracoviensia*. V. 39. № 1. P. 179–184.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.11.019>
- Janossy D. (1986). Pleistocene vertebrate faunas of Hungary. Budapest. Akademiai Kiado. 1986. 208 p.
- Koenigswald W. von., Tobien H. (1990). Important arvicolid faunas from the Late Pleistocene to the Early in Western Germany. In: *Int. Symp. Phyl. Biostr. Arvicolids*. Praha. P. 231–254.
- Kolfschoten T. van. (1990). The evolution of mammal fauna in the Netherlands and Middle Rhine area (Western Germany) during the Late Middle Pleistocene. In: *Mededlingen Rijks Geologische Dienst*. P. 1–69.
- Kolfschoten T. van. (1991). The Saalian mammal fossils from Wageningen-Fransche Kamp. In: *Mededlingen Rijks Geologische Dienst*. V. 46. P. 37–53.
- Kretzoi M. (1956). Die altpleistozänen Wirbeltierfauna des Villanyer Gebrüdes. *Geol. Hung. Ser. Palaeont.* V. 27. № 1. 264 p.
- Krokhmal A. I. (2021). Geological structure and lower-middle Pleistocene fossil fauna of Nagornoe 1 section (Odessa region, Ukraine). In: *INQUA SEQS2021. Conference Proceedings*. Wrocław, Poland. P. 52–53.
- Markova A. K. (1990a). Pleistocene microtheriofauna of the European part of the USSR. In: *International symposium evolution, phylogeny and biostratigraphy of arvicolids* (Rodentia, Mammalia). P. 314–338.
- Markova A. K. (1990b). The sequence of Early Pleistocene Small-mammal faunas from the South Russian Plain. *Quartar Palaontologie*. № 8. P. 131–151.
- Markova A. K. (1996). The Late Middle Pleistocene small mammal faunas of Eastern Europe and its analogs in Western Europe. *Acta Zoologica cracoviensia*. V. 39. № 1. P. 311–319.
- Markova A. K. (1998). Early Pleistocene small mammal faunas of the Eastern Europe. The Dawn of the Quaternary. In: *Mededlingen Rijks Geologische Dienst*. № 60. P. 313–326.
- Markova A. K. (2000). The Mikulino (= Eemian) mammal faunas of the Russian Plain and Crimea. *Geologie en Mijnbouw. Netherlands J. of Geosci.* V. 79. № 2/3. P. 293–301.
- Markova A. K. (2006). Likhvin Interglacial small mammal faunas of Eastern Europe. *Quat. Int.* V. 149. Iss. 1. P. 67–79.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.11.019>
- Markova A. K. (2007). Pleistocene mammal faunas of Eastern Europe. *Quat. Int.* V. 160. Iss. 1. P. 100–111.
<https://doi.org/10.06/j.quaint.2006.09.011>
- Markova A. K., Chepalyga A. L., Puzachenko A. Yu. (2021). Middle Pleistocene small mammal and mollusk locality Levada (lower Dniester River basin) and its position in the Tiraspolian faunas of the Russian plain. *Quat. Int.* V. 605–606. P. 81–92.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.08.006>
- Markova A. K., Mikhailets C. D. (1994). Correlation of Pleistocene and Marine deposits from the Northwestern Black Sea Region. *Stratigraphy and Geological Correlation*. V. 2. № 4. P. 383–394.
- Markova A. K., Puzachenko A. Yu. (2017). Small mammal fauna in Europe during the second half of the Middle Pleistocene. *Fossil Imprint*. V. 73. № 1–2. P. 48–66.
- Markova A. K., Puzachenko A. Yu. (2018). Middle Pleistocene small mammal faunas of Europe: evolution, biostratigraphy, correlations. *Geography, Environment, Sustainability*. V. 3. № 11. P. 21–37.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-3-21-38>
- Masini F., Torre D. (1990). Review of Villafranchian arvicolids of Italy. In: *Int. symposium evolution, phylogeny and biostratigraphy of arvicolids* (Rodentia, Mammalia). P. 339–346.
- Nordman A. (1858). *Palaeontologia Sudusland*. II. Heisingfore.
- Pazonyi P., Szentesi Z., Mészáros L. et al. (2023). Stratigraphic and Paleocological Significance of the Early/Middle Pleistocene Vertebrate Fauna of the Süttő 21 Site. Preprints (www.preprints.org). P. 2–21.
<https://doi.org/10.20944/preprints202305.0499v1>
- Popova L. V., Nezdolii Y. S., Krokhmal O. I., Rekovets L. I. (2021). Appearance of *Microtus agrestis* in the territory of Ukraine in the Middle Pleistocene. *Geo & Bio*. № 20. P. 102–116. <https://doi.org/10.15407/gb2011>
- Shik S. M. (2014). A modern approach to the Neopleistocene stratigraphy and paleogeography of Central European Russia. *Stratigraphy and Geological Correlation*. V. 22. Iss. 2. P. 219–230.
<https://doi.org/10.1134/S0869593814020075>
- Stuart A. J. (1982). Pleistocene Vertebrates in the British Isles. Kongman. 1982. 221 p.
- Tesakov A. S., Dodonov A. E., Titov V. V., Trubikhin V. M. (2007). Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia. *Quat. Int.* V. 160. Iss. 1. P. 57–69.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.09.009>
- Terzea E. (1984). Mammiferes rares du Pleistocene inferieur de Betfia (Bihor, Roumanie). *Trav. Inst. Speol. "E. Racovitza"*. № 23. P. 49–56.
- Terzea E. (1995). Mammalian events in the Quaternary of Romania and correlations with the climatic chronology of Western Europe. *Acta zool. cracov.* V. 38. № 1. P. 109–120.

PLESTOCENE SMALL MAMMAL FAUNAS FROM THE FLUVIAL DEPOSITS OF SW REGIONS OF EASTERN EUROPE¹

A. K. Markova

*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia
E-mail: amarkova@list.ru*

The investigation of the Pleistocene small mammal faunas from the south-western regions of the Russian Plain permits to reconstruct their principal evolutionary stages during last ~1400000 yr. These materials took the possibilities to date the Pleistocene alluvial, liman and marine deposits and also the horizons of the fossil soils. The unique small mammal and brackish-water mollusk localities in marine and liman-deltaic deposits of the Black Sea permits to demonstrate a direct correlation between the events in the Black Sea basin and on the continent. The direct correlations of the events (transgressions) in the Black Sea and on the continent were made based on the joint finds of the brackish-water mollusks and the small mammal remains. Thus, the Tiraspolian faunas synchronous to the Chaudian transgression of the Black Sea; the faunas of the Gunkovian small mammal assemblage (MIS 11, Likhvin interglacial) are correlated to the Early Euxinian transgression. The faunas existing in the last warming (Interglacial?) of the Middle Pleistocene (MIS 7) are synchronous to the Uzunlar transgression, and the faunas of the Mikulino (=Eemian) Interglacial are correlated with Karangat transgression (MIS 5e). The species of the open (steppe and forest-steppe) landscapes prevailed in the all of the faunas.

Keywords: Early, Middle and Late Pleistocene, small mammals, evolution, correlations, paleolandscapes

ACKNOWLEDGMENTS

This paper supported by scientific program of the Institute of Geography RAS “Biotical, geographical-hydrobiological and landscape evaluation of environments to create the foundations of rational nature management” FMWS-2024-0007 (10210210517034658-8 (AA-AA-A19-119021990093-8. I grateful to Dr. A. Yu. Puzachenko for creation of the mammal localities map, to Dr. A. I. Tsatskin (Zinman Institute of Archaeology, University of Haifa, Israel) for the permission to present his unpublished data on the Khadzhimus section structure and to the reviewers of the paper for their constructive advices.

REFERENCES

- Agadjanian A.K. (1992). The stages of development of the Pleistocene small mammals of central regions of the Russian Plain. In: *Stratigrafia i paleogeografiya chetvertichnogo perioda Vostochnoi Evropy*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 37–49. (in Russ.).
- Agadjanian A. K. (2009). Melkie mlekopitaushchie plitsen-pleistotsena Russkoi ravniny (Pliocene-Pleistocene small mammals of the Russian Plain). *Trudy Paleontologicheskogo Instituta*. Iss. 289. Moscow: Nauka (Publ). 676 p. (in Russ.).
- Agadjanian A. K., Glushankova N. I. (2017). Quaternary stratigraphy and developmental history of the Central Russian Periglacial–Loessal Province. *Stratigraphy and Geological Correlation*. V. 25. Iss. 4. P. 445–462. <https://doi.org/10.1134/S0869593817040025>
- Agusti J. (1991). The *Allophaiomys* complex in Southern Europe. *Geobios*. V. 25. Iss. 1. P. 133–144. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(09\)90043-2](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(09)90043-2)
- Alexandrova L. P. (1976). Anthropogene rodents of European part of USSR. *Tr. Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR*. V. 291. 98 p. (in Russ.).
- Alexandrova L. P. (1982). New species of the collar lemming *Dicrostonyx okaensis* and its significance to the age determination of the deposits of the Oka glaciation in the Likhvin stratotype section. In: *Stratigrafiya i paleogeografiya Antropogena*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 17–21. (in Russ.).
- Chepalyga A. L. (1980). Early Pleistocene mollusks of periglacial zone from Don R. and Dnieper R. basins. In: *Vozrast i rasprostranenie maksimalnogo oledeneniya Vostochnoi Evropy*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 140–152. (in Russ.).
- Chepalyga A. L., Markova A. K., Mikhailetskaya C. D. (1986). Stratigraphy and fauna from the stratotype of the Uzunlar horizon of the Black Sea Pleistocene. *Dokl. Akad. nauk SSSR*. Iss. 290. № 2. P. 433–437. (in Russ.).
- Dodonov A. E., Zhou L. P., Markova A. K. et al. (2006). Middle-Upper Pleistocene bio-climatic and magnetic records of The Northern Black Sea Coastal Area. *Quat. Int.* V. 149. Iss. 1. P. 44–54. [https://doi.org/10.1016/j/quaint.2005.11.017](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.11.017)
- Fejfar O. (1972). Wühlmäuse (Microtidae, Mammalia) der Ulteren Sammlungen aus Stranska Skala bei Brno. *Anthropos. Ns. Brno*. V. 20. № 12. P. 165–174.
- Fejfar O., Horaček I. (1983). Zur Entwicklung der Kleinsäugerfaunen im Villányium und Alt-Biharium

¹ For citation: Markova A. K. (2024). Pleistocene small mammal faunas from the fluvial deposits of SW regions of Eastern Europe. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 2. P. 154–172. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924020082>; <https://elibrary.ru/PNKLCB>

- auf dem Gebiet der ČSSR. Wirbeltier-Evolution und Faunenwald im Känozoikum. Schriften. *Geol. Wiss. Berlin*. № 19/20. P. 111—207.
- Garapich A., Nadachowski A. A. (1996). A contribution of the origin of *Allophaiomys* (Arvicolidae, Rodentia) in Central Europe: the relationship between *Mimomys* and *Allophaiomys* from Kamyk (Poland). *Acta Zoologica Cracoviensia*. V. 39. № 1. P. 179—184.
<https://doi.org/10.1016/j-quaint.2005.11.019>
- Glushankova N. I., Markova A. K. (2021). The Rybnaya Sloboda section: new Likhvin locality of small mammals and the structure of post-Likhvin slope plume on the surface of III Kama R. terrace. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. № 79. P. 13—36. (in Russ.).
<https://doi.org/10.34756/GEOS/2022.17.38239>
- Gromov V. I. (1948). Palaeontological and archaeological justification of Quaternary continental stratigraphy on the territory of USSR (mammals, Paleolith). *Tr. Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR*. V. 64. № 17. 520 p. (in Russ.).
- Gromov I. M., Bibikova D. D., Kalabukhov N. I. et al. (1965). Nasemnye belichii (Marmotinae). (Terrestrial squirrels (Marmotinae)). Leningrad: Nauka (Publ.). 457 p. (in Russ.).
- Gromov I. M., Erbaeva M. A. (1995). Mlekopitaushchie fauny Rossii i sopredelnykh territorii. Zaitseobraznye i gryzunny (Mammals of Russia and adjacent territories. Lagomorphs and rodents). S.-Petersburg: ZIN RAN (Publ.). 239 p. (in Russ.).
- Gubonina Z. P. (1975). Palynological investigations of main horizons of loesses and fossil soils of the south of the Russian plain. In: *Problemy regional'noi i obshchei paleogeografii lessovykh i periglatsialnykh raionov*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 43—58. (in Russ.).
- Gureev A. A. (1964). Mlekopitaushchie. Zaitseobraznye (Lagomorpha) (Mammals. Lagomorphs (Lagomorpha)). V. 3. № 10. Moscow—Leningrad: Nauka (Publ.). 276 p. (in Russ.).
- Gureev A. A. (1971). Zemleroiki (Soricidae) (Shrews (Soricidae)). Leningrad: Nauka (Publ.). 253 p. (in Russ.).
- Iosifova Yu. I., Agadjanian A. K., Ratnikov V. Yu. et al. (2009). About the Ikoretsk suite and the horizon in the upper part of Early Neopleistocene in Mastyuzhinka section (Voronezh province). *Byulleten' RSMK po tsentru i yugu Russkoi platformy*. V. 4. P. 89—104. (in Russ.).
- Janossy D. (1986). Pleistocene vertebrate faunas of Hungary. Budapest. Akademiai Kiado. 208 p.
- Kazantseva N. E. (1990). The position of the Eopleistocene—Pleistocene boundary by the results of small mammal studies. In: *Chetvertichnyi period: metody issledovaniy, stratigrafiya i ekologiya. Materialy of VII vsesoyuznogo soveshchaniya*. Iss. II. Tallin. P. 44—45. (in Russ.).
- Koenigswald W. von., Tobien H. (1990). Important arvicolid faunas from the Late Pleistocene to the Early in Western Germany. In: *Int. Symp. Phyl. Biostr. Arvicolids*. Praha. P. 231—254.
- Kolfschoten T. van. (1990). The evolution of mammal fauna in the Netherlands and Middle Rhine area (Western Germany) during the Late Middle Pleistocene. In: *Mededlingen Rijks Geologische Dienst*. P. 1—69.
- Kolfschoten T. van. (1991). The Saalian mammal fossils from Wageningen—Fransche Kamp. In: *Mededlingen Rijks Geologische Dienst*. V. 46. P. 37—53.
- Kretzoi M. (1956). Die altpleistozänen Wirbeltierfauna des Villanyer Gebridges. *Geol. Hung. Ser. Palaeont.* V. 27. № 1. 264 p.
- Krokhmal A. I. (2021). Geological structure and lower-middle Pleistocene fossil fauna of Nagornoe 1 section (Odessa region, Ukraine). In: *INQUA SEQ2021. Conference Proceedings*. Wrocław: Poland. P. 52—53.
- Krokhmal A. I., Rekovets L. I. (2010). Mestonakhozheniya melkikh mlekopitaushchikh pleistotsena Ukrainy i sopredel'nykh territorii (Pleistocene small mammal localities of Ukraine and adjacent territories). Kiev: LAT@K (Publ.). 331 p. (in Russ.).
- Kulikov S. A., Chepalyga A. L. (1985). Chronology of Dniester terraces by the data of biostratigraphy and thermoluminescent method. In: *Materialy nauchnoi konferentsii "Geochronologia chetvertichnogo perioda"*. Tallin: FN ESSR (Publ.). P. 104. (in Russ.).
- Kurbanov R. N., Semikolennykh D. V., Yanina T. A. et al. (2020). New data about the age of the Karangat transgression of the Black Sea. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geografiya*. № 6. P. 130—144. (in Russ.).
- Markova A. K. (2007). Pleistocene mammal faunas of Eastern Europe. *Quat. Int.* V. 160. Iss. 1. P. 100—111.
<https://doi.org/10.06/j-quaint.2006.09.011>
- Markova A. K. (1982). Pleistotsenovoye gryzunny Russkoi ravniny (Pleistocene rodents of the Russian plain). Moscow: Nauka (Publ.). 184 p. (in Russ.).
- Markova A. K. (1990a). Pleistocene microtheriofauna of the European part of the USSR. In: *International symposium evolution, phylogeny and biostratigraphy of arvicolids (Rodentia, Mammalia)*. P. 314—338.
- Markova A. K. (1990b). The sequence of Early Pleistocene Small-mammal faunas from the South Russian Plain. *Quartar Palaontologie*. № 8. P. 131—151.
- Markova A. K. (1996). The Late Middle Pleistocene small mammal faunas of Eastern Europe and its analogs in Western Europe. *Acta Zoologica cracoviensia*. V. 39. № 1. P. 311—319.
- Markova A. K. (1998). Early Pleistocene small mammal faunas of the Eastern Europe. The Dawn of the Quaternary. In: *Mededlingen Rijks Geologische Dienst*. № 60. P. 313—326.
- Markova A. K. (2000). The Mikulino (= Eemian) mammal faunas of the Russian Plain and Crimea. *Geologie en Mijnbouw. Netherlands J. of Geosci.* V. 79. № 2/3. P. 293—301.
- Markova A. K. (2006). Likhvin Interglacial small mammal faunas of Eastern Europe. *Quat. Int.* V. 149. Iss. 1. P. 67—79.
<https://doi.org/10.1016/j-quaint.2005.11.019>
- Markova A. K. (2016). European small mammal faunas of the first part of the Middle Pleistocene. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. № 1. P. 87—102. (in Russ.).
<https://doi.org/10.15356/0373-2444-2016-1-X-X>
- Markova A. K. (2017). European small mammal faunas of the second part of the Middle Pleistocene: species composition, distribution, correlations. *Byulleten' Komissii*

- po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. V. 75. P. 11—33. (in Russ.)
- Markova A. K., Chepalyga A. L., Puzachenko A. Yu. (2021). Middle Pleistocene small mammal and mollusk locality Levada (lower Dniester River basin) and its position in the Tiraspolian faunas of the Russian plain. *Quat. Int.* V. 605—606. P. 81—92.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.08.006>
- Markova A. K., Mikhailetsku C. D. (1994). Correlation of Pleistocene and Marine deposits from the Northwestern Black Sea Region. *Stratigraphy and Geological Correlation*. V. 2. № 4. P. 383—394.
- Markova A. K., Puzachenko A. Yu. (2017). Small mammal fauna in Europe during the second half of the Middle Pleistocene. *Fossil Imprint*. V. 73. № 1—2. P. 48—66.
- Markova A. K., Puzachenko A. Yu. (2018). Middle Pleistocene small mammal faunas of Europe: evolution, biostratigraphy, correlations. *Geography, Environment, Sustainability*. V. 3. № 11. P. 21—37.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-3-21-38>
- Masini F., Torre D. (1990). Review of Villafranchian arvicolids of Italy. In: *Int. symposium evolution, phylogeny and biostratigraphy of arvicolids* (Rodentia, Mammalia). P. 339—346.
- Mikhailetsku C. D., Markova A. K. (1992). Paleogeograficheskie etapy rasvitiya fauny yuga Moldovy v antropogene (Palaeogeographical stages of Moldovian fauna development during the Anthropogene). Kishinev: Shtiintsa (Publ.). 309 p. (in Russ.)
- Mikhailetsku C. D., Markova A. K., Chepalyga A. L. et al. (1991). Biostratigraphy of key section (lectostratotype) of Early Euxinian deposits near Ozernoe village. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. V. 60. P. 29—39. (in Russ.)
- Nordman A. (1858). *Palaeontologia Sudusland*. II. Heisingfore.
- Pazonyi P., Szentesi Z., Mészáros L. et al. (2023). Stratigraphic and Paleoecological Significance of the Early/Middle Pleistocene Vertebrate Fauna of the Süttő 21 Site. *Preprints* (www.preprints.org). P. 2—21.
<https://doi.org/10.20944/preprints202305.0499v1>
- Popova L. V., Nezdolii Y. S., Krokmal O. I., Rekovets L. I. (2021). Appearance of *Microtus agrestis* in the territory of Ukraine in the Middle Pleistocene. *Geo & Bio*. № 20. P. 102—116. <https://doi.org/10.15407/gb2011>
- Rekovets L. I. (1994). Melkie mlekopitayushchie antropogena yuga Vostochnoi Evropy (Anthropogene small mammals of the south of Eastern Europe). Kiev: Naukova Dumka (Publ.). 369 p. (in Russ.)
- Semenov V. V. (1994). Paleomagnetism. In: *The Lower-Middle Pleistocene of the Upper Don Basin. Guidebook for excursion*. Moscow. P. 146—149. (in Russ.)
- Shevchenko A. I. (1965). The principal small mammal complexes of the Pliocene and Early Pleistocene of S-W part of the Russian plain. In: *Stratigraficheskoe znachenie antropogenovoi fauny melkikh mlekopitayushchikh*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 7—58. (in Russ.)
- Shik S. M. (2014). A modern approach to the Neopleistocene stratigraphy and paleogeography of Central European Russia. *Stratigraphy and Geological Correlation*. V. 22. Iss. 2. P. 219—230.
<https://doi.org/10.1134/S0869593814020075>
- Shushpanov K. I. (1983). Pozdnepliotenovaya fauna mlekopitayushchikh Cheshmikiokskogo mestonakhozhdeniya (Late Pliocene mammal fauna from Cheshmikiok locality). Kishinev: Shtiintsa (Publ.). 111 p. (in Russ.)
- Stuart A. J. (1982). Pleistocene Vertebrates in the British Isles. Kongman. 221 p.
- Tesakov A. S., Dodonov A. E., Titov V. V., Trubikhin V. M. (2007). Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia. *Quat. Int.* V. 160. Iss. 1. P. 57—69.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.09.009>
- Terzea E. (1984). Mammifères rares du Pleistocene inferieur de Betfia (Bihor, Roumanie). *Trav. Inst. Speol. "E. Racovitza"*. № 23. P. 49—56.
- Terzea E. (1995). Mammalian events in the Quaternary of Romania and correlations with the climatic chronology of Western Europe. *Acta zool. cracov.* V. 38. № 1. P. 109—120.
- Topachevsky V. A. (1965). Nasekomoyadnye i gryzuny nogaiskoi pozdnepliotenovoi fauny (Insectivores and rodents of the Nogaikian Late Pliocene fauna). Kiev: Naukova Dumka (Publ.). 163 p. (in Russ.)
- Topachevsky V. A., Skorik A. F., Rekovets L. I. (1987). Gryzuny verkhneantropogenovykh i ranneantropogenovykh otlozhenii Khadzhibeiskogo limana (The rodents from the Late Anthropogene and Early Anthropogene deposits of the Khadzhibei liman). Kiev: Naukova Dumka (Publ.). 207 p. (in Russ.)
- Vangengeim E. A., Pevzner M. A., Tesakov A. S. (2001). Zonal Quarter subdivision on the base of small mammals. *Stratigraphia. Geologicheskaya correlatsiya*. V. 9. № 3. P. 76—88. (in Russ.)
- Velichko A. A., Markova A. K., Pevzner M. A., Udartsev V. P. (1983). The position of Matuyama—Brunhes magnetic polarization boundary in the chronostratigraphical scale of Eastern European deposits. *Dokl. Akad. nauk SSSR*. V. 269. № 5. P. 1147—1150. (in Russ.)
- Velichko A. A., Morozova N. D., Nechaev V. P. et al. (1992). The problems of stratigraphy and correlation of loess-paleosol formation of the Russian Plain. In: *Stratigrafia i paleogeografia chetvertichnogo perioda Vostochnoi Evropy*. Moscow: Institute of Geography RAS (Publ.). P. 115—140. (in Russ.)

УДК 551.89:551.465.75(571.642)

ПОВТОРЯЕМОСТЬ СИЛЬНЫХ ПАВОДКОВ НА ЗАПАДНОМ САХАЛИНЕ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ЦИКЛОГЕНЕЗА В СРЕДНЕМ–ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ[#]

© 2024 г. Н. Г. Разжигаева^{1*}, Л. А. Ганзей¹, Т. А. Гребенникова¹, В. И. Пономарев², В. В. Афанасьев², А. О. Горбунов², М. А. Климин³

¹ Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

³ Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, Россия

* E-mail: nadyar@tigdvo.ru

Поступила в редакцию 05.10.2023 г.

После доработки 10.11.2023 г.

Принята к публикации 28.03.2024 г.

На Западном Сахалине (бассейн р. Яблочной) восстановлена геологическая летопись экстремальных паводков, связанных с прохождением наиболее сильных тайфунов и глубоких внетропических циклонов за последние 6370 лет. Для реконструкций использован разрез торфяника с многочисленными слоями суглинков, образованных в экстремальные паводки. Современным аналогом событий является тайфун Филлис (1981 г.), при прохождении которого выпало до 300 мм осадков. Для выявления доли минерального компонента, основным источником которого были полые воды, определена зольность отложений. На основе возрастной модели определен возраст 38 экстремальных паводков и периодов более слабых паводков, когда накапливались органоминеральные отложения. В периоды усиления циклогенеза повторяемость экстремальных паводков составляла 1 раз в 10–30 лет. Проанализирован палеоклиматический фон событий. Длительные периоды с сильными паводками выделены 6470–5490, 4300–3670 л. н., последние 3110 л. н. сильные паводки были редкими явлениями. Проведено сравнение с записями сильных паводков, произошедших на восточном побережье Южного Сахалина и в других регионах Восточной Азии. Установлено, что периоды с частым прохождением сильных палеотайфунов и глубоких внетропических циклонов не всегда совпадают по времени, что могло быть связано с разными траекториями выхода циклонов при разных климатических ситуациях. Как и в современный период, усиление интенсивности циклогенеза и повторяемости тайфунов в среднем-позднем голоцене были тесно связаны с увеличением температуры в западной части тропической зоны Тихого океана, аномалиями Эль-Ниньо и центров действия атмосферы.

Ключевые слова: долинный торфяник, палеотайфуны, внетропические циклоны, хронология, Эль-Ниньо, центры действия атмосферы, Дальний Восток

DOI: 10.31857/S2949178924020091, **EDN:** PNBIGI

ВВЕДЕНИЕ

Увеличение повторяемости сильных паводков на юге Дальнего Востока в последнее десятилетие делает актуальным изучение проявления подобных событий в прошлом, связанных с изменениями интенсивности циклогенеза в масштабе сотен и тысяч лет. Выполнение таких построений в палеомасштабе может существенно

дополнить исторические данные и улучшить понимание палеоклиматических процессов в переходной зоне “континент–океан”. Период наблюдений опасных гидрометеорологических событий на юге Дальнего Востока охватывает не более 100–150 лет, а регулярные инструментальные измерения начались в начале XX века. Палеогеографические данные показывают, что увлажненность в регионе в голоцене существенно изменялась, что было связано с изменением интенсивности восточноазиатского муссона, контролирующего поступление влажных воздушных масс на сушу и количество годовых атмосферных осадков, большая часть которых выпадает летом (Базарова и др., 2018; Leipe et al., 2015; Park et al., 2021; Razjigaeva et al., 2023).

[#] Ссылка для цитирования: Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. и др. (2024). Повторяемость сильных паводков на Западном Сахалине и интенсивность циклогенеза в среднем-позднем голоцене. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 2. С. 173–190. <https://doi.org/10.31857/S2949178924020091>; <https://elibrary.ru/PNBIGI>

В последние годы для юга Дальнего Востока сделаны реконструкции экстремальных паводков по шельфовым (Астахов и др., 2019; Прушковская, 2019) и континентальным седиментологическим записям (Разжигаета и др., 2019; Razjigaeva et al., 2020). Работы, направленные на восстановление повторяемости палеотайфунов и сильных наводнений, выполнены для Корейского п-ова (Katsuki et al., 2016; Lim et al., 2017), материкового Восточного Китая (Zhou et al., 2019) и о-ва Тайвань (Chen et al., 2012). На Японских островах периоды с частыми сильными тайфунами в голоцене восстановлены по записям активизации штормовой деятельности в озерных палеоархивах (Woodruff et al., 2009), на основе варвостратиграфии отложений оз. Сугетсу (Suigetsu) на о. Хонсю (Suzuki et al., 2021) и изучению долинных торфяников низменности Исикари, о. Хоккайдо (Ishii et al., 2017).

Как и в современных условиях, в голоцене существенную роль играл тропический и внетропический циклогенез, на динамику которого оказывали влияние сложные процессы крупномасштабной циркуляции на границе суша—океан. Анализ синоптических данных за XX—XXI вв. показал, что положительные аномалии увлажнения в средних широтах Восточной Азии во многом определяются усилением меридиональных переносов тепла и влаги в атмосфере, с чем связано увеличение повторяемости и интенсивности циклонов (Глебова, 2018; Мезенцева и др., 2019; Aisen et al., 2001). Большую роль в перераспределении влаги играют аномалии составляющих теплового баланса и температуры поверхностного слоя воды в различных районах Тихого и Индийского океанов (Пономарев и др., 2015, 2018). На основе интерпретации результатов изучения водораздельного торфяника на юге Восточного Сахалина (около г. Долинск) с многочисленными следами наводнений было высказано предположение, что в голоцене значительно изменялись траектории глубоких циклонов, в том числе сильных тайфунов, вызывавших залповые выпадения атмосферных осадков и экстремальные наводнения (Razjigaeva et al., 2020).

Целью статьи является восстановление прохождения экстремальных паводков на западном побережье Южного Сахалина за последние 6.3 тыс. л., зафиксированных в разрезе долинного торфяника, что дает возможность увеличить разрешение геологической летописи. В задачи входило выяснение хронологии событий и анализ их повторяемости, выявление периодов активизации циклогенеза и сопоставление с палеоклиматическими данными по Российскому Дальнему Востоку, сопредельным территориям и общей палеоклиматической ситуацией в тихоокеанском регионе.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Реконструкция паводков проведена для нижнего течения р. Целебной на основе изучения разреза торфяника ($47^{\circ}09'56.7''$ с. ш., $142^{\circ}04'20.6''$ в. д.) с многочисленными тонкими слоями суглинков, накопление которых происходило в сильные паводки. Река Яблочная — III порядка, площадь водосбора составляет 70.3 км^2 . Истоки находятся на Южно-Камышовом хребте (Западно-Сахалинские горы) на высоте около 400 м. Ширина долины в нижнем течении 500—600 м, высоты отрогов — до 80 м. Высота низкой поймы 0.9—1.0 м, высокой поймы — около 1.8—2.0 м. При паводках территория затапливается примерно до 2 м, в последнее сильное наводнение в тайфун Филлис (1981 г.) подъем воды на западном побережье острова достигал 4—5 м, на восточном — до 6.5 м.

Климат Южного Сахалина более мягкий по сравнению с теми же широтами материка, на западное побережье большое влияние оказывает теплое течение, ветвь Цусимского течения, а вдоль восточного берега проходит холодное Восточно-Сахалинское течение, что определяет климатическую и ландшафтную асимметрию (Короткий и др., 1997а). Среднегодовая t для г. Холмска составляет $+3.9^{\circ}\text{C}$, t ср. янв. -9.7°C , t ср. авг. $+17.7^{\circ}\text{C}$, среднегодовое количество осадков 864 мм, температурный фон более высокий, чем на восточном побережье острова (Научно-прикладной..., 1990). Для зимнего периода на фоне интенсивного западного переноса характерен выход южных циклонов, образующихся на фронтальных разделах над Японским морем и Японскими островами. Высота снежного покрова за зиму на западном побережье Южного Сахалина невелика и составляет в районе г. Холмск 35 см (максимальная 73 и минимум 8 см) (Научно-прикладной..., 1990). В теплые месяцы атмосферную циркуляцию определяют антициклон над Охотским морем, циклоническая деятельность в Дальневосточной депрессии и генерация тайфунов на западе тропической части Тихого океана. Экстремальные паводки возникают при наложении жидких осадков на снеготаяние в горах (июнь) и при прохождении череды глубоких циклонов и тайфунов (август—сентябрь) (Генсировский, Казаков, 2015). Учитывая незначительное количество твердых осадков, сильные паводки на юго-западе Сахалина связаны с интенсивностью летнего циклогенеза. Даже в условиях обильных снегопадов на близлежащем о-ве Хоккайдо крупные паводки в исторический период проходили только в летний муссонный сезон (Ishii et al., 2017). В супертайфуны количество осадков на юге о-ва Сахалин может составлять $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$ годовой нормы, что во многих местах способствует активизации

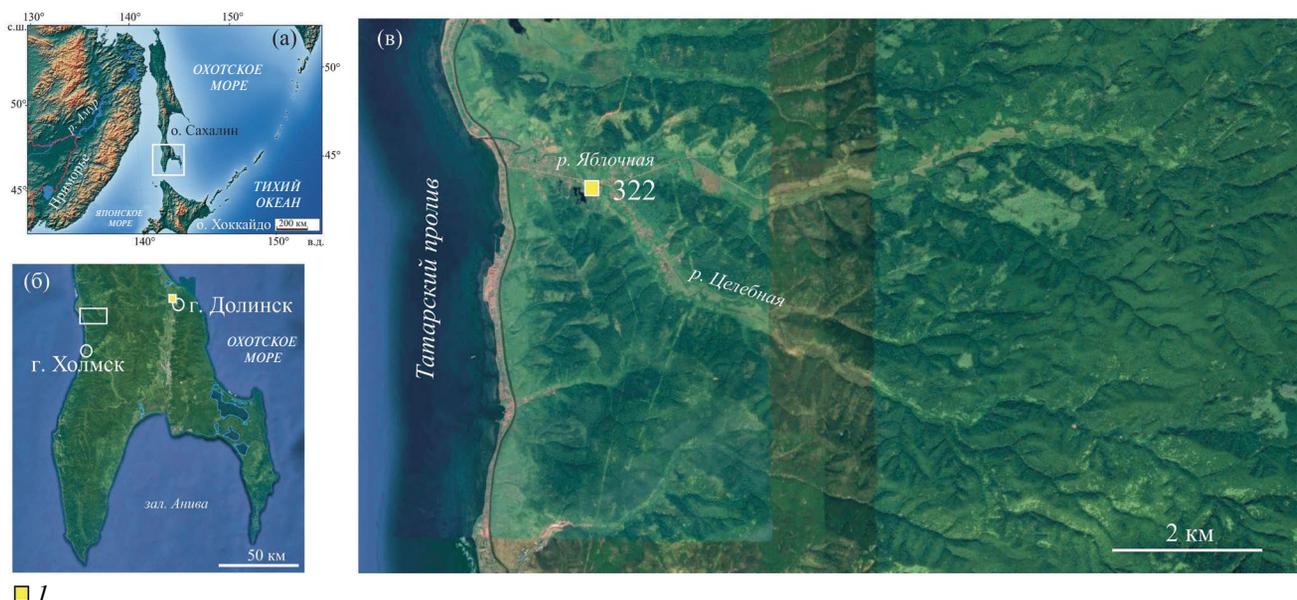


Рис. 1. Схема района работ. (а) — положение о-ва Сахалин; (б) — Южный Сахалин с положением района работ и разреза со следами паводков на восточном побережье острова; (в) — долина р. Яблочной и положение изученного разреза торфяника № 322 со слоями суглинков, оставленных в сильные паводки. 1 — изученные разрезы.

Fig. 1. Study area. (a) — position of Sakhalin Island; (б) — Southern Sakhalin with position of study area and section with flood traces on eastern coast of the island; (в) — Yablochnaya River valley and position of studied section of peatbog № 322 with loam layers, deposited during strong floods. 1 — studied sections.

склоновой морфолитодинамики (Казаков, Генсиоровский, 2007).

Разрез расположен ниже слияния р. Яблочной с р. Целебной на выположенном участке долины (уклон 0.002) в 1.1 км от берега моря, в 12 км севернее г. Холмск (рис. 1). Высота поверхности около 5 м над у. м. Здесь опробована стенка дренажной канавы на старых торфоразработках в 130 м от реки. Нижняя часть разреза вскрыта с помощью геослайсера. Общая мощность торфяника 305 см. Отбор проб проводился в зависимости от литологического состава отложений.

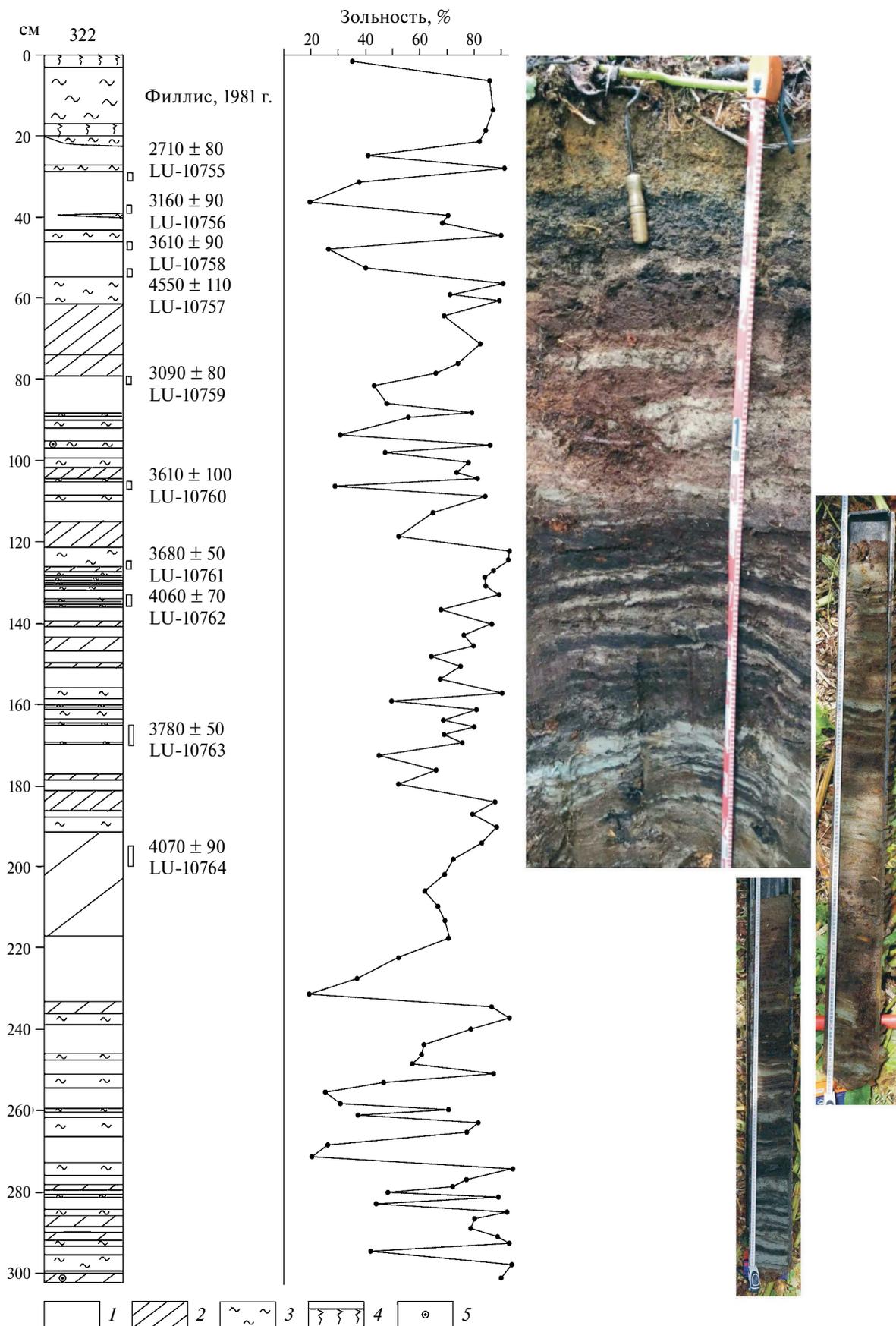
Определена зольность отложений, информативный параметр для выявления доли минерального

компонента, основным источником которого были полые воды. На о-ве Хоккайдо для выяснения паводковой активности р. Исикари в среднем—позднем голоцене была использована обратная величина — потери при прокаливании (п. п. п.) в разрезах длинных торфяников (Ishii et al., 2017). Зольность отложений определена с помощью прокалывания при 550 °С в течение 6 ч с последующим взвешиванием. Также выполнен диатомовый анализ по стандартной методике. Приводятся только предварительные данные. Радиоуглеродное датирование проводилось в Институте наук о Земле СПбГУ (табл. 1). Радиоуглеродные даты переведены в календарные в OxCal

Таблица 1. Радиоуглеродный и календарный возраст торфяника в долине р. Яблочной

Table 1. Radiocarbon and calendar ages of peatbog section in the Yablochnaya River valley

Номер образца	Интервал, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст, кал. лет (2σ)	Лабораторный номер
1/322	29—31	2710±80	2840±90	LU-10755
9/322	37—39	3160±90	3360±110	LU-10756
2/322	46—48	4550±110	5200±160	LU-10757
10/322	53—55	3610±90	3930±130	LU-10758
3/322	79—81	3090±80	3280±100	LU-10759
4/322	105—107	3610±100	3930±140	LU-10760
5/322	125—127	3680±50	4020±70	LU-10761
6/322	133—136	4060±70	4580±120	LU-10762
7/322	165—170	3780±50	4160±90	LU-10763
8/322	195—200	4070±90	4590±140	LU-10764



4.4.1 (табл. 1) с использованием калибровочной кривой IntCal 20 (Reimer et al., 2020). Хронология паводков и периодов уменьшения водности водотока определены на основе возрастной модели, построенной по программе Bacon 4.2.2 с функцией slump (Vlaauw, Christen, 2011). Возраст приведен в календарных значениях. Для оценки повторяемости паводков сделан спектральный анализ с помощью пакета программ Past 3.26.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Строение разреза, зольность отложений и возрастная модель. Разрез торфяника (рис. 2) включает 38 слоев светло-серых суглинков, фиксирующих прохождение сильных наводнений за последние 6370 лет согласно возрастной модели (рис. 3). Мощность слоев варьирует от нескольких мм до 4.5 см, верхний слой, образованный в тайфун Филлис, достигает 14 см. Резкое увеличение мощности отложений этого наводнения связано с тем, что долина хорошо освоена с развитием дорожной сети и поселений, что многократно усиливает вынос тонкозернистого материала. Для доисторических событий мощность слоя косвенно отражает интенсивность наводнения и зависит от объема принесенного эродированного материала и длительности стояния воды в нижней части долины. Мы предполагаем, что паводки, которые оставили хорошо выраженные слои суглинков, отвечают прохождению сильных палеотайфунов и глубоких внетропических циклонов с общим количеством осадков ≥ 300 мм, сопоставимых с тайфуном Филлис.

Слои суглинков неравномерно распределены по разрезу, выделяются также органоминеральные отложения, образованные при более слабых паводках. Зольность отложений очень высокая и достигает в суглинках до 91 %, в органоминеральных отложениях — 65–82 %. В торфе, образованном в периоды снижения паводковой активности, зольность колеблется от 20 до 52 %. Прослой суглинка, оставленный в тайфун Филлис, лежит на погребенной почве и хорошо разложившемся торфе с линзой суглинка, в нижней части зольность составляет 41 %, в верхней — до 84 %.

←

Рис. 2. Разрез торфяника в долине р. Яблочной. 1 — торф; 2 — органоминеральные отложения; 3 — суглинок; 4 — почва; 5 — древесина.

Fig. 2. Section of the peatbog in Yablochnaya River valley. 1 — peat; 2 — organic-mineral sediments; 3 — loam; 4 — soil; 5 — wood.

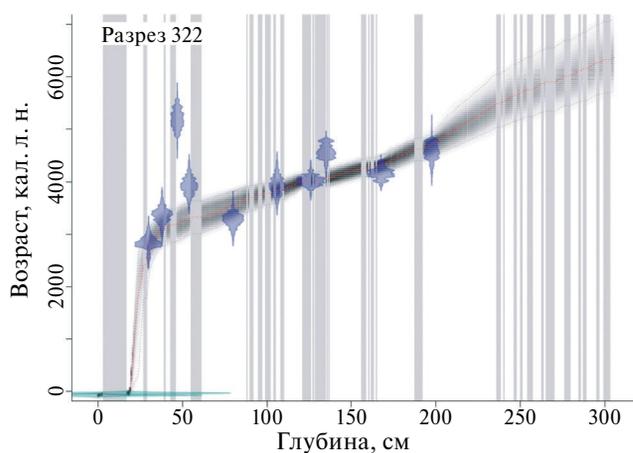


Рис. 3. Возрастная модель с выделением возраста сильных паводков (серые полосы). Голубым показаны ^{14}C -даты со стандартными отклонениями, серая кривая отражает 95 %-ный доверительный интервал.

Fig. 3. Age-depth model with ages of strong floods (grey bars). ^{14}C dates with standard deviations are shown in blue, the gray curve shows the 95 % confidence interval.

Возрастная модель показала, что три ^{14}C -даты (LU-10757, LU-10758, LU-10762) являются удревленными (рис. 3), вероятно, в наводнения эродировался и переносился более древний органический материал. Скорости торфонакопления были довольно равномерными — 0.6–0.8 мм/г. и резко снижаются (до 0.03 мм/г) с 2820 лет.

Состав и распределение диатомей в слоях суглинков и вмещающих органических отложениях крайне неоднородное, причем, следует отметить плохую сохранность створок в отдельных пробах за счет активного растворения. В слоях суглинков и органоминеральных отложениях диатомей, в основном, аллохтонные, состав зависит от материала, который эродировался и переотлагался во время наводнений. Некоторые слои суглинков не содержат диатомей, что может говорить о сильном терригенном разбавлении и быстром сходе воды.

В слоях суглинков в нижней части разреза встречены единичные центральные поля озерно-реофильных видов (*Cymbella aspera*). Концентрация створок низкая (0.3 тыс./г). Вмещающий торф также содержит единичные экземпляры центральных полей озерно-болотных видов рода *Pinnularia*. Концентрация створок не превышает 0.4 тыс./г.

В средней части разреза в отдельных слоях суглинков (132–134 см) обнаружен богатый комплекс диатомей, концентрация створок достигает 76 тыс./г. Преобладание аллохтонных диатомей указывает на прохождение сильных паводков.

Озерно-реофильные виды преобладают (до 61%). Появляются космополиты *Amphora copulata*, *Diploneis elliptica*, *Neidium ampliatum*, обитающие в стоячих олиготрофно-мезотрофных водах. Эпифит *Cymbella aspera* преобладает. Содержание *Stauroneis phoenicenteron* увеличивается. Состав диатомей указывает на увеличение обводнения. Выше (108—110 см) в слоях суглинков во время наводнений шло поступление диатомей с заболоченных водоемов. Доминируют представители рода *Pinnularia*. Доля озерно-реофильных диатомей составляет 31.4%, преобладает обрастатель *Cymbella aspera*, присутствуют *Amphora copulata*, *Neidium* sp.

В органоминеральных отложениях с тонкими слоями суглинков (115—121 см) 4020—3930 л. н.) концентрация диатомей достигает 628 тыс./г. Створки имеют плохую сохранность. Преобладают озерно-реофильные виды (59.3%) с доминированием *Cymbella aspera*, присутствуют характерный для холодных вод *Cymbopleura heteropleura* и *Amphora copulata*. Доля озерно-болотной группы диатомей составляет 38.5%, доминируют представители рода *Pinnularia*. Комплекс свидетельствует о существовании обводненного болота с частыми наводнениями.

В верхней части разреза в органоминеральных отложениях (74—79 см) створки плохой сохранности, концентрация не превышает 45 тыс./г. Встречены только представители озерно-болотной группы — виды рода *Pinnularia* и ацидофил *Eunotia minor*. Торф (46—51 см) также мало насыщен диатомеями (96 тыс./г). Все створки носят следы растворения. Обнаружены озерно-реофильные *Diploneis ovalis*,

Neidium sp., а среди озерно-болотных видов представители рода *Pinnularia*. Выше в торфе обнаружены только единичные центральные поля видов рода *Pinnularia*. Концентрация створок не превышает 0.8 тыс./г.

Ближе к поверхности (23—27 см) в торфе почти все створки диатомей носят следы растворения. Концентрация диатомей составляет 605 тыс./г. Преобладают озерно-реофильные виды (54.5%) и озерно-болотные виды (45.5%) Встречены алкалофильные донный *Diploneis ovalis* (38.8%) и *Cymbella aspera* (9.9%), присутствуют *Epithemia adnata*, *Neidium* sp., *Ulnaria acus*. Из форм обычных для мелководных олиготрофных водоемов и обводненных болот преобладают виды рода *Pinnularia* (*Pinnularia viridis*, *P. lata*, *P. major*). Встречены фрагменты *Coscinodiscus* sp., *Thalassiosira* sp., перетолженные из древних морских отложений. Комплекс свидетельствует о существовании болота с мелкими озерами и прохождении частых небольших наводнений.

В верхнем наиболее мощном прослое суглинка (3—17 см) обнаружены 23 таксона диатомей хорошей сохранности. Доминируют почвенные виды (70.7%) *Hantzschia amphioxys*, *Humidophila contenta*, *Pinnularia borealis*, свидетельствующие об активной эрозии почвенного покрова во время крупного наводнения. Здесь существенно меньше озерно-болотных диатомей, перенесенных с болот и олиготрофных/дистрофных водоемов (17.4%), среди них встречены арктобореальный *Caloneis lauta*, космополит *C. leptosoma*. Доля реофильных диатомей составляет 7.6% (*Cymbella aspera*, *Meridion constrictum*, *Ulnaria*

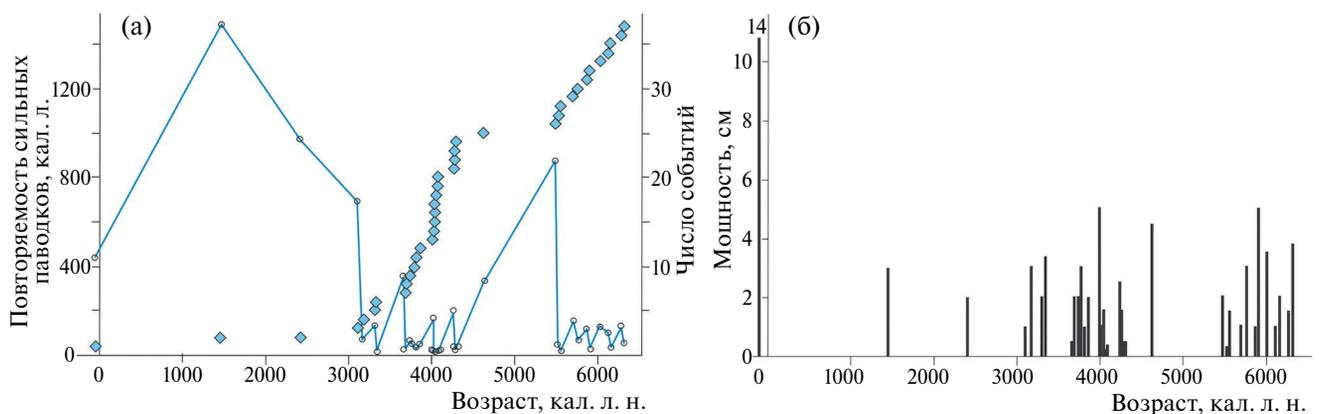


Рис. 4. Повторяемость супертайфунов и глубоких циклонов, сопровождавшихся сильными наводнениями на западном побережье Южного Сахалина в среднем-позднем голоцене (а) и мощность слоев суглинков, оставленных разновозрастными паводками (б).

Fig. 4. Recurrence of supertyphoons and deep cyclones, associated with strong floods in western coast of South Sakhalin in Middle-Late Holocene (а) and thickness of loam layers, deposited by different-age floods (б).

acus). Концентрация диатомей — 60 тыс./г. Встречен фрагмент *Coscinodiscus* sp.

Хронология событий и палеоклиматический фон. Выделяются несколько периодов с разной повторяемостью и интенсивностью паводков. В конце среднего голоцена (6470—5490 л. н.) сильные паводки проходили довольно регулярно (рис. 4). Выделено 12 событий, проходивших с повторяемостью 30—40 лет и 100—150 лет. Климат Южного Сахалина, восстановленный на основе данных спорово-пыльцевого анализа, в это время отличался нестабильностью условий и резкой сменой более влажных и более сухих периодов (Микишин, Гвоздева, 2018). Прохождение сильных паводков фиксируется и на Восточном Сахалине, где в изученном разрезе водораздельного торфяника резко меняется концентрация створок диатомей за счет терригенного разбавления и заметно увеличивается количество реофильных диатомей и поломанных створок, выносимых реками в наводнения в озеро-лагуну. Отдельных событий в терригенных отложениях здесь не было выделено (Razjigaeva et al., 2020).

Около 5490—4300 л. н. водность р. Яблочной снижалась (рис. 4). В начале периода (до 5430—5100 л. н.) наводнений практически не было. В этот период уменьшилась и зольность отложений в разрезе торфяника на Восточном Сахалине (Razjigaeva et al., 2020). Этот временной интервал близок к похолоданию на границе атлантик—суббореал, сопровождавшемуся на юге Дальнего Востока иссушением климата (Короткий и др., 1997б). На Сахалине похолодание со снижением увлажнения отмечено 5300—4700 л. н. (Микишин, Гвоздева, 2017; Микишин и др., 2020), а глобальное холодное событие выделяется 4800—4600 л. н. (Wanner et al., 2011).

Около 5100—4300 л. н. в долине р. Яблочной происходило накопление органоминеральных отложений, что свидетельствует об активизации циклогенеза, наводнения проходили регулярно, но они были небольшими и не оставляли отдельных слоев суглинков в разрезе. Зафиксирован только один экстремальный паводок (~4620 л. н.), оставивший слой суглинка мощностью 4.5 см. На Восточном Сахалине 4640—4360 л. н. выделяется период частых сильных паводков, связанный с высокой активностью тайфунов (Razjigaeva et al., 2020). Фаза высокой штормовой активности на юге Японских островов также объясняется усилением частоты прохождения сильных тайфунов (Woodruff et al., 2009). В конце периода в долине р. Яблочная отмечено несколько короткопериодных сухих событий (4620—4600; 4520—4460; 4430—4340; 4320—4300 л. н.), когда

накапливался низкозольный торф. Климат на юге острова был теплее или близкий к современному и суше (Микишин, Гвоздева, 2017).

Период 4300—3670 л. н. характеризовался высокой повторяемостью сильных наводнений в бассейне р. Яблочной, происходивших каждые 10—40 лет. На Восточном Сахалине период сильных паводков был 4030—3580 л. н., но повторяемость их реже — 50—100 лет (Razjigaeva et al., 2020). В это время (4300—3550 л. н.) увеличивалась интенсивность течения Соя, ветвь Цусимского течения в южной части Охотского моря (Kawahata et al., 2003).

В пределах этого периода повторяемость паводков в бассейне р. Яблочной снижалась (до 150—190 лет) 4260—4070 и 4020—3860 л. н., когда происходили незначительные наводнения и слоев суглинков не образовывалось. Климатические условия на острове были теплее и суше современных (Микишин и др., 2020), возможно, за счет эффективного испарения. Водность р. Яблочной была низкой 3670—3320 л. н., слабые наводнения начались после 3530 л. н. На Восточном Сахалине также снизилась повторяемость экстремальных паводков. Это событие совпадает с похолоданием, датированным на Южном Сахалине 3600—3500 л. н. (Микишин и др., 2020).

Четыре крупных паводка в бассейне р. Яблочной произошло 3320—3110 л. н. В начале периода с небольшим интервалом произошли два наводнения, суммарная мощность слоя суглинков, разделенная тонким прослоем торфа, 6 см. На острове в это время выделяется потепление (3500—2900 л. н.), сопровождавшееся иссушением (Микишин и др., 2020), что не исключает прохождение отдельных супертайфунов, вызывавших залповые осадки.

Последние 3110 л. н. сильные паводки в долине р. Яблочной были редкими явлениями, в доисторический период произошло только два крупных наводнения (2420, 1450 л. н.). С 2820 л. н. снижение скоростей торфонакопления вплоть до формирования торфянистой погребенной почвы произошло в одно из наиболее значительных похолоданий голоцена, отличавшегося резким снижением увлажнения в Восточной Азии, связанном со снижением интенсивности летнего муссона (Борисова, 2014; Wanner et al., 2011; Chen et al., 2015, Park et al., 2019). Это похолодание и иссушение климата хорошо проявилось и на юге Дальнего Востока (Базарова и др., 2018; Razjigaeva et al., 2023), в том числе и на Сахалине (Короткий и др., 1997а; Микишин, Гвоздева, 2018; Микишин и др., 2020; Leipe et al., 2015).

Линза суглинка и увеличение зольности в верхней части почвы свидетельствуют об усилении паводко-

вой активности ~1450 л. н., что совпадает с периодом частых сильных паводков на Восточном Сахалине с повторяемостью 50—75 лет (1860—1380 л. н.) (Razjigaeva et al., 2020). Предполагается, что летом в это время смещался на юг полярный фронт. Современным аналогом частых ливней при близком стоянии полярного фронта является ситуация в Приморье летом 2023 г.

Верхний слой суглинка был образован во время прохождения тайфуна Филлис (2—8.08.1981), вызвавшего самый сильный и разрушительный паводок за период наблюдений. К острову тайфун подошел 6.08.1981 вслед за циклоном, зародившимся над территорией Приморья, севера Кореи и Китая на остатках тайфуна Оджин (27.07—1.08.1981). Из-за влияния циклона траектория тайфуна Филлис была нетипичной: сначала он шел к Курильским о-вам, затем резко изменил направление, пересек Хоккайдо и обрушился на Сахалин, затем пошел на Хабаровский край и затух в Амурской области 8.08.1981 (Japan Meteorological Agency, <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/summary/wnp/1/198112.html.en>). Общее количество осадков на Южном Сахалине составило до 300 мм, а в горах сумма осадков варьировала от 435 до 1277 мм (Казаков, Генсиоровский, 2007).

Сравнение записей крупных паводков на Сахалине и сопоставление с общеклиматической ситуацией в тихоокеанском регионе. Сравнение данных по Южному Сахалину и записей сильных паводков (Suzuki et al., 2021) и других свидетельств палеотайфунов (Woodruff et al., 2009) в озерных отложениях, полученных для Японских островов и других районов Восточной Азии — Приморья (Астахов и др., 2019), Южной Кореи (Katsuki et al., 2016; Lim et al., 2017), Южного Китая (Zhou et al., 2019) и о-ва Тайвань (Chen et al., 2012), показывает, что периоды с частым прохождением экстремальных событий далеко не всегда совпадают во временных границах. Это связано как с изменением интенсивности тропического и внутропического циклогенеза, так и с траекториями супертайфунов и глубоких циклонов, которые сильно зависели от особенностей барических полей на момент их прохождения над конкретными регионами. Метеорологические наблюдения показывают, что траектории циклонов существенно зависят от градиентов атмосферного давления, есть определенные закономерности их распределения по сезонам (Мезенцева и др., 2019). Большую роль в формировании тайфунов и внутропических циклонов у восточной окраины Азии играет климатическая ситуация в Тихоокеанском регионе, включая тропики, а также изменение интенсивности и положения мод центров

действия атмосферы (Тунеголовец, 2010; Глебова, 2018, 2021). Генерация тайфунов тесно связана с расширением теплого бассейна в западной части Тихого океана (Ho et al., 2004), а траектории движения во многом определяются положением западного гребня Тихоокеанского (Гавайского) антициклона (Зуенко, 2007).

Записи паводков для Западного и Восточного Сахалина отражают как общие тенденции, так и имеют различия (рис. 5), связанные, в первую очередь, с различным геоморфологическим положением палеоархивов (долинный и водораздельный торфяники), а также с особенностями выходов тайфу-

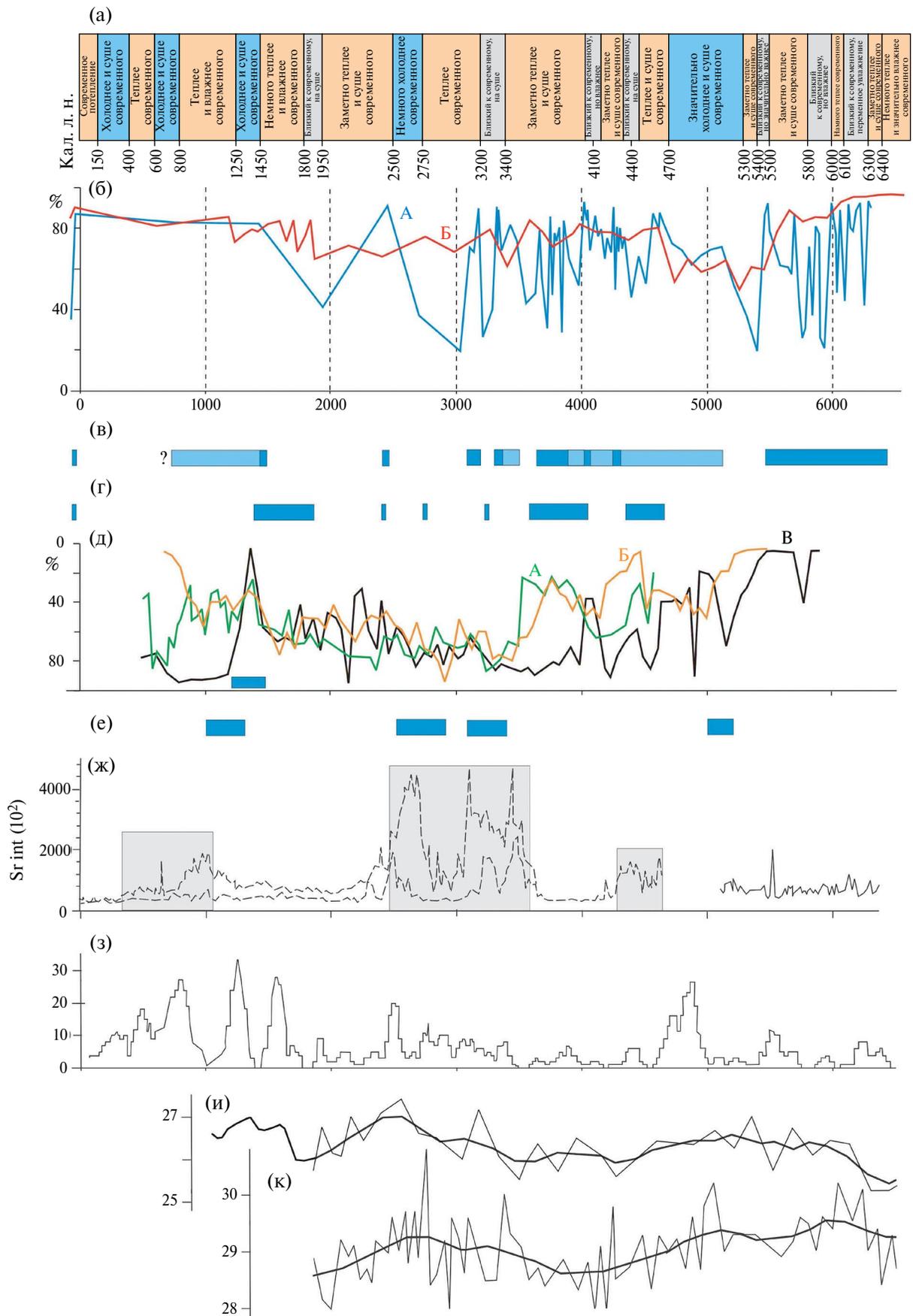
—————>

Рис. 5. Реконструкции периодов с сильными паводками в сравнении с палеоклиматическими построениями по Южному Сахалину и палеогеографическими данными по Западной Пацифике.

(а) — палеоклиматические данные по Южному Сахалину (Микишин, Гвоздева, 2017, 2019; Микишин и др., 2021); (б) — зольность торфа в разрезе в бассейне р. Яблочной (А) и разрезе в бассейне р. Найбы (Б); (в) — периоды с паводками разной интенсивности на Южном Сахалине (западное побережье, бассейн р. Яблочной); (г) — периоды сильных паводков (восточное побережье, бассейн р. Найбы); (д) — п. п. торфа в разрезах в бассейне р. Исикари, Западный Хоккайдо и период с сильными паводками, А, Б — разрезы, расположенные ближе к руслу, В — разрез ближе к борту долины (Ishii et al., 2017); (е) — периоды экстремальных паводков на юге о. Хонсю (Suzuki et al., 2021); (ж) — периоды высокой штормовой активности, о-в Камикошики, юг Японии (Woodruff et al., 2009); (з) — повторяемость событий Эль-Ниньо за 100 лет (Moy et al., 2002); (и) — запись ТПО в районе трога Окинава, °С (Sun et al., 2005); (к) — запись ТПО в тропической зоне западной части Тихого океана, °С (Stott et al., 2002; Park et al., 2021).

Fig. 5. Reconstruction of the periods with strong floods compared with paleoclimatic data for Southern Sakhalin and paleogeographical records for Western Pacific.

(a) — paleoclimatic data for Southern Sakhalin (Mikishin, Gvozdeva, 2017, 2019; Mikishin et al., 2021); (b) — ash content of the peat in the section in Yablochnaya River valley (A) and Naiba River basin (B); (v) — periods of different intensity floods (western coast, Yablochnaya River basin); (g) — periods of strong floods (eastern coast, Naiba River basin); (d) — LOI of the peatbogs within Ishikari River basin, Western Hokkaido and period with strong floods, A, B — section located near the river channel, B — section located further from the river channel (Ishii et al., 2017); (e) — periods of extreme floods on south of the Honshu Island (Suzuki et al., 2021); (zh) — periods of high storm activity, Kamikoshiki Island, South Japan (Woodruff et al., 2009); (z) — frequency (per 100 years) of El Niño events (Moy et al., 2002); (i) — sea surface temperature (SST) records, Okinawa Trough regions, °C (Sun et al., 2005); (k) — SST records in the western tropical zone of the Pacific Ocean, °C (Stott et al., 2002; Park et al., 2021).



нов с разными траекториями на остров. Количество сильных паводков в среднем-позднем голоцене, зафиксированных в долинном торфянике, выше (38 событий) по сравнению с водораздельным (25 событий), и повторяемость в периоды активизации циклогенеза составляет на западном побережье 1 раз в 10—30 лет, а на восточном — в 30—90 лет (Razjigaeva et al., 2020). В теплые периоды (оптимумы среднего и позднего голоцена) большую роль в затоплении нижней части долины играл и подъем базиса эрозии при трансгрессивном положении уровня моря с подъемом до 2.5—3 м выше современного (Короткий и др., 1997а, б).

Периоды с сильными наводнениями на Западном Сахалине, как правило, происходили в потепления или в условиях, близких к современным, характеризующихся разным увлажнением (Микишин, Гвоздева, 2017; 2018; Микишин и др., 2020). Полученные данные показывают, что отдельные экстремальные наводнения были и в относительно сухие фазы в силу сложившихся синоптических ситуаций.

Длительная фаза, выделенная на Западом Сахалине 6470—5490 л. н., не прослежена на восточном побережье острова, поскольку в изученном разрезе в этот период накапливались лагунные и озерные отложения, в которых не образовывались слои, отвечающие отдельным паводкам. В то же время снижение концентрации створок и привнос большого количества реофильных диатомей свидетельствовали о прохождении крупных паводков (Razjigaeva et al., 2020). Об этом же говорит и высокая зольность органических отложений (рис. 5).

В теплых условиях среднего голоцена, усиленных действием теплого течения (Kawahata et al., 2003), происходила активизация меридиональных переносов тепла в океане и атмосфере, в западной части тропической зоны Тихого океана доминировала положительная аномалия поверхностных температур (Stott et al., 2004; Sun et al., 2005), что способствовало интенсивному тропическому циклогенезу. Данные по северо-западу Америки свидетельствуют, что в среднем голоцене северо-тихоокеанский (гавайский) антициклон был более интенсивным, чем в позднем голоцене и располагался севернее (Barron, Anderson, 2011). Вероятно, при такой ситуации траектории тайфунов и внетропических морских циклонов смещались к западу океана. Субарктический фронт располагался севернее своего современного положения (Yamamoto et al., 2021).

Ряд исследователей связывают деятельность супертайфунов в прошлом с быстрой интенсифи-

кацией событий ЭНСО (Woodruff et al., 2009; Chen et al., 2012; Lim et al., 2017). В среднем голоцене Эль-Ниньо имели небольшую амплитуду и происходили редко (Mou et al., 2002; Rein et al., 2005; Barron, Anderson, 2011). Отдельные минимумы содержания минеральной примеси в торфянике р. Яблочной (рис. 5) совпадают по времени с сигналами Эль-Ниньо (Mou et al., 2002) и, возможно, связаны с кратковременными сухими фазами. В современных условиях усиление интенсивности Эль-Ниньо приводит к дефициту атмосферных осадков в юге материковой части Дальнего Востока (Бышев и др., 2014). Возможно, такая же картина в прошлом была и на Западном Сахалине.

Определенное сходство в записях сильных паводков наблюдается в разрезах торфяников на Южном Сахалине и в Западном Хоккайдо (Ishii et al., 2017), который пересекают южные циклоны, выходящие на о. Сахалин. Кривые, отражающие содержания минеральных примесей в торфяниках, имеют общие черты (рис. 5). На Западном Сахалине хорошо выражена фаза без сильных паводков 5490—5100 л. н., а на Западном Хоккайдо период без сильных наводнений отмечен 5500—5000 л. н., что связывают с ослаблением активности восточноазиатского летнего муссона (Ishii et al., 2017). В это время климатические условия на юге Дальнего Востока стали более прохладными (Короткий и др., 1997б), в том числе на Южном Сахалине (Микишин и др., 2020), а также на Японских островах (Sakaguchi, 1983). На юге Дальнего Востока уменьшалось увлажнение, что могло происходить в периоды преобладания зональных типов циркуляции атмосферы.

С 6000 до 5000 л. н. в тропической части Тихого океана начали происходить существенные климатические изменения (Rein et al., 2005). Отмечено падение температур поверхности океана (ТПО) на западе тропической зоны и в районе трога Окинава, сменившееся небольшим подъемом после 5200 л. н. (Stott et al., 2004; Sun et al., 2005), когда тропический циклогенез усиливался. Возможно, с этой причиной связано, что с 5100 л. н. на Западном Сахалине регулярно стали проходить паводки, но экстремальных событий не было. В конце этого периода (5200—5000 л. н.) экстремальные паводки зафиксированы на юге о-ва Хонсю (Suzuki et al., 2021). Период частых паводков 5200—4900 л. н. на Корейском п-ове также связывают с увеличением ТПО с 29 до 30.2 °C (Lim et al., 2022).

Длительный период экстремальных паводков на юге Сахалина (4300—3580 л. н.) приурочен к потеплению в начале позднего голоцена (оптимум суб-

бореала) (рис. 5). Потепление также было усилено за счет интенсификации теплого течения (Kawahata et al., 2003). Проявление экстремальных паводков на восточном и западном побережьях несколько отличалось по времени (рис. 5), но, в целом, можно сказать, что траектории сильных тайфунов и глубоких циклонов часто пересекали южную часть острова. На Западном Хоккайдо выделен период 4000—3500 л. н. уменьшения паводковой активности р. Исикали (Ishii et al., 2017), но судя по уменьшению п. п. п., торфяники, расположенные ближе к руслу реки, заливались полыми водами, т.е. паводки происходили, но они захватывали не всю долину.

Для этого времени выделено два эпизода с низкой водностью р. Яблочной 4260—4070 и 4020—3860 л. н. Первый эпизод совпадает с границей среднего-позднего голоцена новой международной стратиграфической шкалы (Walker et al., 2019). Короткий сдвиг в сторону более прохладных условий ~4130 л. н. отмечен на о-ве Ребун, Япония (Leipe et al., 2018), 4120 л. н. в северо-восточном Китае (Stebich et al., 2015), а также 4200 и 4000 л. н. в Южной Корее (Park et al., 2019). Более сухие условия связывают не со снижением солнечной активности, а с уменьшением ТПО в тропиках (Stott et al., 2004). Второй эпизод (4020—3860 л. н.) снижения паводковой активности р. Яблочной совпадает с началом оптимума позднего голоцена на Южном Сахалине (4000—3600 л. н.), когда было теплее и суше, чем в настоящее время (Микишин и др., 2020), возможно, за счет эффективного испарения.

В позднем голоцене в тихоокеанском регионе резко активизировалось Эль-Ниньо, особенно после 3500—3700 л. н. (Mou et al., 2002; Lim et al., 2022), что усиливало климатическую нестабильность и определяло разнонаправленные тренды в разных частях региона. Северо-тихоокеанский (Гавайский) антициклон был ослаблен и/или смещался на юг (Ваггон, Anderson, 2011), что, по-видимому, способствовало смещению траекторий большинства циклонов с очагами в тропической зоне западной Пацифики на восток.

Можно предположить, что прохождению циклонов на север способствовало и снижение интенсивности Охотского антициклона, стоявшего в теплый сезон над Охотским морем. По данным современных наблюдений его ослабление происходит в годы с низкой активностью Сибирского антициклона, действующего зимой, но влияющего на ход летних атмосферных аномалий (Глебова, 2021). В начале позднего голоцена Сибирский антициклон не был

интенсивным, активизация его отмечена около 3000 л. н. (Mayewski et al., 2004).

В дальнейшем на спаде температурного фона на юге Сахалина выделяются только отдельные экстремальные паводки. Причем по времени они хорошо совпадают с положительными аномалиями ТПО на западе тропической части Тихого океана (Stott et al., 2004; Sun et al., 2005). В целом же на юге острова условия были суше современных (Микишин и др., 2020), в отличие от материковой части юга Дальнего Востока (Короткий и др., 19976), где циклогенез был активным.

Частые и сильные тайфуны, вызвавшие на юге Японии (3600—2500 л. н.) увеличение штормовой активности с разрушением барьерных форм береговых озер (Woodruff et al., 2019), по-видимому, имели траектории, не выходявшие в район Сахалина и, вероятно, следовавшие на континент и на юг Курильских о-вов, где увлажнение было высоким (Макарова, Гребенникова, 2015; Разжигаева и др., 2022). Около 3400—3100 л. н. сильные паводки зафиксированы на юге о-ва Хонсю (Suzuki et al., 2021). Периоды разрушений барьеров в береговых озерах совпадают с увеличением частоты Эль-Ниньо, поэтому предполагается, что Эль-Ниньо сыграло ключевую роль в управлении изменчивостью тайфунов в это время (Woodruff et al., 2019). На материке (Корейский п-ов) около 3700 л. н. отмечено увеличение частоты тайфунов и повторяемости сильных паводков, что также связывают с климатическим сдвигом, обусловленным усилением активности Южного колебания и смещением к югу внутритропической зоны конвергенции (Lim et al., 2022).

С 3110 л. н. экстремальные паводки на западном побережье юга Сахалина были единичные. Период крупных наводнений 1860—1380 л. н. на восточном побережье на западном побережье не выделен, возможно, в силу низкого временного разрешения записей паводков из погребенной почвы. Сильное наводнение произошло около 1450 л. н., с этого времени паводки проходили регулярно, но экстремальных событий не зафиксировано. На Западном Хоккайдо 1400—1300 л. н. проходили сильные паводки (Ishii et al., 2017). В целом, холодный период Кофун, выделенный для Японии 1710—1220 л. н., отличался интенсивными ливнями и частыми наводнениями (Sakaguchi, 1983). Активность супертайфунов повышалась 1450—1250 л. н. и на о-ве Тайвань (Chen et al., 2012). Озерная запись на юге Хонсю показала, что экстремальные паводки были сдвинуты во времени и наблюдались 1300—1000 л. н. (Suzuki et al., 2021). Предполага-

ется, что снижение активности Эль-Ниньо в это время (Mou et al., 2002; Zhang et al., 2014) привело к увеличению величины и частоты тропических штормов и тайфунов, приближающихся к Японии, и отсюда усиление паводковой активности рек (Ishii et al., 2017). На материке (бассейн р. Бикин) длительный период с обильным речным стоком и паводками начался ~1260 л. н. и продолжался до 720 л. н. (Разжигаета и др., 2019).

В малый ледниковый период на о-ве Сахалин было относительно сухо (Микишин, Гвоздева, 2018), следов экстремальных наводнений в изученных разрезах не обнаружено. Возможно, более сухие условия связаны с блокирующим действием Охотского антициклона: повышенный фон давления над Охотским морем стал препятствием для активного выхода циклонов. Высокая водность рек и обилие паводков установлена для материковой части юга Дальнего Востока и юга Курильских о-вов (Razjigaeva et al., 2023). В период инструментальных наблюдений сильные тайфуны на юге Сахалине — частые явления, но в изученных разрезах найден только суглинок, образованный при затоплении долин в тайфун Филлис.

ВЫВОДЫ

На Западном Сахалине обнаружен разрез долинного торфяника с многочисленными слойками суглинков, образованных в экстремальные паводки, что позволило получить геологическую летопись интенсивности и повторяемости выхода на остров сильных палеотайфунов или глубоких внетропических циклонов, сопровождавшихся экстремальными наводнениями за последние 6370 лет. Современным аналогом палеопаводков является наводнение во время тайфуна Филлис 1981 г., при прохождении которого образовался верхний слой суглинка в изученном разрезе. На основе моделирования, проведенного по данным радиоуглеродного датирования, определен возраст 38 сильных паводков, а изменение величины зольности торфа позволило выделить периоды увеличения водности водотока с паводками меньшего масштаба, не оставивших видимых слоев в разрезе. Выделено несколько периодов с разной повторяемостью и интенсивностью паводков. Кратковременные эпизоды без паводков, как правило, сопоставимы с уменьшением температуры воды в западной тропической зоне Тихого океана и/или с интенсификацией Эль-Ниньо.

Сравнение записей паводков на западном и восточном побережьях Южного Сахалина показало, что

количество сильных паводков, зафиксированных в долинном торфянике, выше по сравнению с ранее изученным водораздельным торфяником (25 событий) и повторяемость в периоды активизации циклогенеза составляет на западном побережье 1 раз в 10—30 лет, а на восточном — в 30—90 лет.

Сравнение данных по Южному Сахалину и записей экстремальных гидрологических событий в других регионах Восточной Азии показывает, что периоды с частым прохождением сильных палеотайфунов и глубоких циклонов не всегда совпадают во времени. Основной причиной являются особенности траекторий супертайфунов и глубоких циклонов при разных климатических ситуациях, которые определялись аномалиями крупномасштабной циркуляции и соответственно барических полей в период прохождения тропических и внетропических циклонов над окраинными конкретными районами Восточной Азии. На основе анализа полученных данных подтверждается, что формирование тайфунов, их траектории и усиление циклогенеза в Восточной Азии и прилегающей части океана в среднем — позднем голоцене тесно связаны с потеплением на западе Тихого океана, а также от положения и интенсивности центров действия атмосферы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят коллег, принявших участие в полевых работах. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект 22-27-00222 (<https://rscf.ru/project/22-27-00222>). При подготовке и просмотре проб использовалась инфраструктура ТИГ ДВО РАН (тема государственного задания 122020900184-5 и ИВЭП ДВО РАН (тема государственного задания 121021500060-4), при обработке данных — ТОИ ДВО РАН (тема государственного задания 122110700009-1). Полевые работы выполнены сотрудниками ТИГ ДВО РАН и ИМГиГ ДВО РАН (тема государственного задания 121021500062-8).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахов А. С., Дарьин А. В., Калугин И. А. и др. (2019). Реконструкция частоты катастрофических наводнений на западном побережье Японского моря по шельфовым седиментационным записям. *Метеорол. Гидрол.* № 1. С. 91—102. <http://dx.doi.org/10.3103/S1068373919010072>
- Базарова В. Б., Климин М. А., Копотева Т. А. (2018). Голоценовая динамика восточноазиатского мус-

- сона в Нижнем Приамурье (юг Дальнего Востока). *География и природные ресурсы*. № 3. С. 124—133. <http://dx.doi.org/10.1134/S1875372818030071>
- Борисова О. К. (2014). Ландшафтно-климатические изменения в голоцене. *Известия РАН. Серия географическая*. № 2. С. 5—20. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2014-2-5-20>
- Бышев В. И., Нейман В. Г., Пономарев В. И. и др. (2014). Роль глобальной атмосферной осцилляции в формировании климатических аномалий Дальневосточного региона России. *Докл. Акад. Наук*. Т. 458. № 1. С. 92—96. <https://doi.org/10.7868/S0869565214250148>
- Генсиоровский Ю. В., Казаков Н. А. (2015). Условия формирования экстремальных паводков в бассейнах рек низкогогорья (на примере о. Сахалин). В сб.: *Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием*. Южно-Сахалинск, 26—30 мая 2015 г.: сборник материалов. Т. 2. Владивосток: Дальнаука. С. 302—305.
- Глебова С. Ю. (2018). Циклоны над Тихим океаном и Дальневосточными морями в холодные и теплые сезоны и их влияние на ветровой и термический режим в последний двадцатилетний период. *Известия ТИНРО*. Т. 193. С. 153—166. <http://dx.doi.org/10.26428/1606-9919-2018-193-153-166>
- Глебова С. Ю. (2021). Сибирский антициклон как важный фактор развития циклонической деятельности в Дальневосточном регионе в зимний, весенний и летний сезоны. *Известия ТИНРО*. Т. 221. Вып. 4. С. 879—894. <http://dx.doi.org/10.26428/1606-9919-2021-201-879-894>
- Зуенко Ю. И. (2007). Промысловая океанология Японского моря. Владивосток: ТИНРО-центр. 227 с.
- Казаков Н. А., Генсиоровский Ю. В. (2007). Влияние вертикального градиента осадков на характеристики гидрологических, лавинных и селевых процессов в низкогогорье. *Геозология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология*. № 4. С. 342—347.
- Короткий А. М., Пушкарь В. С., Гребенникова Т. А. и др. (1997а). Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 194 с.
- Короткий А. М., Гребенникова Т. А., Пушкарь В. С. и др. (1997б). Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене-голоцене. *Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук*. № 3. С. 121—143.
- Макарова Т. А., Гребенникова Т. А. (2015). Реконструкция изменений ландшафтов островов Малой Курильской гряды на основе состава диатомовой флоры позднеплейстоцен-голоценовых торфяников. *География и природные ресурсы*. № 2. С. 124—133.
- Мезенцева М. И., Гришина М. А., Кондратьев И. И. (2019). Траектории и глубина циклонов, выходящих на территорию Приморского края. *Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук*. № 4. С. 29—38. <http://dx.doi.org/10.25808/08697698.2019.206.4.003>
- Микишин Ю. А., Гвоздева И. Г. (2017). Ранний суббореал Сахалина. *Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН*. № 4. С. 25—38.
- Микишин Ю. А., Гвоздева И. Г. (2018). Следы похолодания на юге Сахалина в позднеледниковье и атлантическом периоде голоцена. *Успехи современного естествознания*. № 3. С. 107—116.
- Микишин Ю. А., Пушкарь В. С., Гвоздева И. Г. (2020). Палеогеография побережья Южного Сахалина в суббореальном периоде голоцена. *Успехи современного естествознания*. № 10. С. 97—107.
- Научно-прикладной справочник по климату Вып. 34. (1990). Л.: Гидрометеиздат. 351 с.
- Пonomарев В. И., Дмитриева Е. В., Шкорба С. П. (2015). Особенности климатических режимов в северной части Азиатско-Тихоокеанского региона. *Системы контроля окружающей среды*. № 1(21). С. 67—72.
- Пonomарев В. И., Дмитриева Е. В., Шкорба С. П. и др. (2018). Изменение планетарного климатического режима на рубеже XX—XXI веков. *Вестник московского государственного технического университета им. Н. Э. Баумана*. Т. 21. № 1. С. 160—169.
- Прушковская И. А. (2019). Влияние тайфунов на содержание диатомей в осадках Амурского залива (Японское море) за последние 150 лет. *Вестник Камчатской региональной ассоциации “Учебно-научный центр”. Серия: Науки о Земле*. Вып. 42. № 2. С. 111—119. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-2-42-1-9>
- Раззигаева Н. Г., Ганзей Л. А., Гребенникова Т. А. и др. (2019). Летопись речных паводков в предгорьях Сихотэ-Алиня за последние 2,2 тысячи лет. *Известия РАН. Серия географическая*. № 2. С. 85—99. <http://dx.doi.org/10.31857/S2587-55662019285-99>
- Раззигаева Н. Г., Гребенникова Т. А., Ганзей Л. А. и др. (2022). Отклик озерной экосистемы Малой Курильской гряды на палеоклиматические и сейсмические события. *Геофизические процессы и биосфера*. Т. 21. № 4. С. 53—73. <https://doi.org/10.21455/GPB2022.4-4>
- Тунеголовец В. П. (2010). Комплексный метод прогноза перемещения и интенсивности тайфунов. *Труды ДВ-НИГМИ*. № 1. С. 189—202.
- Aizen E. M., Aizen V. B., Melack J. M. et al. (2001). Precipitation and atmospheric circulation patterns at mid-latitudes of Asia. *Int. J. of Climatology*. V. 21. Iss. 5. P. 535—556. <https://doi.org/10.1002/joc.626>
- Barron J. A., Anderson L. (2011). Enhanced Late Holocene ENSO/ PDO expression along the margins of the eastern North Pacific. *Quat. Int.* V. 235. Iss. 1-2. P. 3—12. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.02.026>
- Blaauw M., Christen J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*. V. 6. № 3. P. 457—474. <https://doi.org/10.1214/ba/1339616472>
- Chen F., Xu Q., Chen J. et al. (2015). East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation. *Scientific Report*. V. 5. P. 11186. <https://doi.org/10.1038/srep11186>

- Chen H.-F., Wen S.-Y., Song S.-R. et al. (2012). Strengthening of paleo-typhoon and autumn rainfall in Taiwan corresponding to the Southern Oscillation at late Holocene. *J. of Quat. Sci.* V. 27. Iss. 9. P. 964—972. <https://doi.org/10.1002/jqs.2590>
- Ho C. H., Baik J. J., Kim J. H. et al. (2004). Interdecadal changes in summer-time typhoon tracks. *J. Clim.* V. 17. Iss. 9. P. 1767—1776. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1767: ICISTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1767: ICISTT>2.0.CO;2)
- Ishii Y., Hori K., Momohara A. (2017). Middle to late-Holocene flood activity estimated from loss on ignition of peat in the Ishikari lowland, northern Japan. *Global and Planetary Change.* V. 153. P. 1—15. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.04.004>
- Katsuki K., Yang D. Y., Seto K. et al. (2016). Factors controlling typhoons and storm rain on the Korean Peninsula during the Little Ice Age. *J. Paleolimnol.* V. 55. P. 35—48. <https://doi.org/10.1007/s10933-015-9861-3>
- Kawahata H., Ohshima H., Shimada C. et al. (2003). Terrestrial-oceanic environmental change in the southern Okhotsk Sea during the Holocene. *Quat. Int.* V. 108. Iss. 1. P. 67—76.
- Leipe C., Nakagawa T., Gotanda K. et al. (2015). Late Quaternary vegetation and climate dynamics at the northern limit of the East Asian summer monsoon and its regional and global-scale controls. *Quat. Sci. Rev.* V. 116. P. 57—17. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2015.03.012>
- Leipe C., Müller S., Hille K. et al. (2018). Vegetation change and human impacts on Rebun Island (Northwest Pacific) over the last 6000 years. *Quat. Sci. Rev.* V. 193. P. 129—144. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.06.011>
- Lim J., Lee J.-Y., Hong S. S. et al. (2017). Holocene change in flooding frequency in South Korea and their linkage to centennial-to-millennial-scale El Niño-Southern Oscillation activity. *Quat. Res.* V. 87. P. 37—48. <https://doi.org/10.1017/qua.2016.8>
- Lim J., Um I.-K., Yi S., et al. (2022). Hydroclimate change and its controlling factors during the middle to late Holocene and possible 3.7-ka climatic shift over East Asia. *Quat. Res.* V. 109. P. 53—64. <https://doi.org/10.1017/qua.2022.13>
- Mayewski P. A., Rohling E. E., Stager J. C. et al. (2004). Holocene climate variability. *Quat. Res.* V. 62. P. 243—255. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001>
- Moy C. M., Seltzer G. O., Rodbell D. T. et al. (2002). Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature.* V. 420 (6912). P. 162—165. <https://doi.org/10.1038/nature01194>
- Park J., Park J., Yi S. et al. (2019). Abrupt Holocene climate shifts in coastal East Asia, including the 8.2 ka, 4.2 ka, and 2.8 ka BP events, and societal responses on the Korean Peninsula. *Sci. Rep.* V. 9. P. 10806. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-47264-8>
- Park J., Park J., Yi S. et al. (2021). Holocene hydroclimate reconstruction based on pollen, XRF, and grain-size analysis and its implications for past societies of the Korean Peninsula. *The Holocene.* V. 31. № 9. P. 1489—1500. <https://doi.org/10.1177/09596836211019115>
- Razjigaeva N. G., Grebennikova T. A., Ganzey L. A. et al. (2020). Recurrence of extreme floods in south Sakhalin Island as evidence of paleo-typhoon variability in North-Western Pacific since 6.6 ka BP. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 556. № 3. P. 109901. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109901>
- Razjigaeva N., Ganzey L., Grebennikova T. et al. (2023). “Cold-Dry” and “Cold-Wet” Events in the Late Holocene, Southern Russian Far East. *Climate.* V. 11. P. 91. <https://doi.org/10.3390/cli11040091>
- Reimer P., Austin W. E. N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0—55 kcal BP). *Radiocarbon.* V. 62. Iss. 4: IntCal20: Calibration Iss. P. 725—757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Rein B., Sirocko F., Lückge A. et al. (2005). El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography and Paleoclimatology.* V. 20. Iss. 4. P. 78—185. <http://doi.org/10.1029/2004PA001099>
- Sakaguchi Y. (1983). Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation. *Bulletin of the Department of geography, University of Tokyo.* V. 15. P. 1—31.
- Stebich M., Rehfeld K., Schlütz F. et al. (2015). Holocene vegetation and climate dynamic of NE China based on the pollen record from Sihailongwan Maar Lake. *Quat. Sci. Rev.* V. 124. P. 275—289. <http://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2015.07.021>
- Stott L., Cannariato K., Thunell R. et al. (2004). Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch. *Nature.* V. 431(7004). P. 56—59. <http://doi.org/10.1038/nature02903>
- Sun Y., Oppo D. W., Xiang R. et al. (2005). Last deglaciation in the Okinawa Trough: Subtropical northwest Pacific link to Northern Hemisphere and tropical climate. *Paleoceanography and Paleoclimatology.* V. 20. № 4. P. PA4005. <http://doi.org/10.1029/2004PA001061>
- Suzuki Y., Tada R., Nagashima K. et al. (2021). Extreme flood events and their frequency variations during the middle to late-Holocene recorded in the sediment of Lake Suiget-su, central Japan. *The Holocene.* V. 31(78). P. 121—133. <http://doi.org/10.1177/0959683620961497>
- Walker M., Head M. J., Lowe J. et al. (2019). Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *J. of Quat. Sci.* V. 34. Iss. 3. P. 173—186. <https://doi.org/10.1002/jqs.3097>
- Wanner H., Solomina O., Grosjean M. et al. (2011). Structure and origin of Holocene cold events. *Quat. Sci. Rev.* V. 30. Iss. 21. P. 3109—3123. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2011.07.010>
- Woodruff J. D., Donnelly J. P., Okusu A. (2009). Exploring typhoon variability over the mid-to-late Holocene: evidence of extreme coastal flooding from Kamikoshiki, Japan. *Quat. Sci. Rev.* V. 28. Iss. 17. P. 1774—1785. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.02.005>
- Yamamoto M., Wang F., Irino T. et al. (2021). A lacustrine biomarker record from Rebun Island reveals a warm summer climate in northern Japan during the early middle Holocene due to a stronger North Pacific High. *Front. Earth Sci.* V. 9. P. 704332. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.704332>

Zhang Z., Leduc G., Sachs J. P. (2014). El Niño evolution during the Holocene revealed by a biomarker rain gauge in the Galápagos Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 404. P. 420–434. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.013>

Zhou X., Liu Z., Yan Q. et al. (2019). Enhanced tropical cyclones intensity in the Western North Pacific during warm period over the last two Millennia. *Geophys. Res. Lett.* V. 46. P. 11959–11966. <https://doi.org/10.1029/2019GL083504>

RECCURENCE OF STRONG FLOODS ON WESTERN SAKHALIN AND INTENSITY OF CYCLOGENESIS IN MIDDLE-LATE HOLOCENE¹

N. G. Razjigaeva^{a#}, L. A. Ganzey^a, T. A. Grebennikova^a, V. I. Ponomarev^b, V. V. Afanasiev^b, A. O. Gorbunov^b, and M. A. Klimin^c

^a Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

^b Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

^c Institute of Water and Ecological Problems FEB RAS, Khabarovsk, Russia

E-mail: nadyar@tigdvo.ru

The geological record of extreme floods associated with the passage of strongest typhoons and deep extratropical cyclones over the past 6370 years has been restored in Western Sakhalin (the Yablochnaya River basin). A section of peat bog with numerous layers of loam formed during extreme floods was used for the reconstructions. A recent analogue of such events is Typhoon Phyllis (1981), total rainfall reached 300 mm. Ash content was tested for identification of mineral component that was input to the peat during floods. According to the “age-depth” model, we has determined the ages of 38 extreme floods and periods of weaker floods when organomineral sediments accumulated. During periods of active cyclogenesis, the frequency of extreme floods was once every 10–30 years. The paleoclimatic background of events has been analyzed. Long periods with extreme floods were identified 6470–5490, 4300–3670 years ago, and the last 3110 years ago severe floods were rare events. We compare the records of strong floods that occurred on the western and eastern coast of South Sakhalin and in other regions of East Asia. It has been established that periods with frequent strong paleotyphoons and deep extratropical cyclones do not always coincide in time, which could be due to different trajectories of cyclones under different climatic situations. As in the modern period, the increase in the intensity of cyclogenesis and the frequency of typhoons in the Middle-Late Holocene was closely related to warm pool in the western tropical zone of the Pacific Ocean, anomalies of El Niño and atmospheric centers of action.

Keywords: valley peatbog, paleotyphoons, extratropical cyclones, chronology, El-Niño, Atmospheric Centers of Action, Far East

ACKNOWLEDGMENTS

We are grateful to our colleagues who took part in field work. This research was funded by the Russian Science Foundation, grant № 22-27-00222 (<https://rscf.ru/project/22-27-00222>). When preparing and viewing samples, the infrastructure of Pacific Geographical Institute FEB RAS, State Task № 122020900184-5, and Institute of Water and Ecological Problems FEB RAS, State Task № 121021500060-4 were used. Data processing was supported by the Ilyichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, budget theme № 122110700009-1. Field work was carried out by scientists from TGI

FEB RAS and IMGG FEB RAS (budget theme № 121021500062-8).

REFERENCES

- Aizen E. M., Aizen V. B., Melack J. M. et al. (2001). Precipitation and atmospheric circulation patterns at mid-latitudes of Asia. *Int. J. of Climatology*. V. 21. Iss. 5. P. 535–556. <https://doi.org/10.1002/joc.626>
- Astakhov A. S., Aksentov K. I., Dar'in A. V. et al. (2019). Reconstructing the frequency of catastrophic floods on the western coast of the Sea of Japan based on sedimentary proxy. *Meteorol. Gidrol.* № 1. P. 62–70. <https://doi.org/10.3103/S1068373919010072>

¹ For citation: Razjigaeva N. G., Ganzey L. A., Grebennikova T. A. et al. (2024). Recurrence of strong floods on Western Sakhalin and intensity of cyclogenesis in Middle-Late Holocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 2. P. XX–XX. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924020091>; <https://elibrary.ru/PNBIGI>

- Barron J. A., Anderson L. (2011). Enhanced Late Holocene ENSO/ PDO expression along the margins of the eastern North Pacific. *Quat. Int.* V. 235. Iss. 1–2. P. 3–12. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.02.026>
- Bazarova V. B., Klimin M. A., Kopoteva T. A. (2018). Holocene dynamic of Eastern-Asia Monsoon in Lower Amur Area. *Geography and Natural Resources.* V. 39. № 3. P. 239–247. <https://doi.org/10.1134/S1875372818030071>
- Blaauw M., Christen J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis.* V. 6. № 3. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/ba/1339616472>
- Borisova O. K. (2014). Landscape-climatic changes at Holocene. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya.* № 2. P. 5–20. (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2014-2-5-20>
- Byshev V. I., Neiman V. G., Ponomarev V. I. et al. (2014). The influence of global atmospheric oscillation on formation of climate anomalies in the Russian Far East. *Dokl. Earth Sci.* V. 458. № 1. P. 1116–1120. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14090025>
- Chen F., Xu Q., Chen J. et al. (2015). East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation. *Scientific Report.* V. 5. P. 11186. <https://doi.org/10.1038/srep11186>
- Chen H.-F., Wen S.-Y., Song S.-R. et al. (2012). Strengthening of paleo-typhoon and autumn rainfall in Taiwan corresponding to the Southern Oscillation at late Holocene. *J. of Quat. Sci.* V. 27. Iss. 9. P. 964–972. <https://doi.org/10.1002/jqs.2590>
- Gensiorovsky Yu. V., Kazakov N. A. (2015). Conditions for the formation of extreme floods in low-mountain river basins (on the example of Sakhalin Island). In: *Geodinamicheskie protsessy i prirodnye katastrofy. Opyt Neftegorskaya: Vserossiiskaya nauchnaya konferentsiya s mezhdunarodnym uchastiyem, Yuzhno-Sakhalinsk, 26–30 maya 2015 g.: sbornik materialov.* Iss. 2. Vladivostok: Dal'nauka (Publ.). P. 302–305. (in Russ.)
- Glebova S. Yu. (2018). Cyclones over the Pacific Ocean and Far-Eastern Seas in cold and warm seasons and their influence on wind and thermal regime in the last two decade period. *Izvestiya TINRO.* Iss. 193. P. 153–166. (in Russ.). <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2018-193-153-166>
- Glebova S. Yu. (2021). Siberian High as an important factor for development of cyclonic activity in the Far Eastern region in winter, spring and summer seasons. *Izvestiya TINRO.* Iss. 201. V. 4. P. 879–894. (in Russ.). <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2021-201-879-894>
- Ho C. H., Baik J. J., Kim J. H. et al. (2004). Interdecadal changes in summer-time typhoon tracks. *J. Clim.* V. 17. Iss. 9. P. 1767–1776. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1767: ICISTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1767: ICISTT>2.0.CO;2)
- Ishii Y., Hori K., Momohara A. (2017). Middle to late-Holocene flood activity estimated from loss on ignition of peat in the Ishikari lowland, northern Japan. *Global and Planetary Change.* V. 153. P. 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.04.004>
- Katsuki K., Yang D. Y., Seto K. et al. (2016). Factors controlling typhoons and storm rain on the Korean Peninsula during the Little Ice Age. *J. Paleolimnol.* V. 55. P. 35–48. <https://doi.org/10.1007/s10933-015-9861-3>
- Kawahata H., Ohshima H., Shimada C. et al. (2003). Terrestrial-oceanic environmental change in the southern Okhotsk Sea during the Holocene. *Quat. Int.* V. 108. Iss. 1. P. 67–76.
- Kazakov N. A., Gensiorovsky Yu. V. (2007). The influence of the vertical gradient of precipitation on the characteristics of hydrological, avalanche and mudflow processes in the low mountains. *Geokologiya. Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya.* № 4. P. 342–347. (in Russ.)
- Korotky A. M., Grebennikova T. A., Pushkar V. S. et al. (1997b). Climatic changes of the territory of South Far East at Late Pleistocene-Holocene. *Vestnik Dal'nevostochnogo otdeleniya Rossiiskoi akademii nauk.* № 3. P. 121–143. (in Russ.)
- Korotky A. M., Pushkar V. S., Grebennikova T. A. et al. (1997a). Morskie terrasy i chetvertichnaya istoriya shel'fa Sakhalina (Marine terraces and Quaternary history of Sakhalin shelf). Vladivostok: Dal'nauka (Publ.). 194 p. (in Russ.)
- Leipe C., Müller S., Hille K. et al. (2018). Vegetation change and human impacts on Rebut Island (Northwest Pacific) over the last 6000 years. *Quat. Sci. Rev.* V. 193. P. 129–144. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.06.011>
- Leipe C., Nakagawa T., Gotanda K. et al. (2015). Late Quaternary vegetation and climate dynamics at the northern limit of the East Asian summer monsoon and its regional and global-scale controls. *Quat. Sci. Rev.* V. 116. P. 57–17. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCI-REV.2015.03.012>
- Lim J., Lee J.-Y., Hong S. S. et al. (2017). Holocene change in flooding frequency in South Korea and their linkage to centennial-to-millennial-scale El Niño-Southern Oscillation activity. *Quat. Res.* V. 87. P. 37–48. <https://doi.org/10.1017/qua.2016.8>
- Lim J., Um I.-K., Yi S., et al. (2022). Hydroclimate change and its controlling factors during the middle to late Holocene and possible 3.7-ka climatic shift over East Asia. *Quat. Res.* V. 109. P. 53–64. <https://doi.org/10.1017/qua.2022.13>
- Makarova T. A., Grebennikova T. A. (2015). Reconstructing the natural conditions of the islands of the Lesser Kuril Ridge from the composition of diatom flora of the Late Pleistocene–Holocene peat deposits. *Geogr. Nat. Resour.* Iss. 36. № 2. P. 169–178. <https://doi.org/10.1134/S1875372815020092>
- Mayewski P. A., Rohling E. E., Stager J. C. et al. (2004). Holocene climate variability. *Quat. Res.* V. 62. P. 243–255. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001>
- Mezentseva M. I., Grishina M. A., Kondrat'ev I. I. (2019). Trajectories and depth of cyclones entering the territory of Primorsky Krai. *Vestnik Dal'nevostochnogo otdeleniya Rossiiskoi akademii nauk.* № 4. P. 29–38. (in Russ.). <http://dx.doi.org/10.25808/08697698.2019.206.4.003>

- Mikishin Yu.A., Gvozdeva I. G. (2017). Early Subboreal of Sakhalin. *Vestnik Severo-Vostochnogo nauchnogo tsentra DVO RAN*. № 4. P. 25—38. (in Russ.).
- Mikishin Yu.A., Gvozdeva I. G. (2018). Traces of cooling in the Southern Sakhalin in the late-Glacial and Atlantic Period of Holocene. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. № 3. P. 107—116. (in Russ.)
- Mikishin Yu.A., Pushkar V. S., Gvozdeva I. G. (2020). Paleogeography of Southern Sakhalin coast in Subboreal Period of the Holocene. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. № 10. P. 97—107. (in Russ.).
- Moy C. M., Seltzer G. O., Rodbell D. T. et al. (2002). Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*. V. 420 (6912). P. 162—165. <https://doi.org/10.1038/nature01194>
- Nauchno-prikladnoi spravochnik po klimatu. Vyp. 34 (Scientific and applied climate reference book. Iss. 34.). (1990). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.). 351 p. (in Russ.)
- Park J., Park J., Yi S. et al. (2019). Abrupt Holocene climate shifts in coastal East Asia, including the 8.2 ka, 4.2 ka, and 2.8 ka BP events, and societal responses on the Korean Peninsula. *Sci. Rep.* V. 9. P. 10806. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-47264-8>
- Park J., Park J., Yi S. et al. (2021). Holocene hydroclimate reconstruction based on pollen, XRF, and grain-size analysis and its implications for past societies of the Korean Peninsula. *The Holocene*. V. 31. № 9. P. 1489—1500. <https://doi.org/10.1177/09596836211019115>
- Ponomarev V. I., Dmitrieva E. V., Shkorba S. P. (2015). Features of climatic regimes in the northern part of the Asia-Pacific region. *Sistemy kontrolya okruzhayushchei sredy*. № 1(21). P. 67—72. (in Russ.)
- Ponomarev V. I., Dmitrieva E. V., Shkorba S. P. et al. (2018). Change of the global climate regime at the turn of the XX—XXI centuries. *Vestnik moskovskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo universiteta im. N. E. Baumana*. Iss. 21. № 1. P. 160—167. (in Russ.).
- Prushkovskaya I. A. (2019). The impact of typhoons on the content of diatoms in sediments from Amur Bay (Sea of Japan) over the last 150 years. *Vestnik Kamchatskoi regional'noi assotsiatsii "Uchebno-nauchnyy tsentr". Seriya: Nauki o Zemle*. V. 42. № 2. P. 111—119. (in Russ.). <http://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-2-42-111-119>
- Razhigaeva N., Ganzey L., Grebennikova T. et al. (2023). “Cold-Dry” and “Cold-Wet” Events in the Late Holocene, Southern Russian Far East. *Climate*. V. 11. P. 91. <https://doi.org/10.3390/cli11040091>
- Razhigaeva N. G., Grebennikova T. A., Ganzey L. A. et al. (2020). Recurrence of extreme floods in south Sakhalin Island as evidence of paleo-typhoon variability in North-Western Pacific since 6.6 ka BP. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 556. № 3. P. 109901. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109901>
- Razhigaeva N. G., Ganzey L. A., Grebennikova T. A. et al. (2019). Paleoflood records within Sikhote-Alin foothills during last 2.2 ka. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. № 2. P. 85—99. (in Russ.). <http://doi.org/10.31857/S2587-55662019285-99>
- Razhigaeva N. G., Grebennikova T. A., Ganzey L. A. et al. (2022). Response of the Lake Ecosystem of the Lesser Kuril Ridge to Paleoclimatic and Seismic Events. *Izv. Atmos. Oceanic Phys.* V. 58. № 11. P. 1377—1397. <http://doi.org/10.1134/S0001433822110068>
- Reimer P., Austin W. E. N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0—55 kcal BP). *Radiocarbon*. V. 62. Iss. 4: IntCal20: Calibration Iss. P. 725—757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Rein B., Sirocko F., Lückge A. et al. (2005). El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography and Paleoclimatology*. V. 20. Iss. 4. P. 78—185. <http://doi.org/10.1029/2004PA001099>
- Sakaguchi Y. (1983). Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation. *Bulletin of the Department of geography, University of Tokyo*. V. 15. P. 1—31.
- Stebich M., Rehfeld K., Schlütz F. et al. (2015). Holocene vegetation and climate dynamic of NE China based on the pollen record from Sihailongwan Maar Lake. *Quat. Sci. Rev.* V. 124. P. 275—289. <http://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2015.07.021>
- Stott L., Cannariato K., Thunell R. et al. (2004). Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch. *Nature*. V. 431(7004). P. 56—59. <http://doi.org/10.1038/nature02903>
- Sun Y., Oppo D. W., Xiang R. et al. (2005). Last deglaciation in the Okinawa Trough: Subtropical northwest Pacific link to Northern Hemisphere and tropical climate. *Paleoceanography and Paleoclimatology*. V. 20. № 4. P. PA4005. <http://doi.org/10.1029/2004PA001061>
- Suzuki Y., Tada R., Nagashima K. et al. (2021). Extreme flood events and their frequency variations during the middle to late-Holocene recorded in the sediment of Lake Suigetsu, central Japan. *The Holocene*. V. 31(78). P. 121—133. <http://doi.org/10.1177/0959683620961497>
- Tunegolovets V. P. (2010). A comprehensive method for predicting the movement and intensity of typhoons. *Trudy DVNIGMI*. № 1. P. 189—202. (in Russ.).
- Walker M., Head M. J., Lowe J. et al. (2019). Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *J. of Quat. Sci.* V. 34. Iss. 3. P. 173—186. <https://doi.org/10.1002/jqs.3097>
- Wanner H., Solomina O., Grosjean M. et al. (2011). Structure and origin of Holocene cold events. *Quat. Sci. Rev.* V. 30. Iss. 21. P. 3109—3123. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2011.07.010>
- Woodruff J. D., Donnelly J. P., Okusu A. (2009). Exploring typhoon variability over the mid-to-late Holocene: evidence of extreme coastal flooding from Kamikoshiki, Japan. *Quat. Sci. Rev.* V. 28. Iss. 17. P. 1774—1785. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.02.005>
- Yamamoto M., Wang F., Irino T. et al. (2021). A lacustrine biomarker record from Rebuto Island reveals a warm summer climate in northern Japan during the early middle Holocene due to a stronger North Pacific High. *Front. Earth Sci.* V. 9. P. 704332. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.704332>

- Zhang Z., Leduc G., Sachs J. P. (2014). El Niño evolution during the Holocene revealed by a biomarker rain gauge in the Galápagos Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 404. P. 420–434. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.013>
- Zhou X., Liu Z., Yan Q. et al. (2019). Enhanced tropical cyclones intensity in the Western North Pacific during warm period over the last two Millennia. *Geophys. Res. Lett.* V. 46. P. 11959–11966. <https://doi.org/10.1029/2019GL083504>
- Zuenko Yu.I. (2007). Promyslovaya okeanologiya Yaponskogo morya (Fisheries Oceanography of the Japan Sea). Vladivostok: TINRO-centre (Publ.). 227 p. (in Russ.)

УДК 551.345.3(470.44/.47)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО КРИОГЕНЕЗА НА ЮГЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ[#]

© 2024 г. Н. А. Таратунина^{1,2*}, В. В. Рогов^{1,3}, И. Д. Стрелецкая¹, Т. А. Янина^{1,2},
А. Н. Курчатова^{3,4}, М. С. Лукьянчева^{1,2}, Р. Н. Курбанов^{1,2}

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

² Институт географии РАН, Москва, Россия

³ Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия

⁴ Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

* E-mail: taratuninana@gmail.com

Поступила в редакцию 30.08.2022 г.

После доработки 13.03.2023 г.

Принята к публикации 28.03.2024 г.

В статье приведены новые данные о разновозрастных криогенных структурах, выявленных в разрезах юга Нижнего Поволжья. На основе комплексного криолитологического анализа подтверждено их криогенное происхождение. Посредством абсолютного датирования методом оптически стимулированной люминесценции определен возраст вмещающих, перекрывающих отложений и заполнителя структур. В лиманно-морских отложениях Нижнего Поволжья установлены четыре этапа криогенеза: I этап ~115–105 тыс. л. н. (КОС-4 и КОС-3), II этап ~90–83 тыс. л. н. (КОС-2), III этап ~47–45 тыс. л. н. (ЧЯ-1), IV этап (КОС-1) ~23–22 тыс. л. н. На юге Прикаспийской низменности, где на протяжении всего позднего плейстоцена существовали в целом аридные условия, решающую роль в развитии криогенеза холодных этапов играли условия увлажнения отложений, определявшиеся геоморфологической позицией разрезов. Проведенные исследования геологически доказывают положение границы максимального распространения криолитозоны позднего плейстоцена для данной территории на 250 км южнее, чем считалось ранее. Новые данные существенно уточняют представления об этапах и масштабах развития криогенеза на юго-востоке Русской равнины, детализируя палеогеографические реконструкции для позднего плейстоцена Прикаспийской низменности.

Ключевые слова: многолетняя мерзлота, Нижнее Поволжье, лёссы, криогенез, коэффициент криогенной контрастности, OSL датирование, палеогеография

DOI: 10.31857/S2949178924020107, EDN: PMWLK

1. ВВЕДЕНИЕ

Юг Восточно-Европейской равнины на протяжении четвертичного периода неоднократно становился областью развития многолетней мерзлоты, которая формировалась здесь во времена криохронов (ледниковых эпох) (Динамика ландшафтных..., 2022). Процессы криогенеза сопровождаются развитием в четвертичных отложениях образований различного облика — криогенных структур (КС).

Анализ литературы, посвященной природным процессам в криолитозоне и перигляциальных областях, показывает, что КС весьма разнообразны, как разнообразна и интерпретация их происхождения. При этом следует отметить, что основополагающий термин “криогенез” разными исследователями понимается по-разному. Мерзловеды и криолитологи считают, что криогенез — это комплекс процессов, связанных с понижением температуры пород и появлением в них льда (Тютюнов, 1960; Конышев, Рогов, 1994; Романовский, 1993). В данной работе речь идет о палеокриогенных структурах, которые не содержат в настоящее время льда, но содержали его в прошлом. Поэтому мы основываемся на трактовке криогенеза, предложенной О.В. Макеевым (1974), понимавшим под ним совокупность

[#] Ссылка для цитирования: Таратунина Н. А., Рогов В. В., Стрелецкая И. Д. и др. (2024). Новые данные о возрасте и условиях развития позднеплейстоценового криогенеза на юге Прикаспийской низменности. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 2. С. 191–206. <https://doi.org/10.31857/S2949178924020107>; <https://elibrary.ru/PMWLK>

процессов физического, химического и биологического преобразования почвенной толщи, происходящих вследствие влияния отрицательных температур, т.е. при промерзании почв, пребывании их в промерзшем состоянии и протаивании” (1974, с. 7). Этому же мнению придерживался Э. Д. Ершов (2002), характеризуя криогенное текстурообразование в грунтах как результат процессов, протекающих при их промерзании, в мерзлом состоянии и при оттаивании. Такая трактовка является наиболее приемлемой и для изучения истории развития многолетнемерзлых пород, поскольку изучаемые криогенные структуры в своем существовании прошли две стадии: 1) промерзания и образования льда в отложениях; 2) протаивания, деградации льда и заполнения структуры оттаявшими отложениями. Каждая из стадий оставила свои следы, формируя те или иные черты криогенных структур как в макро-, так и в микромасштабе.

Одним из наиболее интересных районов для изучения истории криогенеза на юге Восточно-Европейской равнины является Прикаспийская низменность. Работы по реконструкции природных условий для Прикаспийской низменности выполнялись многими авторами (Шкатова, 1975; Янина, 2012; Tudryn et al., 2013; Свиточ, 2014). Здесь, в многочисленных естественных обнажениях долины р. Волги, вскрываются различные по форме и генезису структуры предположительно криогенного генезиса (Васильев, 1961; Москвитин, 1962; Шкатова, 1975). Указанные структуры встречаются как в субаэральных отложениях (лёссово-почвенные серии), так и аллювиальных и эстуарно-морских. В последние годы наметился существенный прогресс в характеристике новейших отложений региона и реконструкции палеогеографических условий различных этапов плейстоцена, связанный с применением комплекса современных палеогеографических методов (Болиховская и др., 2017; Költringer et al., 2020; Költringer et al., 2021; Zastrozhnov et al., 2020; Kurbanov et al., 2021).

Для Нижнего Поволжья были опубликованы первые данные о строении КС (Рогов и др., 2020), возрасте их образования (Taratunina et al., 2021), палеогеографических условиях их формирования (Таратунина и др., 2023). При этом основные результаты были получены по КС, обнаруженным в лёссово-почвенных сериях ательской свиты, которые наиболее характерны для северной части Нижнего Поволжья (Költringer et al., 2020). Продолжение этих работ в виде обследования естественных обнажений в долине Волги позволило найти подобные

структуры в разрезах Косика и Черный Яр в южной части Нижнего Поволжья. Изучение этих объектов имеет большое значение для понимания этапов развития природной среды юга Прикаспийской низменности, определения влияния трансгрессивно-регрессивных циклов Каспийского моря на рельеф, а также открывает перспективы для более детальных реконструкций этапов максимального распространения криолитозоны на юго-востоке Восточно-Европейской равнины.

В целях установления закономерностей формирования криогенных структур в различных генетических типах четвертичных отложений Нижнего Поволжья, уточнения этапов развития и границ максимального распространения криолитозоны на территории юго-востока Русской равнины нами охарактеризована морфология криогенных структур, изучены морфоскопия кварцевых зерен и микростроение отложений, рассчитан коэффициент криогенной контрастности, выполнено абсолютное датирование.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

В четвертичное время рельеф Прикаспийской низменности подвергался преобразованию в ходе обширных трансгрессий Каспийского моря, в связи с чем широкое развитие получили отложения морского генезиса (Свиточ, 2014). На юге Нижнего Поволжья выделяются два крупных геоморфологических района — южный и северный, границу между которыми можно условно провести по уступу поверхности с абс. отм. ~ 0 м (Свиточ, 2014). В северном районе разрезами вскрывается строение раннехвалынской морской террасы (абс. отм. 0—45—50 м), отложения которой представлены глинами и суглинками (Янина, 2012). Южный район представляет собой поверхность более низкой позднехвалынской террасы. Равнина осложнена бэровскими буграми, которые чередуются с понижениями, образуя грядовый рельеф. Бэровские бугры сложены песками и грубыми супесями желтой, коричневой и буроватой окраски (бэровской толщей). В рамках настоящего исследования проведены работы на многочисленных естественных обнажениях-обрывах, вскрывающих верхнеплейстоценовые отложения (рис. 1).

В южной части района выделяются значительные по мощности серии разновозрастных отложений каспийских трансгрессивных этапов (бакинский, хазарский, гирканский, хвалынский), а также

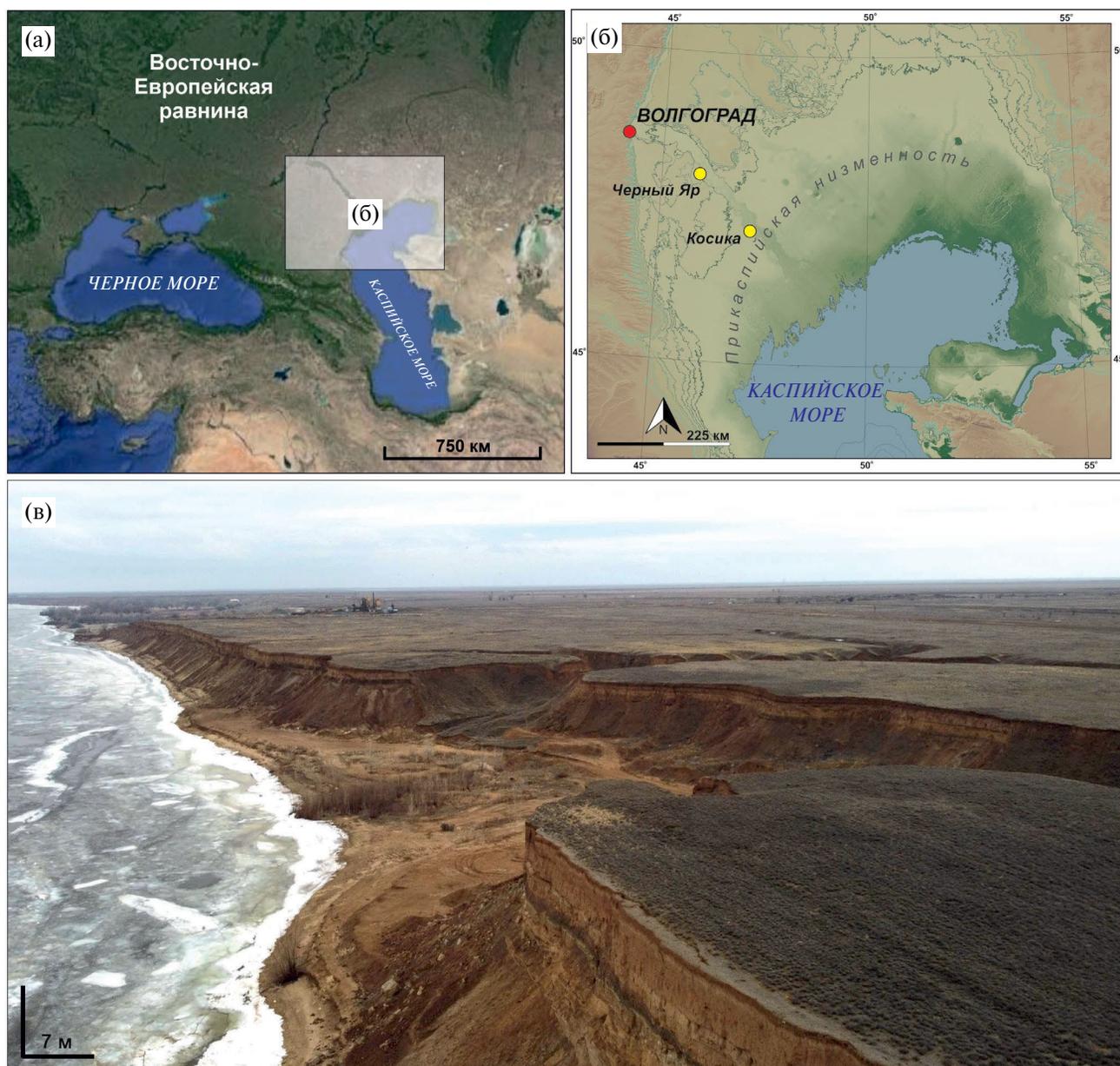


Рис. 1. Район исследований: (а, б) — расположение территории и изученных разрезов; (в) — общий вид местности в районе Черного Яра.

Fig. 1. Studied area: (a, б) — the location of the area and studied sections; (в) — general view on the relief of the southern part of the Lower Volga Region (Chernyy Yar location).

незначительные по мощности и спорадически распространенные горизонты сохранившихся аллювиальных и субаэральных осадков (Янина, 2012). Особенностью седиментогенеза в данном районе является значительное влияние Каспийского моря, выраженное в трансгрессивных аккумулятивных фазах осадконакопления, а также размывах отложений, определивших неполноту геологической летописи.

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1. Полевые работы

В ходе полевых работ выполнялся поиск наиболее полных обнажений, содержащих структуры, описанные ранее как криогенные (Федоров, 1957; Васильев, 1961; Москвитин, 1962; Шкатова, 1975; Свиточ, Янина, 1997). Из серии обследованных обнажений выбраны

два, содержащих наиболее выраженные КС: Черный Яр и Косика. Здесь подготовлены расчистки, выполнено детальное послойное описание отложений, измерение морфометрических параметров структур, их фотофиксация и зарисовка, опробование (заполнителя, вмещающих и перекрывающих отложений) на литологические исследования, OSL датирование. Всего в двух разрезах изучено и опробованы породы из семи структур.

3.2. Аналитические исследования

Лабораторное изучение отложений выполнено в Институте криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, на Географическом факультете МГУ, в Институте географии РАН, в Скандинавской лаборатории люминесцентного датирования (Орхусский университет).

Согласно концепции В. Н. Конищева (1981), в криолитозоне в результате разрушения минеральных составляющих отложений формируется особая криогенная организация минерального вещества, выражающаяся в своеобразном распределении его составляющих по гранулометрическому спектру. Для оценки влияния перигляциальных условий на формирование отложений был предложен коэффициент криогенной контрастности (ККК), характеризующий распределение максимального количества основных породообразующих минералов (кварца и полевого шпата) во фракциях крупной пыли (0.05–0.01 мм) и тонкого песка (0.1–0.05), в которых они накапливаются в ходе криогенеза (Конищев, Рогов, 1994). В качестве подготовительной стадии для минералогического анализа использовался метод влажного ситования (для получения крупноалевритовой и тонкопесчаной фракций). Далее образец каждой фракции высушивался, растирался в агатовой ступке и укладывался в кювету для дальнейшей загрузки в дифрактометр для определения минерального состава выделенных фракций. Определение ККК выполнено для 16 образцов с использованием рентгеноструктурного дифрактометра D2 PHASER (Bruker). Для оценки степени криогенной переработки осадка проведен расчет ККК — как для вмещающих отложений, так и для заполнителя структур.

Изучение микростроения отложений проводилось в двух аспектах: 1) изучение микростроения образцов ненарушенного сложения по сколам небольших образцов (0.5–1.0 см³); 2) изучение микротекстурных характеристик поверхности кварцевых зерен по выборке 20 зерен для каждого образца (Таратунина и др., 2023). Последнее обусловлено тем, что морфологические характеристики кварцевых частиц являются важным диагностическим признаком в определении генезиса осадков.

Абсолютное датирование выполнено методом оптически стимулированной люминесценции (OSL) для 5 образцов разреза Черный Яр по методике, описанной в статье (Kurbanov et al., 2021). OSL датирование многократно успешно применялось для определения возраста криогенных структур, путем датирования пород заполнителя структур, перекрывающих и подстилающий отложений (Buylaert et al., 2009; Вольвах и др., 2021). Результаты люминесцентного датирования разреза Косика опубликованы в работе (Butuzova et al., 2022). Все измерения выполнены по навескам зерен кварца и калиевого полевого шпата на стальных дисках (8 мм в диаметре для кварца и 2 мм для полевых шпатов) на стандартном ТЛ/OSL ридере Risø, модель DA-20, оснащенном калиброванным бета-источником изотопа стронция-90. Концентрации радионуклидов в отложениях измерены с помощью гамма-спектрометра высокого разрешения. Надежность полученных датировок определялась на основе сравнения трех протоколов и датировок по кварцу и по калиевым полевым шпатам (Курбанов и др., 2022). Применение абсолютного датирования позволило установить хронологию этапов развития криогенеза.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разрез Черный Яр (рис. 1, (б); 2) расположен в 1 км южнее одноименного села ($H_{\text{абс}}$ 4.5 м, координаты 48.0321° N, 46.1116° E) в песчаном карьере на правом берегу р. Волги. В строении разреза выделяются субаэральные, аллювиальные и морские пачки отложений. Ниже современной почвы (слой 1) залегает палеопочва глинистого состава (слой 2). Ниже (слои 3–6) — пески различного состава: с косой слоистостью и без слоистости, слой 5 насыщен раковинами каспийских моллюсков (*Didacna protracta*, *D. trigonoides*, *Dreissena rostriformis*) (Свиточ, Янина, 1997). Слои 7–8 представлены тонкодисперсными пойменными отложениями и осадкам мелководного бассейна. Их переход в залегающую ниже мощную толщу руслового аллювия (слой 11) подчеркнут горизонтом плотного цементированного песка (слои 9–10). Нижняя часть разреза представлена толщей аллювия — горизонтом черной свиты Нижнего Поволжья (слой 11), в котором выделяется несколько слоев и многочисленные костные остатки крупных сухопутных животных (*Mammuthus trogonterii chosaricus*, *Equus caballus chosaricus* и др.) (Свиточ, Янина, 1997).

В разрезе Черный Яр вскрыты многочисленные структуры предположительно криогенного генезиса (рис. 2). Они присутствуют на протяжении всего

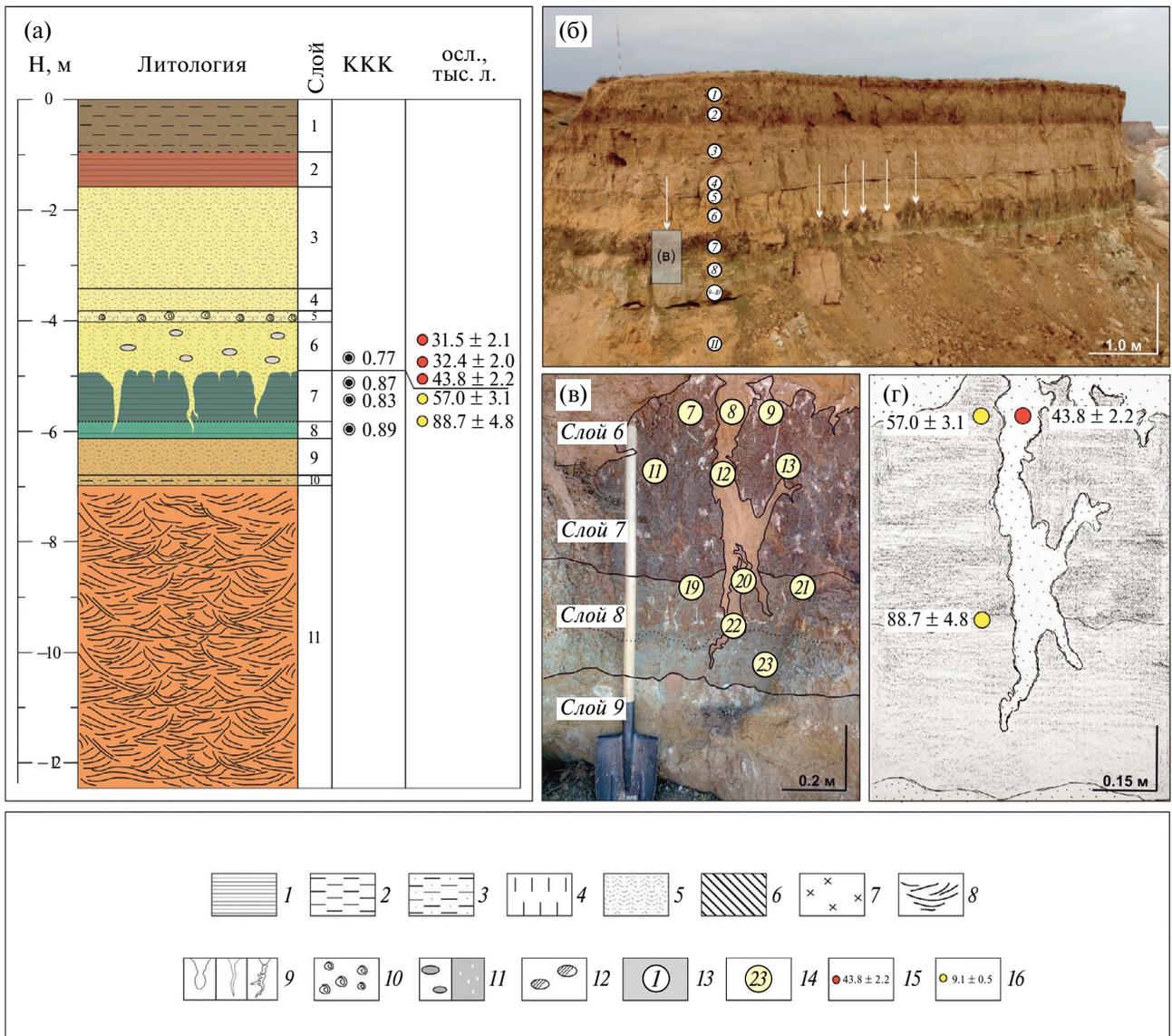


Рис. 2. Разрез Черный Яр: (а) — схема разреза с результатами расчета коэффициента криогенной контрастности, OSL датирования, цвет отложений отражает естественный цвет осадка; (б) — общий вид (белые стрелки указывают на кровлю исследованных структур); (в) — опробованная структура (номера обозначены точки отбора образцов для литологического анализа); (г) — зарисовка опробованной структуры с результатами OSL датирования отложений.

1 — глина; 2 — суглинок; 3 — супесь; 4 — лёсс; 5 — песок; 6 — переотложенный осадок; 7 — палеопочвы; 8 — слоистость; 9 — структуры по типу криогенных; 10 — малакофауна; 11 — карбонаты (конкреции и примазки); 12 — кротовины; 13 — номера слоев; 14 — точки отбора образцов на литологические анализы; 15 — возраст OSL, тыс. л. (заполнитель структур и перекрывающих отложений); 16 — возраст OSL, тыс. л. (вмещающие отложения).

Fig. 2. Chernyy Yar section: (a) — the scheme of the section with the coefficient of cryogenic contrast, OSL dating results, the color of the deposits reflects the natural color of the sediments; (б) — general view (white arrows show studied structures); (в) — sampled structure (numbers indicate sampling points for lithological analysis); (г) — sketch of the sampled structure with the results of OSL dating.

1 — clay; 2 — loam; 3 — sandy loam; 4 — loess; 5 — sand; 6 — redeposited sediment; 7 — paleosols; 8 — stratification; 9 — cryogenic-like structures; 10 — malacofauna; 11 — carbonates (concretions and admixtures); 12 — krotovinas; 13 — layers numbers; 14 — sampling points for lithological analyses; 15 — OSL age, ka (structures filler and overlying sediments); 16 — OSL age, ka (enclosing sediments).

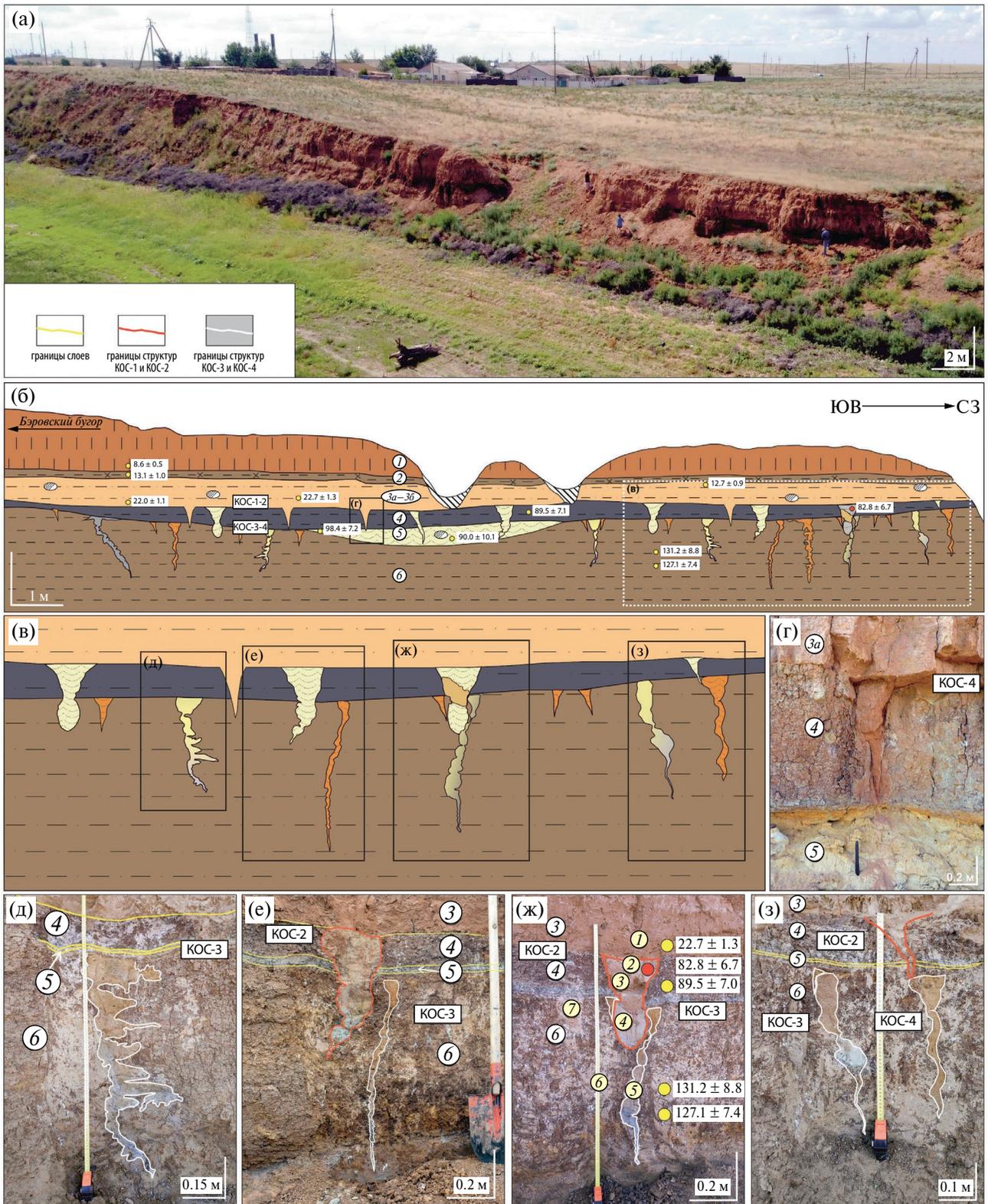


Рис. 3. Разрез Косика: (а) — общий вид; (б) — схема разреза (по Butuzova et al., с изменениями); (в) — фрагмент с рис. 3, (б); (г) — клиновидная структура горизонта КОС-1; (д) — структура горизонта КОС-3 с горизонтальными отрогками; (е) — клиновидная, заполнена бежевым песком, структура горизонта КОС-2 (красный контур) и тонкая, длинная, заполнена рыжим песком (белый контур) структура КОС-4; (ж) — мешкообразная структура КОС-2 (красный контур), наложенная на структуру КОС-3, а также результаты датирования отложений; положение дат показано по горизонтам условно; (з) — структуры КОС-2 (красный контур), КОС-3 (слева, хвостовая

обнажения, где заложен разрез, а также в различных стенках карьера к югу и северу. В работе (Шкатова, 1975) эти структуры описаны как “сингенетичные мерзлотные деформации в пойменном аллювии” и “щельники, выполненные ахтубинскими песками”. Деформации расположены на расстоянии до 1.5 м друг от друга и имеют неровные границы, различную форму и вертикальную протяженность. Изучена и опробована одна из псевдоморфоз клиновидной формы вертикальной протяженностью ~1.2 м (рис. 2, (в)). Раскрытие по верху у нее составляет 10 см, однако ниже структура расширяется до 20 см, а в центральной части сужается с разделением на два ветвящихся хвоста. Вмещающие отложения (слой 7) представлены глинами с сетчатой, предположительно, посткриогенной текстурой и следами почвообразования в верхних 30 см. Перекрывающие отложения и слагающие собственно тело жилы, представляют собой песок среднезернистый (слой 6). Границы структур четкие. Размеры структур различны: некоторые из них меньше (40—60 см по вертикали, тонкие), другие крупнее и шире и имеют воронкообразную форму.

Разрез Косика (рис. 1, (б); 3) расположен на правом берегу р. Волги, в 500 м к северо-западу от одноименного села ($N_{\text{абс}} 1.0 \text{ м}, 47.0993^\circ \text{ N}, 47.2043^\circ \text{ E}$), и является самым южным обнажением, в котором встречены криогенные структуры в Нижнем Поволжье. Разрез вскрывает строение бэровского бугра и отражает историю Нижнего Поволжья в хвалынскую (слои 1—3) и позднехазарскую (слои 6—7) эпохи (Butuzova et al., 2022), между которыми наблюдается перерыв в осадконакоплении. Молодые (хвалынские) осадки представлены красноватыми супесями, в то время как более древние (хазарские) слои характеризуются суглинистым и глинистым составом отложений с высоким содержанием гипса. В разрезе Косика вскрываются весьма разнообразные и сложные структуры по типу псевдоморфоз, образующие несколько горизонтов по времени формирования и по положению с вышележащими и нижележащими отложениями.

Первый горизонт структур (КОС-1), берущих начало на границе слоев 3а и 4 и секущих слой 4, представлен клиновидными формами до 50 см по вертикали, с четкими границами и заполнителем из рыжего сцементированного материала слоя 3а — раннехвалынских осадков (рис. 3, (г)).

Структуры *второго* горизонта (КОС-2) также берут начало под красновато-коричневой супесью (слой 3), секут нижележащий горизонт плотной супеси (слой 4) и тонкий прослой желтого песка (слой 5). Однако, в отличие от КОС-1, внедряются в плотную коричневую супесь слоя 6 (рис. 3, (е, ж, з), красный контур); хвост таких структур заполнен однородным сцементированным среднезернистым бежевым песком с голубым оттенком, а в верхней части — рыхлым бежевым песком. Одни структуры горизонта КОС-2 имеют клинообразную форму (например, рис. 3, (е)), другие — четкую мешкообразную форму с округлым нижним краем, заполнены рыхлым бежевым песком (рис. 3, (ж)); иногда псевдоморфозы нарушены кротовинами. Как видно из рис. 3, (ж), псевдоморфоза наложена на структуры нижних криогенных горизонтов. Границы описанных структур с вмещающими отложениями четкие; материал заполнителя отсутствует выше в разрезе. Вертикальная протяженность структур КОС-2 40—60 см, горизонтальная — 25—30 см.

Клиновидные структуры *третьего* (КОС-3) и *четвертого* (КОС-4) горизонтов берут начало на 2 см ниже верхней границы слоя 6 и представлены псевдоморфозами различной конфигурации. Структуры КОС-3 имеют вертикальную протяженность 60—65 см, ширину до 25 см; заполнены в верхней части рыхлым бежевым песком, в хвостовой — серо-голубым сцементированным песком (рис. 3, (д, з)); границы четкие, неровные, извилистые, иногда — с горизонтальными отрезками (рис. 3, (д)). Всего в стенке вскрыто четыре таких структуры; материал одной из них полностью окрашен в сине-серый цвет. Материал заполнителя выше в разрезе отсутствует. Структуры КОС-4 представлены псевдоморфозами с четкими границами, выраженной клиновидной



часть сцементирована) и КОС-4 (справа), заполненные рыхлым песком. Цвет на схемах отражает естественный цвет осадка. Усл. обозначения на рис. 2.

Fig. 3. The Kosika section: (а) — general view; (б) — section scheme (according to Butuzova et al., with additions); (в) — fragment from fig. 3, (б); (г) — wedge-shaped structure of КОС-1 horizon; (д) — structure of horizon КОС-3 with horizontal schliers; (е) — wedge-shaped structure filled with beige sand of КОС-1 horizon (red outline), and thin, long structure filled with red sand (white outline) of КОС-4 horizon; (ж) — bag-shaped structure of КОС-2 (red outline) inflicted on the structure of КОС-3, also the results of OSL dating of the deposits of the Kosika section, the position of dates is shown by horizons conditionally; (з) — structures of КОС-3 (left) and КОС-4 (right) filled with loose sand, the tail of the left one is cemented. The color in the schemes reflects the natural color of the sediments. Symbols are in fig. 2.

формой; заполнены рыжим среднезернистым песком, отсутствующим выше в разрезе (рис. 3, (е, з)). Структуры тонкие, извилистые, 15—30 см по вертикали, 7—10 см в широкой части. Структуры разреза Косика выделены в отдельные горизонты ввиду различий в форме границ, вертикальной протяженности и заполнителя.

4.1. Абсолютный возраст

Для разреза Черный Яр получено пять OSL дат (Таратунина, 2022). Три из них позволяют зафиксировать время формирования структур в разрезе (ЧЯ-1). Возраст верхней части отложений слоя 6 (вмещающие отложения, образец № 7 на рис. 2, (в)) определен в 57.0 ± 3.1 тыс. л. н.; для перекрывающих жилу отложений (слой 6) получена дата 32.4 ± 2.0 тыс. л. н.; возраст заполнителя жилы (образец № 8 на рис. 2, (в)) определен в 43.8 ± 2.2 тыс. л. н. Голубые глины слоя 8 датируются 88.7 ± 4.8 тыс. л. н. Для определения возраста структур разреза Косика использованы полученные ранее результаты (Butuzova et al., 2022). Датирование для обоих разрезов выполнялось по единой методике, описанной в (Butuzova et al., 2022), где приведено и обоснование надежности результатов.

Микростроение вмещающих, перекрывающих отложений и заполнителя КС разреза Черный Яр изучено с применением сканирующей электронной микроскопии. Особое внимание уделялось таким параметрам частиц, как форма и рельеф поверхности кварцевых зерен, которые несут признаки их перемещения различными природными агентами, обработки и накопления в определенных условиях (наличие сколов, включения агрегатов, органические и минеральные примеси). Верхняя часть вмещающих отложений (слой 7) разреза Черный Яр характеризуется присутствием остатков растений, наличием пор диаметром 0.4 мм с уплотненными стенками.

Морфология кварцевых зерен разреза Черный Яр верхней части слоя 7 (зона интенсивного преобразования) разнообразна: встречены угловатые частицы с раковистыми сколами (рис. 4, (а, б)), параллельными бороздами (рис. 4, (в)), белыми стрелками, свежими и сглаженными поверхностями (рис. 4, (в, г)); в то же время присутствуют изометричные окатанные зерна с поверхностью, покрытой многочисленными равномерно распределенными ямками, а также вытянутые зерна. На кварцевых частицах, помимо раковистых сколов, присутствуют следы травления (рис. 4, (д)). Агрегаты представлены дру-

зами и кристаллами карбоната кальция (рис. 4, (е)). Отложения слоя 8 (зона хвостовой части криогенной структуры) характеризуются зернами со сглаженными гранями, на некоторых присутствуют бороздки, заполненные повторно осажденным кремнием, на других — следы травления. Отложения слоя 6, формирующие тело структуры, характеризуются более округлыми зернами кварца со следами травления, серповидными бороздками.

В разрезе Косика горизонты со структурами залегают один над другим, и в целом вмещающими отложениями служат одни и те же слои, хотя заполнитель структур выше в разрезе отсутствует (за исключением КОС-1). Следовательно, отложения, являющиеся источником материала, который заполнил структуры, был денудирован. Отложения слоя 6 (рис. 3, (ж), образцы № 6, 7 на желтом фоне) представлены тонкодисперсной фракцией с большим количеством агрегатов; встречены остроугольные зерна кварца (рис. 5, (а)). В песчаных отложениях, формирующих тело псевдоморфоз (рис. 3, (ж), образцы № 2—5), морфология кварцевых частиц представлена преимущественно хорошо окатанными (рис. 5, (б)) и изометричными зернами с ямчатым рельефом (рис. 5, (в)), в плотной рубашке; некоторые зерна остроугольные, со сколами (рис. 5, (г)). Присутствуют агрегаты, центральная часть которых сложена тонкой фракцией, а периферийные части — более крупной (рис. 5, (д)). Присутствуют друзы целестина и иголки кальцита как на поверхности, так и в виде отдельных сростков, микроконкреции железа (рис. 5, (е)) и микро друзы циркона.

Расчет коэффициента криогенной контрастности (ККК) для отложений разреза Черный Яр показывает значения менее единицы: для песчаных отложений слоя 6 и заполнителя псевдоморфозы коэффициент составляет 0.77; слои 7—8 (вмещающие структуры отложения) характеризуются значениями 0.83—0.89.

Для разреза Косика ККК рассчитан для вмещающих и заполняющих псевдоморфозы отложений (12 образцов). Для слоев 1—3 значения коэффициента находятся в пределах 0.84—0.95. В нижней части разреза (слои 4—6), где заключены все криогенные структуры, значения ККК составляют около или более 1: в слое 4 отмечается самое высокое значение коэффициента по всему разрезу — 1.13. В слое 5 значение коэффициента составляет 0.90; для нескольких образцов вдоль верхней границы слоя 6 — более единицы (1.01—1.07), в то время как нижние горизонты слоя 6 характеризуются коэффициентом менее единицы и убывают с глубиной.

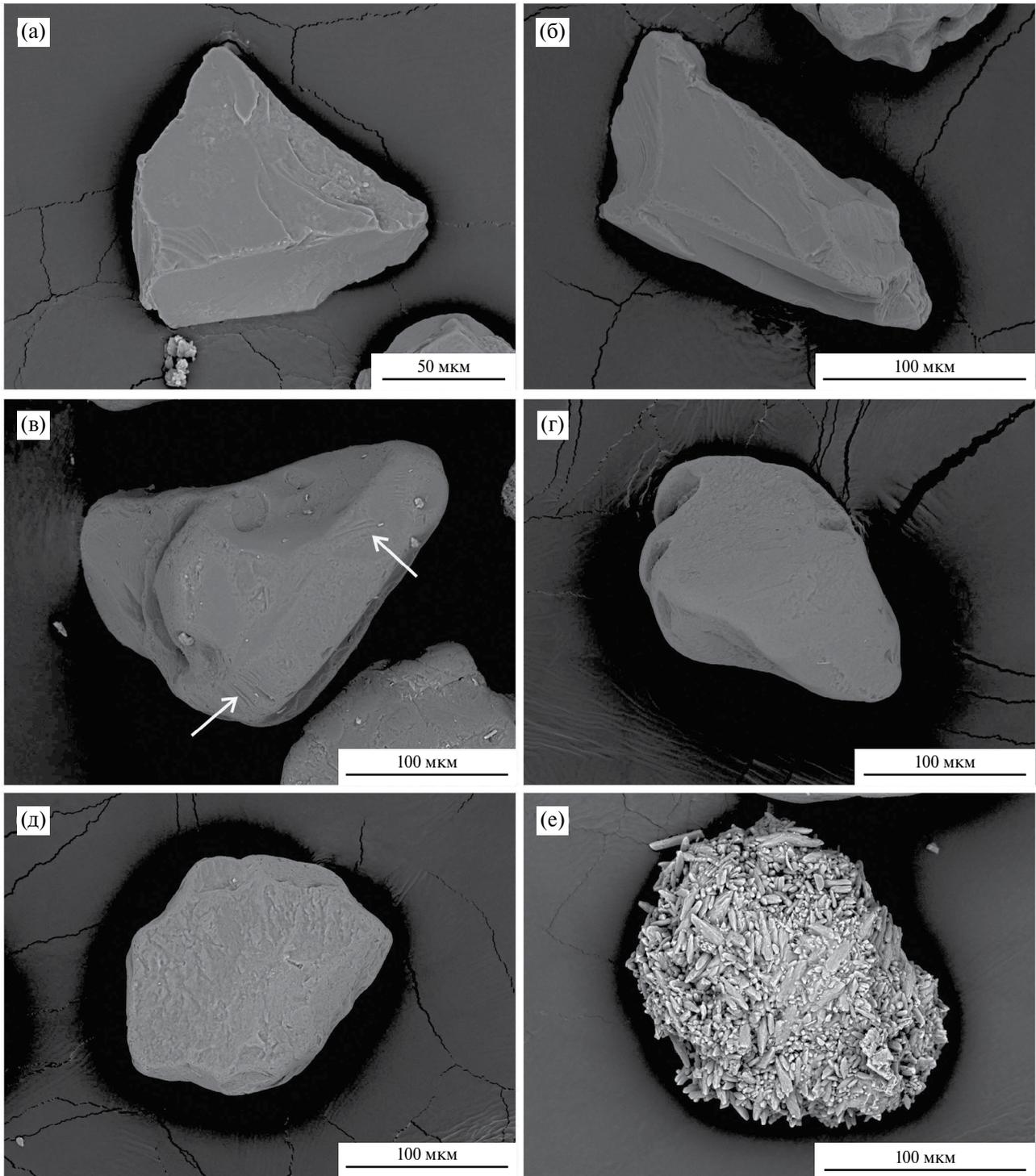


Рис. 4. Морфология кварцевых зерен и агрегатов вмещающих псевдоморфозу отложений (слои 7–8) разреза Черный Яр: (а) — угловатое зерно с раковистыми сколами; (б) — зерно со сколами и свежей поверхностью; (в) — угловатое зерно со сглаженными углами и параллельными бороздами (белые стрелки); (г) — вытянутое зерно со сглаженными гранями; (д) — следы травления на поверхности зерен; (е) — агрегат, сложенный кальцитом.

Fig. 4. Morphology of quartz grains and aggregates of deposits that enclosing ice-wedge casts (layers 7–8), Chernyy Yar section: (a) — angular quartz grain with conchoidal chips; (б) — grain with chips and a fresh surface; (в) — angular grain with smoothed angles and parallel grooves (white arrows); (г) — elongated grain with smooth edges; (д) — traces of etching on the grain surface; (e) — calcite aggregate.

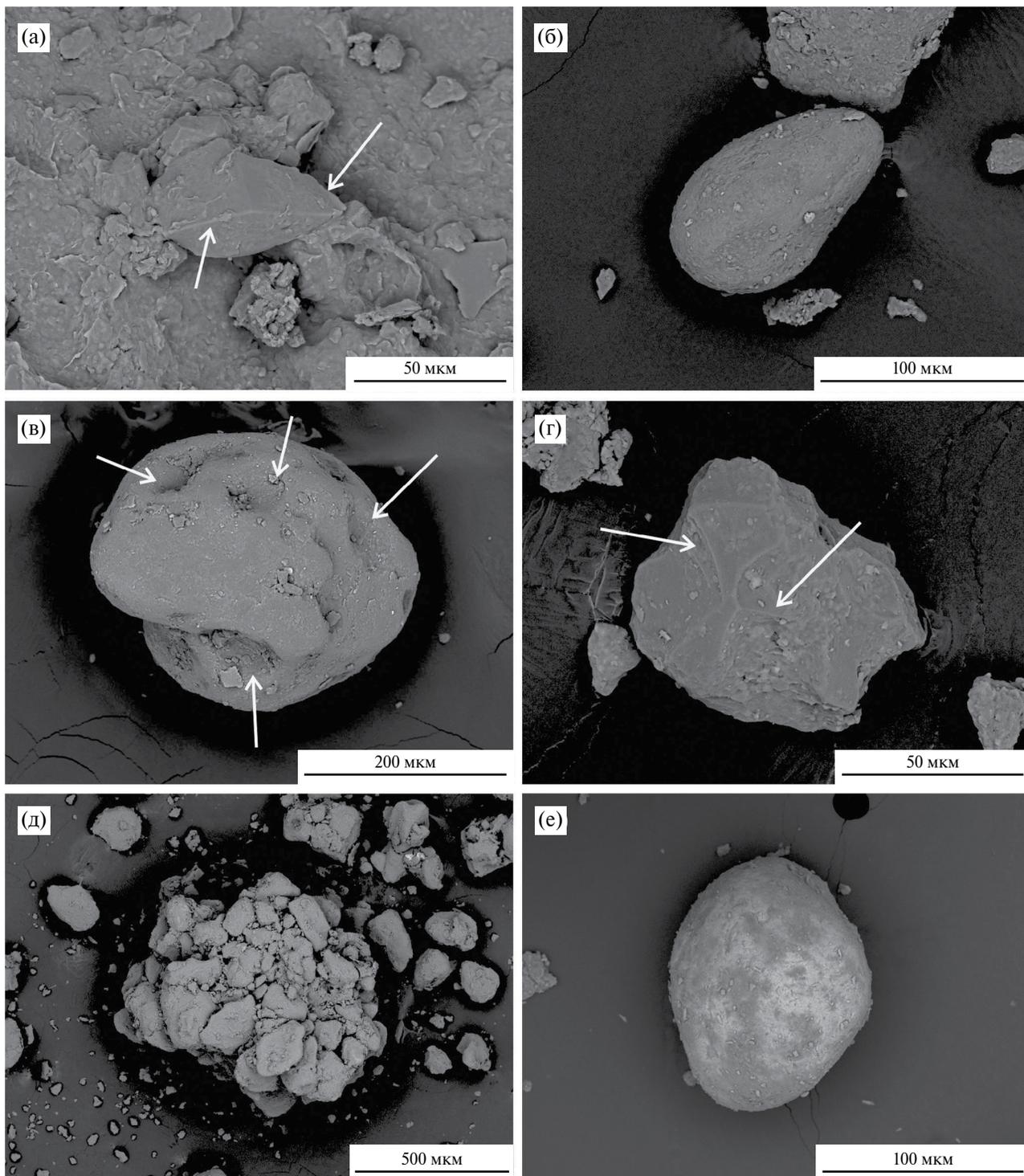


Рис. 5. Морфология кварцевых зерен отложений разреза Косика: (а) — угловатое кварцевое зерно (слой 7); (б) — продолговатое хорошо окатанное зерно (отложения псевдоморфозы с рис. 3, (д)); (в) — зерно кварца с ямчатым рельефом (отложения псевдоморфозы с рис. 3, (з)); (г) — кварцевое зерно со сколами (отложения псевдоморфозы с рис. 3, (з)); (д) — агрегат с частицами разного гранулометрического состава (псевдоморфоза с рис. 3, (з)); (е) — железистая конкреция (псевдоморфоза рис. 3, (д)).

Fig. 5. Morphology of quartz grains of the Kosika section: (a) — angular quartz grain (layer 7); (б) — elongate, well-rounded grain (from ice-wedge cast deposits, fig. 3, (д)); (в) — quartz grain with pits (from ice-wedge cast deposits, fig. 3, (з)); (г) — quartz grain with chips (from ice-wedge cast deposits, fig. 3, (з)); (д) — aggregate with particles of different size (from ice-wedge cast deposits, fig. 3, (з)); (е) — ferruginous nodule (pseudomorphosis from fig. 3, (д)).

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Флуктуации уровня Каспийского моря наравне с малыми уклонами поверхности Прикаспийской низменности способствовали широкому развитию лагун и лиманов на данной территории (Бадюкова, 2021). Выделенные в разрезах Черный Яр и Косика структуры зафиксированы в лиманно-морских отложениях. Структуры, получившие развитие в данном типе отложений, отличаются большими размерами по сравнению с зафиксированными в лёссово-почвенных сериях, и представлены заключенными в глинистых отложениях клиновидными и мешкообразными псевдоморфозами вертикальной протяженностью 30—130 см, а также псевдоморфозами мощностью до 65 см с горизонтальными отрогками.

Морфология изученных структур, особенности соотношения вмещающих отложений и заполнителя (четкие границы, заполнение вышележащим материалом, более широкая верхняя часть структур, сегрегационные отрогки, сетчатое организация структур при горизонтальной зачистке) указывают на криогенный характер их формирования.

Структуры разреза Косика берут начало на границе слоев 3/4 и 5/6, поэтому для оценки времени их формирования было важно определить возраст отложений вблизи границ указанных слоев.

Имеющиеся данные указывают на время формирования слоя 6 в МИС 5e (даты 127.1 ± 7.4 и 131.2 ± 8.8), а накопление отложений слоев 4 и 5 происходило в один цикл развития палеолагун в МИС 5c или 5b (даты 98.4 ± 7.2 , 90.0 ± 10.1 и 89.5 ± 7.0). Исходя из этих данных время формирования структур КОС-4 и КОС-3, расположенных в кровле слоя 6, наиболее логично соотнести с фазой похолодания МИС 5d ($115—105$ тыс. л. н.).

Формирование структур двух горизонтов произошло в период осушения территории, при переходе к субаэральному осадконакоплению: сформировались клиновидные псевдоморфозы вертикальной протяженностью до 30 см, в настоящее время заполненные рыхлым рыжим песком (КОС-4); псевдоморфозы мощностью до 65 см с горизонтальными отрогками, заполненные в верхней части также рыжим песком, а в хвостовой — цементированным серо-синим песком (КОС-3). Заполнитель структур отсутствует выше в разрезе. Более детальное подразделение этапов криогенеза возможно в будущем при увеличении количества датировок.

Формирование структур этих горизонтов, вероятно, происходило при разных гидроморфных условиях: малые размеры и высокая степень ожелезнения заполнителя свидетельствуют о меньшей

увлажненности и существовании окислительных условий (КОС-4), в то время как в КОС-3 структуры отличаются большими вертикальными размерами, наличием горизонтальных шпиров, неровными границами, цементированным материалом и потемнением в хвостовой части.

Интересны результаты расчета ККК, которые для верхней части позднехазарских осадков (слой 6) составляют $0.93—1.13$, что соответствует представлениям о многократном циклическом промерзании-протаивании отложений либо существовании маломощной многолетней мерзлоты. ККК для нижней части слоя 6 характеризуется меньшими значениями (0.89), что свидетельствует о меньших количествах циклов промерзания-оттаивания для этого уровня отложений. Таким образом, наблюдается интенсивное криогенное преобразование верхней части толщи морских осадков, убывающее с глубиной.

Для горизонта КОС-2 описаны мешкообразные псевдоморфозы с однородным песчаным заполнителем, отсутствующим выше в разрезе. Структуры вертикальной протяженностью до 40 см внедряются в толщу плотных супесей (слой 4). По песчаному материалу заполнителя одной из структур (рис. 3, ж) получена дата 82.8 ± 6.7 тыс. л. н. Также получена дата по вмещающим отложениям (слой 4) — 89.5 ± 7.0 тыс. л. н. Таким образом, заполнение криогенных структур произошло не позднее ~ 82 тыс. л. н., что позволяет говорить о времени формирования структур верхнего горизонта КОС-1 на этом участке в период $\sim 83—90$ тыс. л. н., что, с учетом доверительных интервалов, укладывается в завершающий этап похолодания морской изотопной стадии МИС 5b (Railsback et al., 2015).

Структуры горизонта КОС-1 секут толщу слоя 4 и заполнены материалом вышележащего слоя 3a, для нижней части которого получены даты 22.7 ± 1.3 и 22.0 ± 1.1 тыс. л. В связи с этим мы оцениваем время формирования криогенных структур КОС-1 в $\sim 23—22$ тыс. л. н.

Для отложений криогенных горизонтов разреза Косика и отдельных структур в них проведен расчет коэффициента криогенной контрастности, который показал, что вмещающие отложения характеризуются более высокими значениями ККК (до 1.13), которые убывают по профилю вмещающих структуры отложений с глубиной. Это закономерно, поскольку вмещающие отложения проходят через большее количество циклов промерзания-протаивания, а значит испытывают более интенсивное криогенное преобразование. Морфология кварцевых зерен также несет в себе следы криогенного воздействия: вмещающие

отложения характеризуются многочисленными кварцевыми зёрнами со сколами, раковистыми изломами криогенного характера; присутствует большое количество агрегатов. Заполнитель структур представлен преимущественно хорошо окатанными песчаными зёрнами со следами эолового переноса, в плотной “рубашке”. Последнее свидетельствует о нахождении материала в водной среде, вероятно, после осадконакопления.

В разрезе Черный Яр выделен один горизонт со структурами (ЧЯ-1), выраженный в виде псевдоморфоз мощностью до 1.3 м, с неровными границами, ответвлениями в хвостовой части и заполнением вышележащим песчаным материалом. Структуры нарушают верхнюю часть слоя 7 с признаками почвообразования, которые свидетельствуют о начале осушения бассейна в завершающую стадию формирования этого горизонта с образованием дневной поверхности и развитием гидроморфной палеопочвы. По результатам датирования разреза Черный Яр можно сделать вывод, что до ~57—55 тыс. л. н. на данной территории существовал бассейн эстуарного типа (накопление отложений горизонтов 7—8). Даты верхней части слоя 7 (57.0 ± 3.1 тыс. л. н.) и заполнителя структур (43.8 ± 2.2 тыс. л. н.) позволяют отнести время формирования структур к ~43 тыс. л. н., т.е. к периоду похолодания МИС 3b, когда на низких геоморфологических уровнях, на участках с повышенным увлажнением существовали условия для формирования мерзлых пород. Наиболее вероятным механизмом заполнения песком протаявших клиньев является эоловый перенос. Так как сам факт существования мерзлоты фиксирует дневную поверхность на этом участке, предположить попадание песчаных частиц склоновыми процессами в равнинной Прикаспийской низменности, либо в результате аллювиальных и прибрежно-морских процессов, которые бы деформировали поверхность слоя, измятого криогенезом, не представляется возможным. Даже если песчаный материал и поступал с ближайших морских, либо речных пляжей, либо потенциальных склоновых чехлов, последним агентом транспорта должен был быть эоловый перенос, что позволяет считать датировку по заполнителю, с учетом особенностей OSL датирования, наиболее надежной.

Изучение в разрезе Черный Яр микростроения вмещающих и формирующих псевдоморфозу отложений горизонта со структурами показало, что кварцевые зёрна имеют как признаки криогенной переработки (угловатый облик, сколы на поверхности), так и сохранили признаки обстановок седиментации (изометричную и окатанную эоловую

форму, сглаженные грани, мелкоямчатый рельеф, серповидные бороздки водной обработки). Значения ККК для криогенного горизонта значительно ниже единицы, что, при условии существования мелководного бассейна и высокой влажности отложений (ввиду глинистого состава), свидетельствуют о малых количествах циклов промерзания-протаивания, через которые прошли вмещающие отложения. Вероятно, произошел быстрый переход от субэаральных условий, в которых формировались криогенные структуры, к лиманно-морскому осадконакоплению и перекрытию существовавших криогенных структур водой.

Таким образом, в увлажненных (пойменных или периодически осушаемых лагунных) условиях, происходило промерзание-протаивание, что привело к формированию вертикальных и горизонтальных шлиров льда. В разрезе Косика, ввиду его особого геоморфологического положения (на низких уровнях), определявшего повышенное увлажнение, мы наблюдаем четыре криогенных горизонта, часть из которых не имела регионального значения, а формировалась в результате слабых и непродолжительных этапов промерзания увлажненных отложений. Вмещающие отложения носят признаки криогенной переработки (сетчатая текстура, кварцевые зёрна остроугольной формы со сколами, высокая агрегированность частиц), в то время как заполнитель представлен хорошо окатанными изометричными зёрнами.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное комплексное изучение строения двух опорных разрезов в южной части Нижнего Поволжья позволило подтвердить криогенное происхождение многочисленных КС и выделить четыре криогенных этапа. На основании полученных материалов о строении криогенных структур, анализа распределения коэффициента криогенной контрастности, литологической характеристики отложений выполнена реконструкция условий их формирования в позднем плейстоцене. Осадконакопление здесь происходило при интенсивном влиянии Каспийского моря, и, следовательно, в условиях большей увлажненности отложений, чем в других участках Прикаспийской низменности. В связи с этим структуры, получившие развитие в исследованном районе (Косика, Черный Яр), отличаются большими размерами по сравнению с теми, что зафиксированы в лёссово-почвенных сериях, и представлены клиновидными и мешкообразными псевдоморфозами в лиманно-морских отложениях.

Новые данные позволили уточнить хронологию и масштабы развития криогенеза в Нижнем Поволжье. Для разрезов Косика и Черный Яр выделены следующие этапы развития криогенеза:

I этап (КОС-4, КОС-3): ~115—105 тыс. л. н., МИС 5d, выраженный в прибрежно-морских отложениях в виде псевдоморфоз с различным песчаным заполнителем, с горизонтальными отростками.

II этап (КОС-2): ~90—83 тыс. л. н., граница МИС 5b — МИС 5a), зафиксированный в прибрежно-морских отложениях в виде мешкообразных и клинообразных структур 40—60 см, заполненных песчаным материалом, который выше в разрезе отсутствует.

III этап (ЧЯ-1): ~47—45 тыс. л. н., граница МИС 3c и МИС 3b, представлен псевдоморфозами в пойменных/лагунных отложениях, мощностью до 1,3 м по вертикали. Этап не имеет аналогов в других разрезах региона. Формирование таких структур определялось локальными факторами (рельефом, характером увлажнения, составом отложений, их теплоизоляцией и т. д.), что свидетельствует о существовании либо островной криолитозоны, либо условий глубокого сезонного промерзания.

IV этап (КОС-1): ~23—22 тыс. л. н., конец МИС 2, представлен клиновидными структурами в прибрежно-морских отложениях; заполнитель структур — переработанные осадки раннехвалынской трансгрессии.

На юге Прикаспийской низменности, где на протяжении всего позднего плейстоцена существовали в целом аридные условия, решающую роль в развитии криогенеза холодных этапов играли условия увлажнения. Ввиду этого наиболее выраженные криогенные структуры встречаются в тонкодисперсных прибрежно-морских отложениях, которые на момент криогенного воздействия были насыщены влагой. Разнообразие размещения криогенных структур как по отдельным разрезам Нижнего Поволжья (Рогов и др., 2020; Таратунина и др., 2023; Taratunina et al., 2021), так и по площади позволяет предположить, что особую роль при формировании структур имели местные особенности, в частности — геоморфологическая позиция поверхности (определяла увлажнение/льдистость осадков), генезис отложений и историческое прошлое района. Наиболее ярко криогенез проявился в тонкодисперсных, более влагоемких отложениях (палеопочвенных горизонтах, пойменных и морских осадках), в то время как в лёссовых отложениях ледниковых эпох криогенные явления не находят отражения.

Традиционно считалось, что граница максимального распространения криолитозоны позднего плейстоцена в Северном Прикаспии проходила

примерно по широте Волгограда (Величко и др., 1996, 2002). Проведенные исследования позволяют сдвинуть эту границу как минимум до с. Косика, т.е. на 250 км южнее. Ранее на основе климатических реконструкций уже предполагалось, что граница сплошной мерзлоты проходила южнее Волгограда (Vandenbergh et al., 2014), но наши исследования впервые предоставляют геологические доказательства этого. Криогенез наиболее выражен на участках с преобладанием гидроморфизма; другие, более сухие районы, также несут следы криогенного преобразования, однако степень выраженности и сохранности криогенных форм здесь ниже.

Изучение криогенных явлений весьма актуально для палеогеографических реконструкций, поскольку криогенные структуры фиксируют дневную поверхность, и наиболее ярко отражают эпизоды неполноты геологической летописи, в том числе давая возможность из материала заполнителя изучить отложения горизонтов, утерянных в результате денудационных процессов. Помимо этого, криогенные формы часто наследуют друг друга, что отражает неоднократность промерзания и многократность развития криогенеза в регионе.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Я.-П. Булярту и Э. С. Мюррею за помощь и рекомендации в проведении OSL датирования, а также анонимным рецензентам, комментарии которых существенно улучшили статью. Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ 19-77-10077 (OSL датирование), госзаданий НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, географический факультет МГУ (программа № 121051100135-0, палеогеографические реконструкции) и отдела палеогеографии четвертичного периода ИГ РАН (программа № 0148-2019-0005, полевые исследования). Исследование выполнено в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды” и при поддержке госзадания кафедры криолитологии, географический факультет МГУ (программа №121051100164-0, криолитологические исследования).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бадюкова Е. Н. (2021). Колебания уровня Каспийского моря в неоплейстоцене (была ли ательская регрессия?). *Океанология*. Т. 61. № 2. С. 320—329. <https://doi.org/10.31857/S0030157421010020>

- Болиховская Н. С., Янина Т. А., Сорокин В. М. (2017). Природная обстановка ательской эпохи (по данным палинологического анализа). *Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География*. № 6. С. 96—101.
- Васильев Ю. М. (1961). Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР. 128 с.
- Величко А. А., Морозова Т. Д., Нечаев В. П., Порожнякова О. М. (1996). Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука. 147 с.
- Величко А. А., Нечаев В. П., Баулин В. В. и др. (2002). Карта 2. Поздневалдайская — сартанская ледниковая эпоха (20 000—18 000 л. н.). Многолетняя мерзлота. В сб.: *Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет*. Под ред. А. А. Величко. М.: ГЕОС. С. 4—5.
- Вольвах Н. Е., Курбанов Р. Н., Вольвах А. О. и др. (2021). Первые результаты люминесцентного датирования лёссово-почвенных серий юга Западной Сибири (опорный разрез Ложок). *Известия РАН. Серия географическая*. Т. 85. № 2. С. 284—301. <https://doi.org/10.31857/S2587556621020151>
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. (2002). Отв. ред. А. А. Величко. М.: ГЕОС. 296 с.
- Ершов Э. Д. (2002). Общая геохронология: учебник. М.: Изд-во МГУ. 682 с.
- Конищев В. Н. (1981). Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука. 197 с.
- Конищев В. Н., Рогов В. В. (1994). Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во МГУ. 135 с.
- Курбанов Р. Н., Ульянов В. А., Анойкин А. А. и др. (2021). Первая люминесцентная хронология начального верхнего палеолита Восточного Казахстана (по материалам стоянки Ушбулак). *Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География*. № 5. С. 131—148.
- Макеев О. В. (1974). Проблемы почвенного криогенеза. В сб.: *Почвенный криогенез. К X Международн. конгрессу почвоведов*. М.: Наука. 1974. С. 7—17.
- Москвитин А. И. (1962). Плейстоцен Нижнего Поволжья. В сб.: *Труды ГИН АН СССР*. Вып. 64. М.: Изд-во АН СССР. 263 с.
- Рогов В. В., Стрелецкая И. Д., Таратунина Н. А. и др. (2020). Позднеплейстоценовый криогенез в Нижнем Поволжье. *Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География*. № 6. С. 73—85.
- Романовский Н. Н. (1993). Основы криогенеза литосферы: учебное пособие. М.: Изд-во МГУ. 336 с.
- Свиточ А. А. (2014). Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во МГУ. 272 с.
- Таратунина Н. А. (2022). Позднеплейстоценовый криогенез в Нижнем Поволжье: условия и хронология этапов развития. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ. 28 с.
- Таратунина Н. А., Рогов В. В., Стрелецкая И. Д. и др. (2023). Хронология и условия развития криогенеза в Прикаспийской низменности в позднем плейстоцене. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 54. № 3. С. 49—66. <https://doi.org/10.31857/S2949178923030118>
- Тютюнов И. А. (1960). Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре (криогенез). М.: Изд-во АН СССР. 133 с.
- Шкатова В. К. (1975). Стратиграфия плейстоценовых отложений низовьев рек Волги и Урала и их корреляция. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л.: ВСЕГЕИ. 25 с.
- Янина Т. А. (2012). Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ. 264 с.
- Butuzova E. A., Kurbanov R. N., Taratunina N. A. et al. (2022). Shedding light on the timing of the largest Late Quaternary transgression of the Caspian Sea. *Quat. Geochronology*. V. 73. P. 101378. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101378>
- Buylaert J. P., Ghysels G., Murray A. S. et al. (2009). Optical dating of relict sand wedges and composite-wedge pseudomorphs in Flanders, Belgium. *Boreas*. V. 38. № 1. P. 160—175. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00037.x>
- Költringer C., Stevens T., Bradák B. et al. (2020). Enviromagnetic study of Late Quaternary environmental evolution in Lower Volga loess sequences, Russia. *Quat. Res.* 25 p. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.73>
- Költringer C., Bradák B., Stevens T. et al. (2021). Palaeoenvironmental implications from Lower Volga loess — Joint magnetic fabric and multi-proxy analyses. *Quat. Sci. Rev.* V. 267. 107057. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107057>
- Kurbanov R., Murray A., Thompson W. et al. (2021). First reliable chronology for the early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley. *Boreas*. V. 50. № 1. P. 134—146. <https://doi.org/10.1111/bor.12478>
- Kurbanov R. N., Buylaert J.-P., Stevens T. et al. (2022). A detailed luminescence chronology of the Lower Volga loess-palaeosol sequence at Leninsk. *Quat. Geochronology*. V. 73. P. 101376. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101376>
- Taratunina N., Rogov V., Streletskaia I., et al. (2021). Late Pleistocene cryogenesis features of a loess-paleosol sequence in the Srednyaya Akhtuba reference section, Lower Volga River valley, Russia. *Quat. Int.* 590. P. 56—72. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.12.015>
- Tudryn A., Chalié F., Lavrushin Yu. A. et al. (2013). Late Quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarian and Early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga River. *Quat. Int.* V. 292. P. 193—204. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.032>
- Vandenberghe J., French H. M., Gorbunov A. et al. (2014). The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25—17 ka BP. *Boreas*. V. 43. P. 652—666. <https://doi.org/10.1111/bor.12070>
- Zastrozhnov A., Danukalova G., Golovachev M. et al. (2020). Biostratigraphical investigations as a tool for palaeoenvironmental reconstruction of the Neopleistocene (Middle-Upper Pleistocene) at Kosika, Lower Volga, Russia. *Quat. Int.* V. 540. P. 38—67. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.036>

NEW DATA ON THE AGE AND EVOLUTION OF THE LATE PLEISTOCENE CRYOGENESIS IN THE SOUTHERN CASPIAN LOWLAND

**N. A. Taratunina^{a,b#}, V. V. Rogov^{a,c}, I. D. Streletskaya^a, T. A. Yanina^{a,b}, A. N. Kurchatova^c,
M. S. Lukyanycheva^{a,b}, and R. N. Kurbanov^{a,b}**

^a *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

^b *Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

^c *Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia*

^d *Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia*

[#] *E-mail: taratuninana@gmail.com*

The article presents new data on cryogenic structures of different periods found in sections in the south of the Lower Volga Region. Based on a comprehensive cryolithological analysis, cryogenic origin of these structures was confirmed. Absolute dating by the method of optically stimulated luminescence was used to determine the age of enclosing, overlying deposits and filler of the structures. Four stages of cryogenesis were established in in firth-marine deposits of the Lower Volga region: I stage ~115–105 ka (KOC-4 and KOC-3 horizons), II stage ~90–83 ka (KOC-2), III stage ~47–45 ka (CY-1), IV stage ~23–22 (KOC-1). In the south of the Caspian Lowland, with generally arid conditions existed throughout the Late Pleistocene, the humidity of sediments (determined by the geomorphological position of the sections) played a decisive role in the development of cryogenesis of cold stages. This study makes it possible to move the boundary of the maximum distribution of the Late Pleistocene permafrost area for this territory by 250 km to the south than previously assumed. The new data significantly refine our understanding of the stages and scales of the development of cryogenesis in the southeast of the East European Plain, and allow us to improve paleogeographic reconstructions for the Late Pleistocene of the Caspian Lowland.

Keywords: permafrost, Lower Volga Region, loess, cryogenesis, coefficient of cryogenic contrast, OSL dating, paleogeography

ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to J.-P. Buylaert and A. S. Murray for their help and recommendations in OSL dating. The study was supported by the Russian Science Foundation grant 19-77-10077 (OSL dating), by the Pleistocene paleogeography Laboratory, Faculty of Geography, MSU (state program № 121051100135-0, paleogeographic reconstructions) and Department of Quaternary Paleogeography (state program № 0148-2019-0005, field research). The study was carried out within the framework of the Development Program of the Interdisciplinary Scientific and Educational School of Lomonosov Moscow State University “The future of the planet and global changes in the environment” and with the support of the state assignment of the Department of Cryolithology, Faculty of Geography of MSU (state program № 121051100164-0, cryolithological research).

REFERENCES

- Badyukova E. N. (2021). Fluctuations in the level of the Caspian Sea in the Neopleistocene (was there an Ate-
lian regression?). *Oceanology*. T. 61. № 2. P. 283–291.
<https://doi.org/10.1134/S0001437021010021>
- Bolikhovskaya N. S., Yanina T. A., Sorokin V. M. (2017). Natural environment of the Atelian epoch (according to palynological analysis). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. № 6. P. 96–101. (in Russ.)
- Butuzova E. A., Kurbanov R. N., Taratunina N. A. et al. (2022). Shedding light on the timing of the largest Late Quaternary transgression of the Caspian Sea. *Quat. Geochronology*. V. 73. P. 101378.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101378>
- Buylaert J. P., Ghysels G., Murray A. S. et al. (2009). Optical dating of relict sand wedges and composite-wedge pseudomorphs in Flanders, Belgium. *Boreas*. V. 38. № 1. P. 160–175.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00037.x>

¹ *For citation:* Taratunina N. A., Rogov V. V., Streletskaya I. D. et al. (2024). New data on the age and evolution of the late Pleistocene cryogenesis in the southern Caspian Lowland. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 2. P. 191–206. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924020107>; <https://elibrary.ru/PMWLRK>

- Költringer C., Bradák B., Stevens T. et al. (2021). Palaeoenvironmental implications from Lower Volga loess — Joint magnetic fabric and multi-proxy analyses. *Quat. Sci. Rev.* V. 267. 107057. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107057>
- Költringer C., Stevens T., Bradák B. et al. (2020). Enviromagnetic study of Late Quaternary environmental evolution in Lower Volga loess sequences, Russia. *Quat Res.* 25 p. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.73>
- Konishchev V. N. (1981). Formirovanie sostava dispersnykh porod v kriolitosfere (Formation of the composition of dispersed rocks in the Cryolithosphere). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 197 p. (in Russ.)
- Konishchev V. N., Rogov V. V. (1994). Metody kriolitologicheskikh issledovaniy (Methods of cryolithological research). Moscow: MSU (Publ.). 135 p. (in Russ.)
- Kurbanov R., Murray A., Thompson W. et al. (2021). First reliable chronology for the early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley. *Boreas.* V. 50. № 1. P. 134—146. <https://doi.org/10.1111/bor.12478>
- Kurbanov R. N., Ulyanov V. A., Anoykin A. A. et al. (2021). The first luminescence chronology of the Initial Upper Paleolithic of Eastern Kazakhstan (case study of the Ushbulak archaeological site). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya.* № 5. P. 131—148. (in Russ.)
- Kurbanov R. N., Buylaert J.-P., Stevens T. et al. (2022). A detailed luminescence chronology of the Lower Volga loess-palaeosol sequence at Leninsk. *Quat. Geochronology.* V. 73. P. 101376. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101376>
- Makeev O. V. (1974). Problems of soil cryogenesis. In: *Pochvennyi cryogenez.* Moscow: Nauka (Publ.). P. 7—17. (in Russ.)
- Moskvitin A. I. (1962). Pleistotsen Nizhnego Povolzh'ya (Pleistocene of the Lower Volga region). In: *Trudy GIN AN SSSR.* V. 64. Moscow: AN SSSR (Publ.). 263 p. (in Russ.)
- Rogov V. V., Streletskaia I. D., Taratunina N. A. et al. (2020). Late Pleistocene cryogenesis in the Lower Volga River region. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya.* 2020. № 6. P. 73—85. (in Russ.)
- Romanovskiy N. N. (1993). Osnovy kriogeneza litosfery (Fundamentals of cryogenesis of the lithosphere). Moscow: MSU (Publ.). 336 p. (in Russ.)
- Shkatova V. K. (1975). Stratigrafiya pleistotsenovykh otlozhenii nizov'yev rek Volgi i Urala i ikh korrelyatsiya (Stratigraphy of Pleistocene deposits in the lower reaches of the Volga and Ural rivers and their correlation). PhD Thesis. Leningrad: VSEGEI. 25 p. (in Russ.)
- Svitoch A. A. (2014). Bol'shoi Kaspii: stroenie i istoriya razvitiya (*Big Caspian: structure and history of development*). Moscow: MSU (Publ.). 272 p. (in Russ.)
- Taratunina N. A. (2022). Pozdnepleistotsenovi kriogenez v Nizhnem Povolzh'e: usloviya i khronologiya etapov razvitiya (Late Pleistocene cryogenesis in the Lower Volga Region: chronology and paleoenvironmental context). PhD Thesis. Moscow: MSU. 28 p. (in Russ.)
- Taratunina N., Rogov V., Streletskaia I. et al. (2021). Late Pleistocene cryogenesis features of a loess-paleosol sequence in the Srednyaya Akhtuba reference section, Lower Volga River valley, Russia. *Quat. Int.* V. 590. P. 56—72. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.12.015>
- Taratunina N. A., Rogov V. V., Streletskaia I. D. et al. (2023). Chronology and conditions of the development of cryogenesis in the Caspian Lowland in the Late Pleistocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya.* V. 54. № 3. P. 49—66. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923030118>
- Tudryn A., Chalié F., Lavrushin Yu. A. et al. (2013). Late Quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarian and Early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga River. *Quat. Int.* V. 292. P. 193—204. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.032>
- Tyutyunov I. A. (1960). Protsessy izmeneniya i preobrazovaniya pochv i gornykh porod pri otritsatel'noi temperature (kriogenez) (Processes of change and transformation of soils and rocks at negative temperatures (cryogenesis)). Moscow: AS USSR (Publ.). 133 p. (in Russ.)
- Vandenberghé J., French H. M., Gorbunov A. et al. (2014). The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25—17 ka BP. *Boreas.* V. 43. P. 652—666. <https://doi.org/10.1111/bor.12070>
- Vasil'yev Yu. M. (1961). Antropogen Yuzhnogo Zavolzh'ya (Anthropogen of the Southern Trans-Volga region). Moscow: AN SSSR (Publ.). 128 p. (in Russ.)
- Velichko A. A., Morozova T. D., Nechaev V. P., Porozhnyakova O. M. (1996). Paleocryogenez, pochvennyi pokrov i zemledelie (Paleocryogenesis, soil cover and agriculture). Moscow: Nauka (Publ.). 147 p. (in Russ.)
- Velichko A. A., Nechaev V. P., Baulin V. V. et al. (2002). Map 2. Late Valsai — Sartan ice age (20,000—18,000 BP). Permafrost. Velichko A. A. (Ed.). In: *Dinamika landshaftnykh komponentov i vnutrennikh morskikh basseinov Severnoi Evrazii za poslednie 130 000 let* (Dynamics of landscape components and inland marine basins of Northern Eurasia over the past 130,000 years). Moscow: GEOS (Publ.). P. 4—5. (in Russ.)
- Volvakh N. E., Kurbanov R. N., Volvakh A. O. et al. (2021). The First Results of Luminescent Dating of Loess-Paleosol Series in the South of Western Siberia (Lozhok Reference Section). *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya.* № 2. P. 284—301. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S2587556621020151>
- Yanina T. A. (2012). Neopleistotsen Ponto-Kaspiya: biostratigrafiya, paleogeografiya, korrelyatsiya (Neopleistocene of the Ponto-Caspian: biostratigraphy, paleogeography, correlation). Moscow: Geograficheskii fakultet MSU (Publ.). 264 p. (in Russ.)
- Yershov E. D. (2002). Obshchaya geokriologiya (General geocryology). Moscow: MSU (Publ.). 682 p. (in Russ.)
- Zastrozhnov A., Danukalova G., Golovachev M. et al. (2020). Biostratigraphical investigations as a tool for palaeoenvironmental reconstruction of the Neopleistocene (Middle-Upper Pleistocene) at Kosika, Lower Volga, Russia. *Quat. Int.* V. 540. P. 38—67. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.036>