

ISSN 2949-1789

Том 55, Номер 3

Июль - Сентябрь 2024



ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ



НАУКА
— 1727 —

Российская академия наук

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ (до 2023 г. – Геоморфология)

Том 55 № 3 2024 Июль–Сентябрь

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. Савинский — 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 мерзлотоведения 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. Карасева**

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. 3 July–September 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 3, 2024

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА (ОБЗОРНЫЕ СТАТЬИ)

Стратиграфия, хронология и палеогеография криогенных явлений Прикаспийской низменности в позднем плейстоцене

*Н. А. Таратунина, В. В. Рогов, М. П. Лебедева, И. Д. Стрелецкая,
Т. А. Янина, М. С. Лукьянычева, Ф. Хормали, Р. Н. Курбанов* 5

Научный вклад Г.И. Рычагова в исследование Каспийского моря и его бассейна

А. В. Бредихин, С. И. Болысов, С. И. Антонов, М. А. Кузнецов 32

ГЛЯЦИАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Опыт применения метода датирования по космогенному ^{10}Be для оценки возраста и масштабов плейстоценового оледенения северо-восточной Сибири (на примере ледниковых комплексов хр. Черского)

*С. Г. Аржанников, А. В. Аржанникова, А. А. Чеботарев, Н. В. Торговкин,
Д. В. Семиколенных, М. С. Лукьянычева, Р. Н. Курбанов* 53

Селевые процессы на береговых моренах горных ледников (аналитический обзор)

*М. Ю. Беккиев, М. Д. Докукин, М. Ч. Залиханов, Р. Х. Калов,
Л. М. Федченко, А. Р. Акаев* 73

ГЕОМОРФОЛОГИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Новые данные о строении и возрасте бестяхской террасы р. Лены (Усть-Буотамское обнажение)

*А. Н. Васильева, А. А. Галанин, В. М. Лыткин,
Г. И. Шапошников, М. С. Рожина, Р. Н. Курбанов* 90

Проявление активных тектонических движений в морфологии речной долины (на примере долины р. Камчатки)

Е. А. Зеленин, М. Н. Кирякова, Е. О. Мухаметшина, А. Л. Захаров 109

Формирование террас в долине реки с активными газогидротермальными проявлениями (на примере р. Гейзерной, п-ов Камчатка)

Е. В. Лебедева, А. Л. Захаров, А. В. Котенков 123

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА

The middle–late Holocene climatic fluctuations recorded in sedimentary sequence of Lake Geographensee, Fildes Peninsula (King George Island, West Antarctica)

*S. R. Verkulich, Yu. A. Kublitskiy, P. A. Leontev, Z. V. Pushina,
A. E. Shatalova, M. A. Kulkova, A. A. Tyurina, H. Evangelista, D. A. Subetto* 146

Новые данные о позднеледниковых диатомовых ассоциациях юго-восточной Прибалтики

А. И. Рудинская, О. А. Дружинина, К. Г. Филиппова, Л. И. Лазукова 164

CONTENTS

Volume 55, No. 3, 2024

GEOMORPHOLOGY AND PALEO GEOGRAPHY OF THE CASPIAN REGION (REVIEW PAPERS)

- Stratigraphy, chronology and paleogeography of Late Quaternary cryogenesis in Northern Caspian Lowland
*N. A. Taratunina, V. V. Rogov, M. P. Lebedeva, I. D. Streletskaia,
T. A. Yanina, M. S. Lukyanycheva, F. Khormali, R. N. Kurbanov* 5
- Scientific contribution of G.I. Rychagov to the study of the Caspian Sea and its basin
A. V. Bredikhin, S. I. Bolysov, S. I. Antonov, M. A. Kuznetsov 32

GLACIAL GEOMORPHOLOGY

- Experience of applying the cosmogenic dating method (^{10}Be) to assess the age and scale of the Pleistocene Glaciation in North-Eastern Siberia (based on the example of glacier complexes of the Chersky Ridge)
*S. G. Arzhannikov, A. V. Arzhannikova, A. A. Chebotarev, N. V. Torgovkin, D. V. Semikolennykh,
M. S. Lukyanycheva, R. N. Kurbanov* 53
- Debris flow processes on lateral moraines of mountain glaciers (analytical review)
M. Yu. Bekkiev, M. D. Dokukin, M. Ch. Zalikhanov, R. Kh. Kalov, L. M. Fedchenko, A. R. Akaev 73

GEOMORPHOLOGY OF RIVER VALLEYS

- New evidence on the structure and age of the Bestyakh Terrace of the Lena River (Ust-Buotama Outcrop)
A. N. Vasilieva, A. A. Galanin, V. M. Lytkin, G. I. Shaposhnikov, M. S. Rozhina, R. N. Kurbanov 90
- Expression of active tectonics in morphology of a river valley (an example of the Kamchatka River valley)
E. A. Zelenin, M. N. Kiryakova, E. O. Mukhametshina, A. L. Zakharov 109
- Formation of terraces in a river valley with active gas-hydrothermal manifestations (the Geysernaya River valley, Kamchatka Peninsula as an example)
E. V. Lebedeva, A. L. Zakharov, A. V. Kotenkov 123

LATE GLACIAL AND HOLOCENE PALAEOGEOGRAPHY

- The middle–late Holocene climatic fluctuations recorded in sedimentary sequence of Lake Geographensee, Fildes Peninsula (King George Island, West Antarctica)
*S. R. Verkulich, Yu. A. Kublitskiy, P. A. Leontev, Z. V. Pushina, A. E. Shatalova, M. A. Kulkova,
A. A. Tyurina, H. Evangelista, D. A. Subetto* 146
- New data about Late Glacial diatoms in Southeastern Baltic
A. I. Rudinskaya, O. A. Druzhinina, K. G. Filippova, L. I. Lazukova 164
-

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА
(ОБЗОРНЫЕ СТАТЬИ)

УДК 551.89:551.435.5 (470.44/.47)

СТРАТИГРАФИЯ, ХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КРИОГЕННЫХ
ЯВЛЕНИЙ ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ
В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ[#]

© 2024 г. Н. А. Таратунина^{1,2,*}, В. В. Рогов¹, М. П. Лебедева^{1,3}, И. Д. Стрелецкая¹,
Т. А. Янина¹, М. С. Лукьянычева², Ф. Хормали⁴, Р. Н. Курбанов^{1,2}

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

²Институт географии РАН, Москва, Россия

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

⁴Горганский университет сельскохозяйственных наук и природных ресурсов, Горган, Иран

* E-mail: taratuninana@gmail.com

Поступила в редакцию 02.05.2023 г.

После доработки 29.02.2024 г.

Принята к публикации 19.07.2024 г.

В статье представлено обобщение результатов экспедиционных и аналитических исследований криогенных явлений в Нижнем Поволжье. Детально описаны разные виды псевдоморфоз и криотурбации, обоснован их криогенный генезис, выделены различные криогенные структуры в лёссово-почвенных сериях, аллювиальных и лиманно-морских отложениях. Морфология структур указывает на то, что развитие криогенеза в схожих условиях природной среды, но в разных генетических типах отложений приводит к формированию структур разного облика, напрямую зависящего от влажности грунтов и их механического состава. Решающее значение для формирования конечного облика грунтовых структур имеют процессы деградации льда и сопутствующие изменения их морфологии. Абсолютное датирование отложений, вмещающих криогенные структуры, позволило выделить временные интервалы их формирования. На основе учета особенностей строения и формирования криогенных структур, их стратиграфического положения, результатов лабораторных анализов в позднем плейстоцене выделено шесть этапов криогенеза. Этап I характеризовался распространением в регионе глубокого сезонного промерзания, зафиксированного в прибрежно-морских осадках МИС 5d. Для этапов II–III (МИС 5b, МИС 4, соответственно) существование криогенных форм зафиксировано в различных генетических типах осадков. Этап IV (МИС 3с – МИС 3b) отвечает существованию криолитозоны только для северной части района (разрезы Средняя Ахтуба, Райгород) и маломощной островной криолитозоны либо глубокого сезонного промерзания – для южной части долины реки Волги. Этапы V (МИС 3а) и VI (МИС 2) характеризуются распространением маломощной островной мерзлоты либо глубокого сезонного промерзания. Выделенные крупные этапы развития многолетнемерзлых пород в Прикаспийской низменности существенно уточняют имеющиеся данные о криогенных горизонтах Восточно-Европейской равнины. Новые свидетельства существования криогенеза позволяют сдвинуть южнее принятую границу максимального распространения многолетнемерзлых пород в холодные этапы позднего плейстоцена на юге Русской равнины.

Ключевые слова: многолетняя мерзлота, Нижнее Поволжье, лёсс, криогенез, коэффициент криогенной контрастности, OSL датирование, палеогеография

DOI: 10.31857/S2949178924030018, **EDN:** PMURUU

1. ВВЕДЕНИЕ

Роль криогенеза в формировании современной ландшафтной структуры Северной Евразии, развитии экзогенных процессов и рельефа до сих пор остается не до конца исследованной (Величко, 2012). Многие исследователи подчеркивали возможную значительную роль формирования и деградации многолетней мерзлоты в трансформации водного баланса рек бассейна Волги и, как следствие, в значительных колебаниях уровня Каспийского моря (Чепалыга, 2006; Сидорчук и др.,

[#]Ссылка для цитирования: Таратунина Н.А., Рогов В.В., Лебедева М.П. и др. (2024). Стратиграфия, хронология и палеогеография криогенных явлений Прикаспийской низменности в позднем плейстоцене. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 3. С. 5–31. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030018>; <https://elibrary.ru/PMURUU>

2008, 2021; Гельфан, Калугин, 2021; Gelfan et al., 2024; Sidorchuk et al., 2024). Проблема трансформации водного баланса Каспийского моря для различных этапов плейстоцена остается нерешенной: не до конца ясны причины крупных палеогеографических событий, определявших изменение уровня моря. Одним из возможных факторов могло быть таяние многолетней мерзлоты и увеличение водности рек Восточно-Европейской равнины (ВЕР). Реконструкция механизмов и условий образования древней мерзлоты открывает путь к лучшему пониманию водного баланса Каспийского моря в плейстоцене.

Термин “перигляциальные территории” предложен в 1909 г. польским исследователем В. Лозинским и обозначал сушу, примыкавшую к ледниковым покровам и испытывавшую сильное влияние ледников на весь комплекс природных условий (Тимофеев, Втюрина, 1983). В настоящее время под термином “перигляциальный” понимается гиперзона, которая достигала многих сотен, а иногда и тысяч километров, и занимала значительную часть территории Евразии. Для этой зоны был характерен очень суровый климат с многолетней или мощной сезонной мерзлотой, специфической растительностью и арктической фауной. Здесь формировались криогенные формы рельефа и коррелятивные им осадки с характерными криотекстурами и подземными льдами (Рябуха, 2015). Анализ обширной литературы, касающейся перигляциальной зоны, приводит к выводу о том, что наиболее важным вопросом ее исследования является установление генезиса и условий формирования разнообразных криогенных структур (КС), которые являются важнейшим архивом природных изменений прошлого, и образование которых сопровождается как накопление, так и преобразование рыхлых отложений. Упоминание криогенного генезиса седиментационных структур зачастую открывает дискуссию, в которой высказываются аргументы против их криогенной природы, приводятся примеры структур похожей формы, размеров, возраста, стратиграфического положения, но имеющих иное происхождение. Проблема палеогеографических реконструкций с использованием КС как индикатора условий прошлого заключается в отсутствии общепринятых критериев, позволивших бы отличить их от близких по морфологии структур, не связанных с криогенезом (трещин усыхания, сейсмических явлений), а также в отсутствии общепринятых параметров для характеристики грунтовых структур иного генезиса.

Длительную историю имеет изучение криогенеза в Западной и Центральной Европе. Для тер-

риторий с абсолютными отметками близкими к уровню моря приведена оценка динамики мерзлотных условий Европы за период 110–11 тыс. л. н. (Vandenberghe, Pissart, 1993). В это время здесь образовались различные формы КС, распространение которых было связано с одним из четырех типов многолетней и сезонной мерзлоты (сплошного и островного распространения, глубокого и неглубокого сезонного промерзания). Для мерзлых пород сплошного распространения характерны ледяные жилы и полигонально-жильный рельеф, бугры пучения закрытого типа (булгунняхы, пинго), сегрегационное льдообразование. Редкоостровная и прерывистая мерзлота характеризуется наличием таких форм, как миграционные бугры пучения, крупные криотурбации, псевдоморфозы по ледяным жилам в тонкодисперсных грунтах, термокарстовый рельеф. Для глубокого сезонного промерзания характерны песчаные клинья, а для условий неглубокого сезонного промерзания – трещинообразование, небольшие или изолированные криотурбации. Выделяются закономерные этапы распространения сплошной мерзлоты на территории Западной и Центральной Европы, наиболее ярко выраженные в периоды 72–61 и 27–17 тыс. л. н. Более мягкие условия с распространением прерывистой и островной мерзлоты реконструируются в период 41–35 тыс. л. н.

Обширные исследования истории криолитозоны позднего плейстоцена выполнены представителями польской научной школы (Starkel, 1988). Комплексные исследования криогенных структур Центральной Польши (Ewertowski, 2009) позволили выделить три типа клиновидных форм в отложениях, связанных с вислинским оледенением (МИС 5 – МИС 2): 1) псевдоморфозы по ледяным жилам; 2) реликтовые морозобойные трещины; 3) псевдоморфозы по ледяным жилам, сильно деформированные термокарстовыми процессами.

На равнинах Восточной Европы встречается все многообразие ископаемых мерзлотных образований (Vandenberghe et al., 2014): большое количество грунтовых клиньев было описано в центральной части Восточно-Европейской равнины, в Среднем и Нижнем Поволжье, в бассейнах рек Десны и Дона, в средней части Приуралья, на юге Западной Сибири. Следы криогенных процессов – псевдоморфозы по жильным льдам, грунтовые жилы, инволюции в реликтовом деятельном слое – описаны в южной Скандинавии (Серебряный, 1960) и европейской части России (Бердников, 1976; Розенбаум, 1985; Сычева, 2012; Наугольных, 2018, и др.).

В региональных исследованиях последних лет отмечается широкое внедрение оптически стиму-

лированного люминесцентного (OSL) датирования, поскольку метод имеет большой возрастной предел, а результаты измерений связаны со временем образования отложений. Известны примеры применения метода OSL датирования для определения возраста грунтовых клиньев для территории Европы (Buylaert et al., 2009; Leszczynski, Nemec, 2020), Северной Америки (French et al., 2003), Китая (Guhl et al., 2012).

На Восточно-Европейской равнине (ВЕР) исследования перигляциальной зоны связаны, прежде всего, с именами К.К. Маркова, А.И. Попова, А.И. Москвитина, Е.М. Катасонова Н.Н. Романовского, А.А. Величко. Многочисленны работы по изучению почвенного криогенеза пушинского коллектива исследователей (Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов, А.Ю. Овчинников). Наиболее весомый вклад в изучение перигляциальных явлений плейстоцена в регионе сделан группой исследователей под руководством А.А. Величко (1965, 1973; Динамика ..., 2002). В обобщающих работах коллектива представлена систематизация следов мерзлоты по формам их проявления и стратиграфическим горизонтам в виде карт распространения мерзлоты и перигляциальных явлений (Величко, 1965, 1973; Динамика ..., 2002). Характеристика и анализ собственно криогенных образований по А.А. Величко всегда ведется в комплексе всех проблем плейстоцена – стратиграфии, климата, растительности, строения и состава отложений. Установлено, что с течением времени (от раннего до позднего плейстоцена) в периоды похолоданий область древней мерзлоты расширялась, а климат становился более суровым. Для этого периода характерно проявление мерзлоты не только в виде клиновидных образований различного размера, бугров пучения и криотурбаций, но и в виде остатков полигонального рельефа – т.н. “реликтовая криогенная морфоскульптура”. Карта размещения такого рельефа на территории ВЕР была впервые представлена А.А. Величко в 1963 г. (Величко, 1973).

При изучении лёссово-почвенных серий (ЛПС) перигляциальной зоны ВЕР А.А. Величко выявлены особые морфологические образования в этих отложениях – псевдоморфозы, клиновидные образования, криотурбации. На основе глубокого анализа материалов по палеокриогенезу ВЕР установлены три самостоятельных криогенных горизонта (КГ): смоленский, владимирский и ярославский (Величко, 2012).

Со смоленским КГ связывают наиболее ранний этап криогенеза с двумя подфазами. Первая отражает самое раннее похолодание валдайской эпохи, наступившее после микулинского межледниковья.

Криогенные деформации этой подфазы различны в западной (грунтовые и ледогрунтовые жилы) и восточной (инволюции и криотурбации) частях ВЕР. Вторая фаза смоленского КГ включает пластические и разрывные деформации, солифлюкцию (57–55° с.ш.). Владимирский КГ связан с деформациями брянской ископаемой почвы (31–24 тыс. л. н.) и носит четкий зональный характер: на западе выделяют солифлюкционные и пластические нарушения палеопочвы при слабом развитии мелкополигональных структурных форм; в центральной части равнины горизонт почвы мало нарушен деформациями; на востоке господствуют мелкие мерзлотные образования типа пятен-медальонов (Динамика ..., 2002). Ярославский криогенный горизонт, выделенный А.А. Величко в районе д. Кучино (Изменение климата ..., 1999), соотносится с основной частью МИС 2 (20–12 тыс. л. н.) и характеризуется клиновидными образованиями до 5 м по вертикали и шириной по верху до 3 м и линейными размерами полигонов до 15–20 м.

В последнее время отмечается рост интереса к проблеме распространения и условий формирования криогенеза на территории ВЕР. Получены новые данные для северо-западных районов (Стрелецкая, 2017); описаны многочисленные криогенные структуры (КС) в разрезах Ярославского ополья (Garankina et al., 2022); изучены рельеф и структуры Заволжско-Уральского региона (Рябуха, 2019).

В связи с широким распространением следов криогенных структур в пределах всей перигляциальной зоны позднего плейстоцена установлена связь между криогенными образованиями и палеоклиматом (Величко, 1973; Vandenberghe et al., 2014). В.Н. Конищевым (1998) найдена взаимосвязь гранулометрического и минералогического состава грунтов и почв и степенью их криогенного преобразования, и предложен его численный показатель – коэффициент криогенной контрастности (ККК). Значения коэффициента менее единицы соответствуют наличию умеренного (неинтенсивного) проявления криогенеза в условиях сезонной мерзлоты, более единицы – температурным условиям верхних горизонтов литосферы, ведущим к появлению вечной мерзлоты и усилению криогенеза. На территории ВЕР описано большое количество КС, однако лишь малая часть из них охарактеризована детальными литологическими исследованиями и абсолютными датами, что не позволяет коррелировать события одних регионов с другими и реконструировать влияние криогенеза на различные элементы ландшафта.

Специальные работы развернуты и на юго-востоке ВЕР, где в нижнем течении р. Волги изучена серия разрезов с многочисленными КС в толще пород среднего и позднего плейстоцена. Для региона опубликованы материалы по разрезам, где фиксируются структуры как в лёссово-почвенных сериях (Рогов и др., 2020; Таратунина и др., 2023; Taratunina et al., 2021), так и в лагунно-лиманных осадках (Таратунина и др., 2024; Butuzova et al., 2022). Целью настоящей работы является анализ и обобщение всего комплекса данных, полученных по Нижнему Поволжью для дополнительного обоснования генезиса структур, реконструкции условий их формирования и создания хронологической схемы этапов развития криогенеза на территории Прикаспийской низменности в позднем плейстоцене.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

В пределах Прикаспийской низменности структуры по типу криогенных отмечались рядом исследователей. Н.А. Васильев (1961) фиксирует

наличие криогенных структур (псевдоморфозы, складчатые деформации и криотурбации) в разрезах Копановка, Средняя Ахтуба, Черный Яр и др., относя их, предположительно, к мерзлотным (рис. 1, (а)). А.И. Москвитин (1962) также упоминает мерзлотные явления в разрезах четвертичных образований (у г. Волжского, Нижнее Займище), однако без интерпретации условий (рис. 1, (б, в)). В диссертации В.К. Шкатовой (1975) представлен обширный обзор по Нижней Волге с характеристикой условий и времени накопления ательских и хвалынских отложений по данным фаунистического и флористического анализа. Особое внимание уделено описанию разрезов четвертичных отложений и выделению криогенных явлений (щельников/клиновидных структур и инволюций). По мнению автора, они являются индикаторами аридизации и похолодания климата, но не многолетней мерзлоты, и встречаются только в позднем плейстоцене начиная с калининского оледенения, в конце которого сформировались наиболее мощные из этих структур (рис. 1, (г)). Для более ранних и влажных периодов следы деформаций

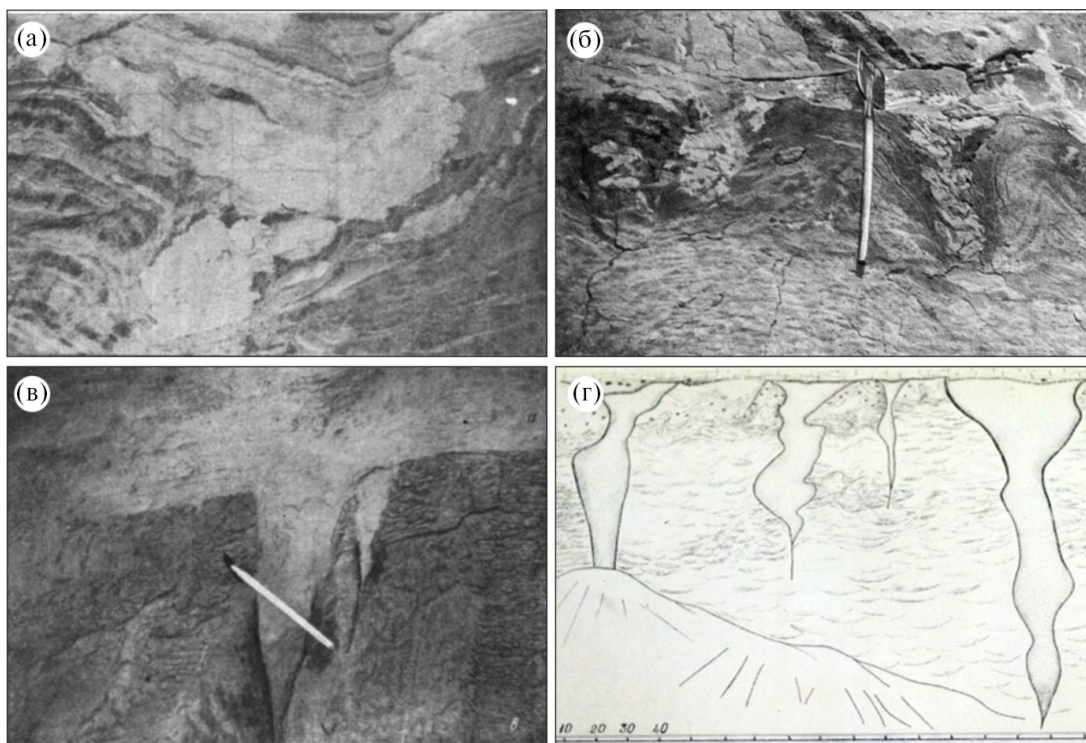


Рис. 1. Криогенные структуры Нижнего Поволжья (по данным литературных источников): (а) — мерзлотный котел в разрезе у с. Копановка (Васильев, 1961); (б) — псевдоморфозы ледяных клиньев у г. Волжского; заполнение ахтубинскими песками (Москвитин, 1962); (в) — преобразованные в котлы ледяные клинья на контакте ахтубинских песков и хазарских илов, с. Нижнее Займище (Москвитин, 1962); (г) — щельники в разрезе у с. Черный Яр (Шкатова, 1975).

Fig. 1. Cryogenic structures of the Lower Volga region (according to literary sources): (a) — permafrost “pot” in the section near the Kopyanovka (Vasiliev, 1961); (б) — pseudomorphs of ice wedges near Volzhsky city, filling with Akhtuba sands (Moskvitin, 1962); (в) — ice wedges transformed into “pots” at the contact of Akhtuba sands and Khazar silts, Nizhneye Zaymishche (Moskvitin, 1962); (г) — cracks in the section near Chernyy Yar (Shkatova, 1975).

интерпретируются как связанные с процессами течения и смятия.

В 2018–2022 гг. в Нижнем Поволжье были развернуты специальные исследования, направленные на изучение палеокриогенных явлений. В ходе полевых работ изучены многочисленные естественные обнажения-обрывы, вскрывающие верхнеплейстоценовые отложения Нижнего Поволжья (рис. 2, 3). Здесь выделены два крупных геоморфологических района – южный и северный, граница между которыми проведена по уступу с абс. отм. ~ 0 м (Свиточ, 2014). В северном районе разрезами вскрыто строение раннехвалынской морской равнины (абс. отм. 0 – 45–50 м), отложения которой представлены глинами и суглинками (Янина, 2012). Южный район представляет собой поверхность более низкой позднехвалынской равнины, которая осложнена бэзовскими буграми, чередующимися с понижениями, образуя грядовый рельеф.

3. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В основу работы положены результаты комплексного (полевого и лабораторного) изучения шести опорных разрезов Волго-Ахтубинской долины, где были обнаружены структуры предположительно криогенного генезиса (рис. 2): в северной части исследованы Средняя Ахтуба (Рогов и др., 2020; Янина и др., 2017; Makeev et al., 2021), Ленинск (Таратунина и др., 2023; Költringer et al., 2021; Kurbanov et al., 2022), Батаевка (Таратунина и др., 2023) и Райгород (Költringer et al., 2020; Taratunina et al., 2022); в южной – Черный Яр (Таратунина и др., 2024) и Косика (Таратунина и др., 2024; Butuzova et al., 2022). Описание методики полевых исследований и лабораторных анализов приведены в указанных для конкретных разрезов статьях.

Криогенный генезис структур на макроуровне интерпретирован по морфологии и особенностям соотношения вмещающих отложений и запол-

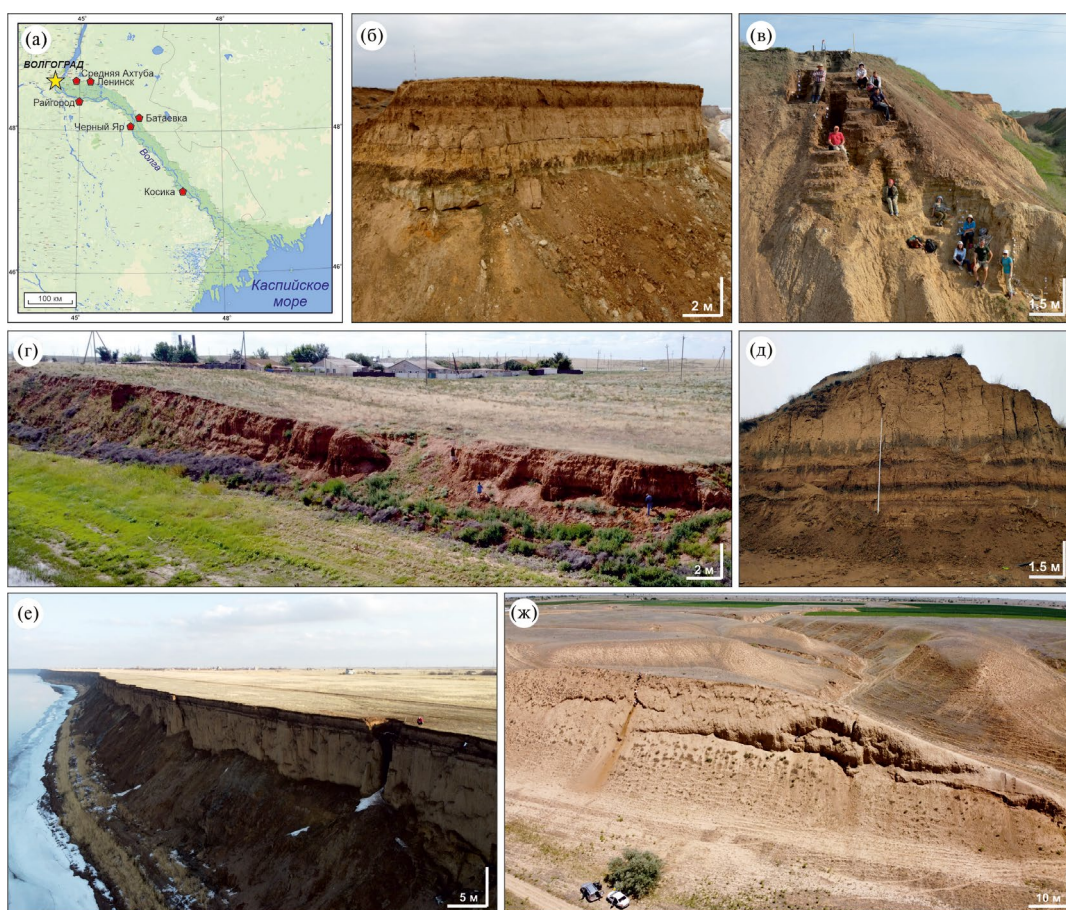


Рис. 2. Изученные разрезы северной части Прикаспийской низменности: (а) – схема расположения разрезов; (б) – Черный Яр; (в) – Ленинск; (г) – обнажение Косика; (д) – нижняя часть разреза Средняя Ахтуба; (е) – обнажение Райгород; (ж) – общий вид разреза Батаевка.

Fig. 2. Studied sections of the northern part of the Caspian Lowland: (a) – sections location; (б) – Chernyy Yar; (в) – Leninsk; (г) – outcrop of Kosika; (д) – lower part of the Srednyaya Akhtuba section; (е) – Raygorod section; (ж) – general view of the Bataevka section.

нителя (четкие границы, заполнение вышележащим материалом, нарушения по верхней границе структур, более широкая верхняя часть структур, изгибы вмещающих отложений на границе структур и вмещающих отложений и сегрегационные отростки). В “сухих” лёссах проявление криогенеза отражается в вертикальной отдельности лёссов и их блочной структуре (Feng et al., 2021). В работе (Таратунина, 2022) описаны представления о механизме образования структур Нижнего Поволжья, а в табл. 1 и 2 приведены типизация и диагностические признаки для интерпретации условий их формирования.

Известными криогенными микропризнаками в современных и плейстоценовых почвах являются: 1) специфические агрегаты — с “луковичным” микростроением — десквамация — с “отшелушиванием”; 2) сепарация ила и мелкого песка с его выдавливанием в межагрегатные поры; 3) смятие и фрагментация растительных остатков; 4) растрескивание мелкопесчаных зерен кварца; 5) ооидная ориентировка мелкодисперсных частиц на поверхности округлых агрегатов; 6) образование инфиллингов из материала вышележащих горизонтов, который заполнил образовавшиеся вертикальные трещины.

Морфологическими признаками криогенного воздействия на микроуровне (изучение в сканирующем электронном микроскопе) мы считаем шестигранные поры, наличие угловатых кварцевых зерен, зерен со свежими сколами, раковистыми изломами, высокую агрегированность материала.

В разрезе Средняя Ахтуба (СА) описано 5 уровней с КС (рис. 3), представленными псевдоморфозами и криотурбациями в виде тонких клиновидных структур до 2 м по вертикали в лёссово-палеопочвенных сериях, маломощных клиновидных форм и криотурбаций в аллювиальных отложениях. С учетом результатов датирования (Янина и др., 2017), структуры в разрезе сформировались в 4 этапа: ~95–90, ~70, ~45 и ~37–35 тыс. л. н. В разрезе Райгород (РГ) выделено 3 уровня КС, описанных в аллювиальных (пойменная фация) и лёссово-почвенных отложениях в виде маломощных клиньев и мешкообразных форм. Здесь выделено 3 этапа криогенеза, произошедшие ~90, ~75 и ~52–50 тыс. л. н. (Taratunina et al., 2022). Разрез Батаевка (БТ) охарактеризован 1 уровнем тонких (до 2.5 м по вертикали) структур в палеопочвенном горизонте. Здесь возраст криогенеза оценивается ~70 тыс. л. н. Разрез Ленинск (ЛН) характеризуется 3 уровнями с КС, которые выделены в лёссово-почвенных сериях и соответствуют трем этапам криогенеза: ~95, ~75 и ~37–35 тыс. л. н. (Kurbanov et al., 2022). Один

горизонт КС выделен в разрезе Черный Яр (ЧЯ) и представлен псевдоморфозами различного облика, заключенными в пойменных отложениях. Развитие структур происходило ~47–45 тыс. л. н. В разрезе Косика (КОС) по морфологическим признакам и заполнителю выделено 4 уровня КС. Они представлены клиновидными и мешкообразными псевдоморфозами, секущими морские осадки. Эти уровни КС объединены в 3 криогенных этапа: ~115–105, ~90–83 и ~23–22 тыс. л. н. (Butuzova et al., 2022).

4. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ С КРИОГЕННЫМИ СТРУКТУРАМИ

В Нижнем Поволжье отмеченные структуры встречаются в аллювиальных и лиманно-морских отложениях, в горизонтах палеопочв ЛПС, и в лёссовых слоях. В каждом из этих типов отложений проявление различается как масштабами, так и формами структур.

4.1. Криогенные структуры в аллювиальных отложениях

Первым типом отложений, включающим выделенные КС, является аллювий, представленный различными фациями (руслевой, пойменной, старичной). КС встречаются в разрезах Средняя Ахтуба и Райгород в виде клубнеобразных криотурбаций (рис. 4, (а)), клиновидных структур небольшой мощности (до 25 см) с горизонтальными отростками (рис. 4, (б)), а также маломощных псевдоморфоз в виде тонких клиньев до 30 см по вертикали. Структуры фиксируют этапы осушения поверхности, промерзания, затопления, преобразования изначального облика криогенной структуры после оттаивания. Таким образом, в разрезах может отразиться один или несколько этапов периодического осушения поверхности, которая подвергается промерзанию с формированием КС.

В разрезе Средняя Ахтуба (СА-3) встречен ряд структур, залегающих на границе лёсса и аллювия (слои 13 и 12, соответственно). Структуры двухуровневые, с послойным заполнением материалом. Вероятно, изначально эти структуры имели меньшие размеры и были заложены в палеопочвенном горизонте, однако с подъемом уровня Волги и затоплением территории их форма существенно изменилась.

Во вмещающих КС отложениях на микроуровне отмечается окатанность частиц, серповидные борозды на поверхности кварцевых зерен (рис. 5, (а)), неоднородный состав и повышенное содержание тонкодисперсной фракции (по сравнению с заполняющим аллювием). Вмещающие породы также характеризуются наличием пор шестиугольной формы в сечении с плотными стенками

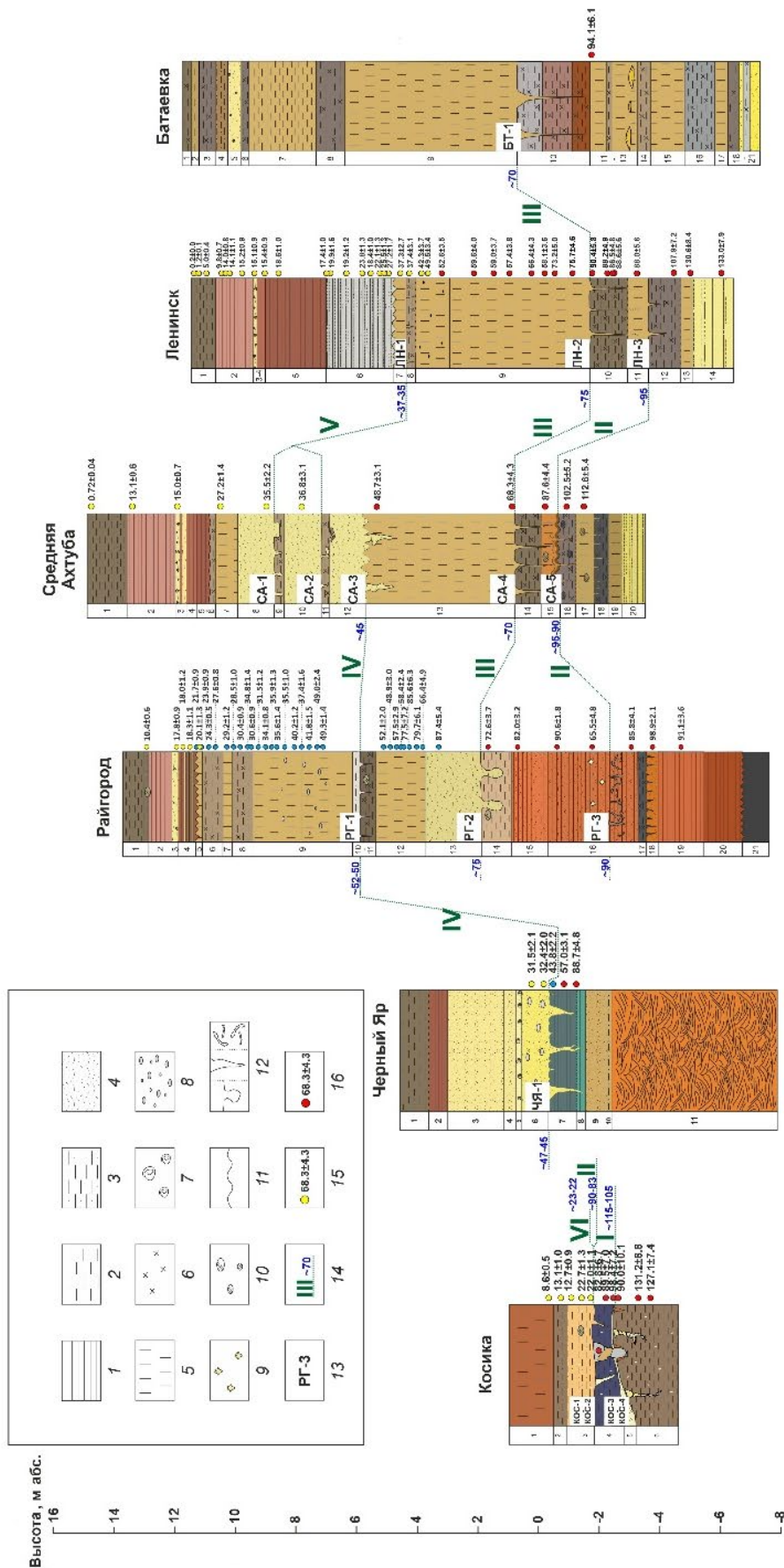


Рис. 3. Схемы изученных разрезов Нижнего Поволжья (цвет отложений отражает естественный цвет осадка). 1 – глина; 2 – супесь; 3 – песок; 4 – лёсс; 5 – лёсс; 6 – палеопочвы; 7 – малакофауна; 8 – карбонаты (конкреции и примазки); 9 – гипсовые розы; 10 – кротовины; 11 – эрозийные границы; 12 – лёсс; 13 – структуры по типу криогенных; 14 – криогенные горизонты; 15 – гипсовые розы; 16 – OSL возраст, тыс. л. (по кварцу); 17 – OSL возраст, тыс. л. (по ПШ). Цифрами слева от колонок обозначены литологические слои. Fig. 3. Schemes of the studied sections of the Lower Volga region (the color of the deposits reflects the natural color of the sediment). 1 – clay; 2 – loam; 3 – sandy loam; 4 – sand; 5 – loess; 6 – paleosols; 7 – malacofauna; 8 – carbonates (concretions and admixtures); 9 – gypsum “roses”; 10 – krotovinas; 11 – erosion boundaries; 12 – cryogenic structures; 13 – cryogenic horizons; 14 – cryogenic stages and their age; 15 – OSL age, ka (Q); 16 – OSL age, ka (Fk). The numbers to the left of the columns indicate lithological layers.

Таблица 1. Типы криогенных структур Нижнего Поволжья в зависимости от генезиса вмещающих отложений
Table 1. Types of cryogenic structures in the Lower Volga region depending on the genesis of host deposits

Вмещающие отложения		Тип структур	Описание	Разрез
I	Лёссово-почвенные	Тонкие клиновидные псевдоморфозы	Структуры до 0.3 м, заполненные лёссовым материалом	Ленинск, Райгород
			Структуры 1.0–2.0 м, заполненные лёссовым материалом	Средняя Ахтуба, Ленинск, Батаевка
II	Морские/лагунные	Клиновидные псевдоморфозы	Маломощные псевдоморфозы 15–30 см по вертикали до 10 см в ширину; с песчаным заполнителем	Косика
		Мешкообразные псевдоморфозы	Структуры 40–60 см по вертикали, заполненные песчаным материалом	Косика
		Клиновидные псевдоморфозы	Клиновидные псевдоморфозы 40–70 см по вертикали, заполненные песчаным материалом	Косика
		Клиновидные псевдоморфозы	Структуры до 1.3 м по вертикали с многочисленными хвостами	Черный Яр
III	Аллювий	Клиновидные псевдоморфозы	Маломощные псевдоморфозы 15–30 см по вертикали, до 10 см в ширину; с песчаным заполнителем, с горизонтальными отростками	Средняя Ахтуба
		Псевдоморфозы с неровными границами, заполненные аллювиальным материалом	Структуры до 1.5 м по вертикали, с прослойкой карбонатов на границе с вмещающими отложениями	Средняя Ахтуба
		Мешкообразные псевдоморфозы	Структуры 40–60 см, заполненные песчаным материалом	Райгород

(рис. 5, (б)) и остроугольных частиц. Для отложений характерны включения кальцита в виде друз и “иголочек” карбоната кальция на поверхности минеральных частиц (рис. 5, (в)).

Изучение структур второго КГ в разрезе Райгород показало, что значения ККК для вмещающих отложений и заполнителя различаются: первые характеризуются значениями коэффициента 0.80–0.83, а заполнитель и вышележащий аллювий — значениями 0.82–0.92.

4.2. Криогенные структуры в лиманно-морских отложениях

Малые уклоны поверхности в пределах Прикаспийской низменности при флуктуациях уровня Каспия способствуют развитию лагун (Бадюкова, 2021). Осадконакопление здесь происходило при интенсивном влиянии Каспийского моря, и, следовательно, в условиях большей увлажненности отложений. В связи с этим структуры, получившие развитие в данном типе отложений в разрезах КОС и ЧЯ, отличаются большими размерами (по сравнению с теми, что зафиксированы в лёссово-почвенных), и представлены заключенными в глинистых отложениях клиновидными (рис. 4, (в)) и мешкообразными псевдоморфозами вертикальной протяженностью 30–130 см (рис. 4, (г)),

а также псевдоморфозами мощностью до 65 см с горизонтальными отростками (рис. 4, (д)).

Для разреза Косика проведено детальное определение ККК для вмещающих КС отложений: значения убывают от 1.13 до 0.89 с глубиной, что говорит о многократных циклах промерзания-протаивания, более частых в верхней части слоя.

Микростроение вмещающих КС отложений характеризуется наличием пор диаметром 0.3–0.4 мм с уплотненными стенками, большим количеством агрегатов. Агрегаты представлены друзами и кристаллами карбоната кальция (рис. 5, (г)). Морфология кварцевых зерен разнообразна: встречаются угловатые частицы с раковистыми сколами (рис. 5, (д)), параллельными бороздами (рис. 5, (е)), свежими и сглаженными поверхностями (рис. 5, (д, е)); в то же время присутствуют как изометричные зерна со следами эоловой обработки (рис. 5, (ж)), так и вытянутые со следами водной обработки (рис. 5, (з)).

В песчаных лиманно-морских отложениях, формирующих тело структур, морфология кварцевых частиц представлена преимущественно хорошо окатанными (рис. 5, (и)) и изометричными зернами, иногда с ямчатым рельефом, в плотной глинистой рубашке. В разрезе Черный Яр кварце-

Таблица 2. Диагностические признаки для интерпретации условий формирования криогенных структур Нижнего Поволжья (НП)
Table 2. Diagnostic features for interpreting the conditions for the formation of cryogenic structures in the Lower Volga region

Генезис отложений	Горизонт в разрезе НП*	ККК	Микроморфология	Морфоскопия	Описание процесса	Тип промерзания**
Лёссово-почвенный	ЛН-1 ЛН-2 ЛН-3 СА-4 СА-5 РГ-1 БТ-1	0.87–1.12	Цилиндрические поры, высокая агрегированность, друзы кристаллов CaCO_3 , включения гипса; “луковые” агрегаты в палеопочвенных горизонтах – сликенсаиды	Хорошо окатанные изометричные/продолговатые зёрна со следами водной или эоловой обработки; угловатые зёрна со свежими сколами, раковистыми изломами и острыми краями; глинистая “рубашка”	Тонкие клиновидные псевдоморфозы: вертикальные ледяные шпильки (жилки) сформировались в палеопочвенных (глинистых) горизонтах с наступлением ледниковой эпохи, при переходе от почвообразования к лёссовоаккумуляции; процесс включал усадку при обезвоживании толщи в результате миграции влаги к фронту промерзания. Дегградация структур происходила при изменении климатических условий	Многолетняя криолитозона
	СА-3	0.79–0.86			Структуры в лёссах с неровными границами: механизм формирования изначальной структуры аналогичен вышеописанному, разница заключается в процессе дегградации структуры	Многолетняя криолитозона
Аллювиальный	РГ-2	0.87			Мешкообразные структуры: размыв по уже заложенным ослабленным зонам, расширение структур и формирование мешкообразного сечения	Многолетняя криолитозона
	СА-1				Маломощные клиновидные псевдоморфозы: возможно, являются концами более крупных клиньев, вытаявших вследствие воздействия флювиальных вод	Многолетняя криолитозона
	СА-2	0.81	Поры шестиугольной формы, CaCO_3 в виде друз и “иглочек” на поверхности минеральных частиц	Окатанность частиц, серповидные борозды на поверхности зерен	Криотурбации: необходимым условием при криотурбационных процессах является существование двух водоупоров. Поскольку в Средней Ахтубе ниже криотурбированного горизонта залегает хорошо дренируемый аллювиальный песок, то водоупором в этом случае могла быть только мерзлая толща. Мощность перемастой толщи до 60 см	Многолетняя криолитозона
	РГ-3				Мелкополигональные (5–20 см) клинышки: сильноувлажненный пойменный аллювий, периодически осушаемая поверхность растрескивания. Глинистые отложения с большим количеством органики	Маломощная редкоостровная мерзлота/глубокое сезонное промерзание

Таблица 2. Окончание

Морской / лагунно-морской	КОС-1	0.83–1.13	Поры d = 0.3–0.4 мм с уплотненными стенками; друзы CaCO ₃ Угловатые частицы с раковинными сколами, параллельными бороздами, свежими и сглаженными поверхностями; хорошо окатанные, изометричные и вытянутые зерна со следами волной обработки; следы травления; серповидные борозды; свежие сколы	Клиновидные структуры: формирование в субаэральных условиях, деградация и заполнение в МИС 2	Малоомощная редкоостровная мерзлота /глубокое сезонное промерзание
	КОС-2	0.83–1.13			Малоомощная редкоостровная мерзлота/глубокое сезонное промерзание
	КОС-3 КОС-4	0.90–1.07			Малоомощная редкоостровная мерзлота/глубокое сезонное промерзание
	ЧЯ-1	0.77–0.87			Малоомощная редкоостровная мерзлота/глубокое сезонное промерзание

Примечание. *Обозначения разрезов: БТ – Батаевка, КОС – Косика, ЛН – Ленинск, РГ – Райгород, СА – Средняя Ахтуба, ЧЯ – Черный Яр.
**Дополнительные критерии выделения типа мерзлоты приведены в описании соответствующих этапов в разделе 8.

вые зерна заполнителя характеризуются также многочисленными серповидными бороздками и свежими сколами на поверхности.

4.3. Криогенные структуры в лёссово-почвенных сериях

В изученном районе криогенезом затронуты также горизонты палеопочв лёссово-почвенных серий, расположенные на разных участках долины реки Волги, различных высотных отметках и геоморфологических уровнях. Структуры залегают в почвенных горизонтах, перекрытых лёссами, и представлены в разрезах СА, РГ, БТ, ЛН клиновидными формами разной мощности (от 0.6 до 2.0 м), с четкими границами и заполнителем из вышележащего лёсса (рис. 4, (е)). Формирование таких структур связано с изменением условий при переходе от почвообразования к лёссонакоплению, с аридизацией климата, похолоданием и формированием глубокой сезонной и многолетней мерзлоты. Это подтверждают значения коэффициента криогенной контрастности, которые в почвенных горизонтах составляют 0.97–1.12 в Средней Ахтубе, 0.95–1.03 в Ленинске, 0.87–0.97 в Батаевке.

Для палеопочвенных горизонтов ККК максимален на границе “лёсс/палеопочва”. Результаты расчета ККК в пределах криогенных горизонтов

показывают убывание значений, что говорит о снижении с глубиной интенсивности криогенного преобразования, об уменьшении количества циклов промерзания-протаивания. ККК в лёссах ниже, чем в палеопочвах, что может быть связано с меньшей увлажненностью этих горизонтов, аридностью в период осадконакопления и пылеватым составом отложений. Минимальные значения ККК отмечаются в лёссах ЛН и РГ (0.82–0.94), подобные же определены в БТ (0.90–0.95), а в СА они варьируются в широком диапазоне 0.85–1.06.

Изученное с использованием сканирующей электронной микроскопии микростроение отложений, вмещающих КС, характеризуется высокой пористостью, значительным содержанием кальцита, агрегированностью, высокие значения которой некоторыми исследователями трактуются как результат циклического промерзания-протаивания отложений (Сергеев, Минервин, 1960). Микростроение представлено в основном крупными агрегатами до 3 мм, сложенными частицами разной размерности и степени слитности: от остроугольных частиц кварца тонкопесчаной размерности до фрагментированных кулан различного состава (железо, кремний, кальций). Особенностью микростроения являются цилиндрические поры (рис. 5, (к)), диаметр которых составляет

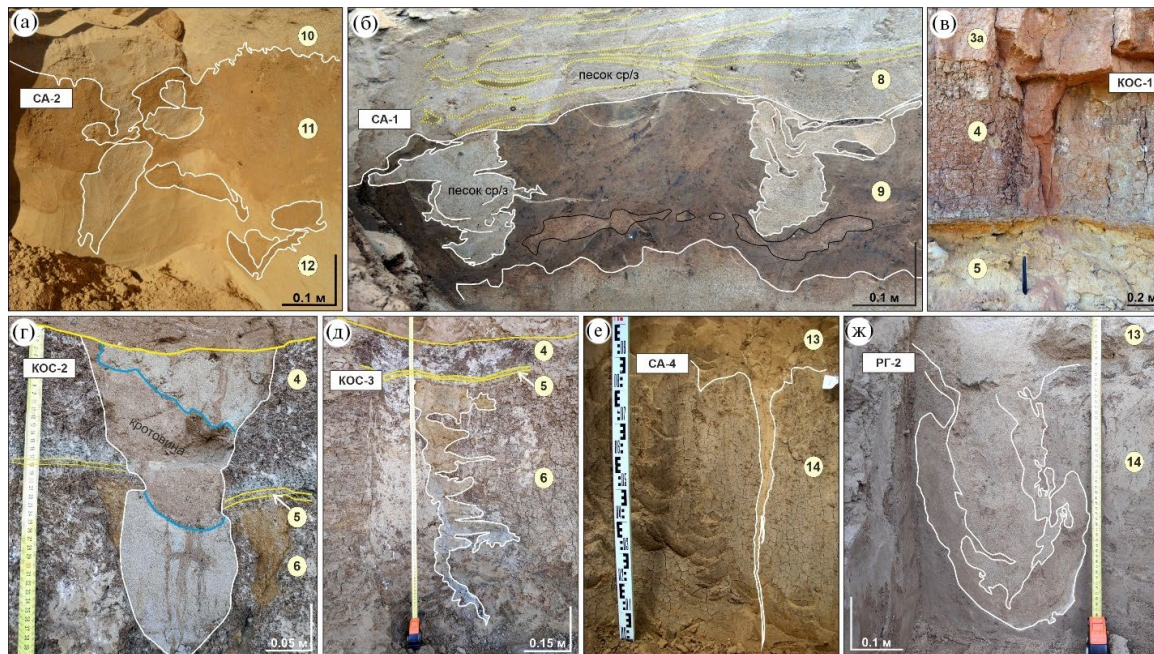


Рис. 4. Структуры в разрезах Нижнего Поволжья: (а) — криотурбации в аллювиальных отложениях (СА-2); (б) — структура СА-1 с горизонтальными отрезками; (в) — клиновидная структура горизонта КОС-1; (г) — мешкообразная структура КОС-2; (д) — структура КОС-3 с горизонтальными отрезками; (е) — клиновидная структура горизонта СА-4; (ж) — мешкообразная структура РГ-2.

Fig. 4. Structures in sections of the Lower Volga region: (а) — cryoturbations in alluvial deposits (SA-2); (б) — structure of SA-1 with horizontal lenses; (в) — wedge-shaped structure of KOS-1 horizon; (г) — bag-like structure of KOS-2; (д) — structure of KOS-3 with horizontal lenses; (е) — wedge-shaped structure of SA-4 horizon; (ж) — bag-like structure of RG-2 horizon.

до 0.6 мм, а на стенках наблюдается уплотнение грунтовой массы с участием пылеватых частиц силикатов. Аутигенные минералы в образцах лёсса представлены многочисленными друзами кристаллов карбоната кальция (рис. 5, (л)).

Морфология кварцевых частиц из лёссовых горизонтов отражает формирование отложений в различных условиях, и представлена как хорошо окатанными изометричными (рис. 5, (м)) или продолговатыми зёрнами со следами водной или эоловой обработки, так и угловатыми зёрнами со свежими сколами, раковистыми изломами и острыми краями — признаками циклического криогенного воздействия. В РГ кварцевые зёрна со свежими сколами и поверхностями минимальны; здесь преобладают частицы, покрытые “шубой”. В морфологическом отношении эти горизонты характеризуются наличием зерен со следами травле-

ния (рис. 5, (н)). Также фиксируются остроугольные кварцевые частицы (рис. 5, (о, п)), частицы со сглаженной поверхностью. В целом форма зерен кварца из вмещающих отложений отражает активную динамику осадконакопления в Нижнем Поволжье, где доминировали четыре процесса обработки поверхности зерен: криогенная, почвенная, перемещение в водных и воздушных потоках. Наличие разнообразных по форме зерен в ЛПС региона указывает на аллювиальные и морские отложения как основной источник материала, которые в Прикаспийской низменности сложно разделяемы (Költringer et al., 2022). Уже на этапе активного лёссонакопления материал подвергался криогенному растрескиванию. В изученных палеопочвах трех разрезов (Райгород, Средняя Ахтуба и Ленинск) на микроуровне отмечены одни и те же особенности уникальной агрегации — формирова-

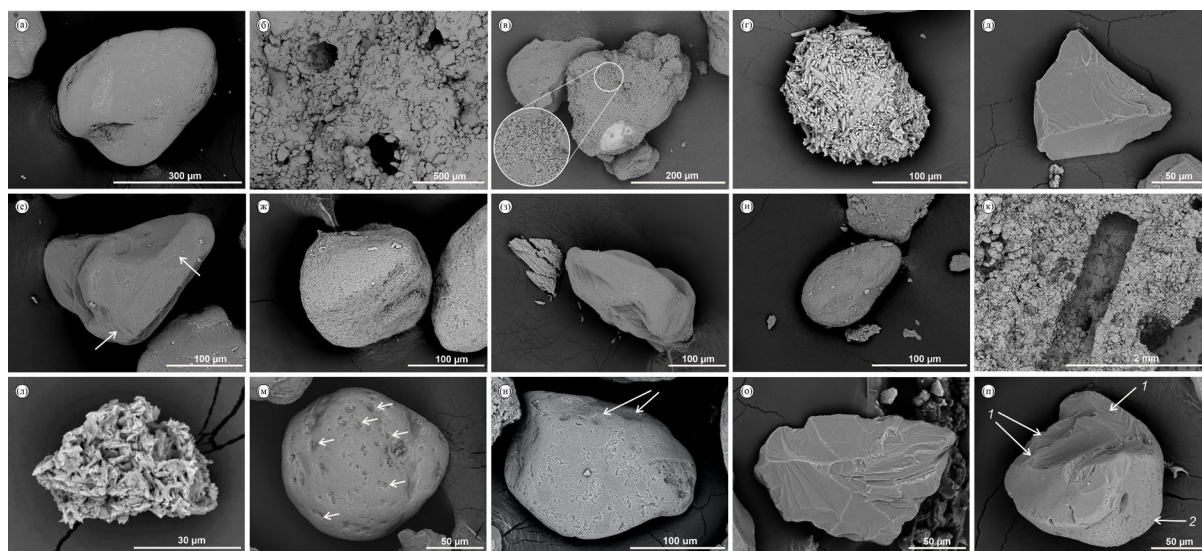


Рис. 5. Микростроение и морфология кварцевых зерен в отложениях Нижнего Поволжья: (а) — серповидные борозды на поверхности кварцевых частиц (СА-2); (б) — поры с плотными стенками (РГ-2); (в) — кальцитовая шуба на поверхности зерна (РГ-2); (г–з) — морфология зерен разреза Черный Яр (КГ ЧЯ-1): (г) — агрегат, сложенный кальцитом (вмещающие отложения, слой 7); (д) — угловатое зерно с раковистыми сколами; (е) — угловатое зерно со сглаженными углами и параллельными бороздами (белые стрелки); (ж) — изометричное зерно с поверхностью, покрытой мелкими ямками; (з) — вытянутое зерно со сглаженными углами, ямками на поверхности; (и) — окатанное зерно из материала псевдоморфозы КГ КОС-4; (к) — трубчатая пора в микростроении лёссов, разрез Средняя Ахтуба; (л) — кальцит (CaCO_3), разрез Средняя Ахтуба; (м) — изометричное зерно с неравномерно распределенными углублениями на поверхности (белые стрелки) (заполнитель хвостовой части псевдоморфозы, ЛН-2); (н) — углубления и ямки на поверхности зерна (горизонт ЛН-2); (о) — угловатое зерно с многочисленными сколами на поверхности (КГ ЛН-2); (п) — зерно со свежими раковистыми изломами (1) и поверхностью, сохранившей изначальную окатанность (2) (КГ ЛН-2).

Fig. 5. Microstructure and morphology of quartz grains in the deposits of the Lower Volga region: (a) — crescent-shaped grooves on the surface of quartz particles (SA-2); (б) — pores with dense walls (RG-2); (в) — calcite coat on the grain surface (RG-2); (г–з) — grain morphology of the Chernyy Yar section (CY-1): (г) — aggregate composed of calcite (inclosing sediments, layer 7); (д) — angular grain with conchoidal chips; (е) — angular grain with smoothed angles and parallel grooves (white arrows); (ж) — isometric grain with a surface covered with small pits; (з) — elongated grain with smoothed angles, pits on the surface; (и) — rounded grain from the material of pseudomorphosis (KOS-4); (к) — tubular pore in loess microstructure, Srednyaya Akhtuba section; (л) — calcite (CaCO_3), Srednyaya Akhtuba section; (м) — isometric grain with unevenly distributed pits on the surface (white arrows) (filler of the tail part of ice wedge cast, LN-2); (н) — depressions and pits on the surface of the grain (horizon LN-2); (о) — angular grain with numerous chips on the surface (LN-2); (п) — grain with fresh conchoidal fractures (1) and a surface that has retained its original roundness (2) (LN-2).

ние агрегатов с десквамацией их поверхностного материала (“луковое микростроение”) (рис. 6), что позволяет говорить о существовании на данной территории одинаковых региональных, а не локальных почвенно-экологических условий. Такие микропризнаки были описаны И.В. Ковдой для почв с вертикальными и криогенными признаками в Бурятии (Ковда, 2022), что может являться дополнительным аргументом в пользу криогенного генезиса структур в палеопочвах МИС 5а и МИС 5с для данных разрезов, которые так же сопровождались и проявлением вертикальных признаков в виде сликенсайдов (Makeev et al., 2021).

Информация о КС в различных разрезах Нижнего Поволжья обобщена в табл. 1. Для ЛПС (СА, ЛН, РГ, БТ) характерны тонкие клиновидные структуры 0.6–2.0 м (по вертикали) с четкими границами, преимущественно выдержанной по вертикали толщиной тела (2–3 см), с заполнителем из вышележащего слоя лёсса. Морские/лагунные отложения (КОС, ЧЯ) характеризуются наличием разнообразных по форме и размерам КС – маломощных и протяженных по вертикали, заполненных окисленным песком и материалом с голубоватым оттенком (рис. 4, (д)), горизонтальными отрезками, неровными границами, блоками вмещающего материала внутри структур. Криогенным структурам в аллювиальных толщах (разрез СА) свойственны неровные, скругленные границы, наличие карбонатных прослоек по границе с вмещающими отложениями, слоистость в заполнителе. По нашим представлениям такие структуры сформировались по аналогии со структурами в морских отложениях, когда мерзлая толща была перекрыта водой и лед вытаял, а образовавшиеся пустоты заполнились аллювиальным материалом.

В каждом из генетических типов КС различаются размерами и формой. Разнообразие морфологии мы связываем с различной влажностью отложений как на момент формирования осадка и последующего промораживания, так и на момент вытаявания льда. 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.

Разнообразие криогенных структур как по отдельным разрезам, так и по простирацию позволяет предположить, что в их образовании климатический фактор был в большей степени фоном, а разнообразие структур определялось местными факторами, в частности – генезисом и составом отложений, геоморфологической позицией, определявшей влажность (льдистость) отложений.

5. ТИПОЛОГИЯ КРИОГЕННЫХ СТРУКТУР

В Нижнем Поволжье можно выделить два типа криогенных структур: псевдоморфозы и криотурбации.

5.1. Псевдоморфозы

Под псевдоморфозами понимаются вторичные структуры, возникшие в результате замещения одной породы другой с сохранением внешних форм исходного материала. На исследуемой территории выделено три подтипа:

5.1.1. Клиновидные псевдоморфозы

Структуры, встречающиеся чаще всего в палеопочвенных и лёссовых горизонтах, аллювии и морских осадках. Структуры имеют четкие, относительно ровные границы с вмещающими отложениями. КС в ЛПС заполнены вышележащим лёссовым материалом (рис. 4, (е)), в плане имеют полигональное строение, а в расчистке стенки расположены с шагом 40–60 см; в некоторых случаях хвостовая часть структур переходит в волосяные жилки либо теряется. КС различаются размерами по вертикали от 0.3 до 2.0 м, регулярным расположением в стенке и зафиксированы в разрезах Средняя Ахтуба (СА-4, СА-5), Ленинск (ЛН-2, ЛН-3), Батаевка (БТ-1), Райгород (РГ-1, РГ-3). Структуры в аллювии маломощные (до 0.3 м) с округлыми хвостами, по внешней границе – карбонатная кайма; заполнителем является аллювиальный песок (СА-1). В разрезе Косика (КОС-1) клиновидные структуры берут начало в эоловых отложениях и секут толщу нижележащих морских осадков (рис. 4, (в)).

5.1.2. Псевдоморфозы с неровными, измятыми границами и горизонтальными отрезками

Встречены в разрезах Средняя Ахтуба (рис. 4, (б)), Черный Яр и Косика (рис. 4, (д)). Вертикальная протяженность структур варьируется в пределах 0.2–1.2 м. Формирование нынешней формы таких структур связано с обводненными условиями в период деградации ледяного тела – ввиду затопления территории (ЧЯ-1, КОС-2 – КОС-4), повышения водности реки или изменения положения русла (СА-3).

5.1.3. Мешкообразные псевдоморфозы

Представляют собой структуры U-образной формы с четкими, иногда неровными границами. Вертикальная протяженность структур 40–60 см, ширина 20–45 см. КС встречены в разрезах Косика, горизонт КОС-2 (рис. 4, (г)) и Райгород, горизонт РГ-2 (рис. 4, (ж)).

5.2. Криотурбации

Это различные нарушения в залегании грунтов в виде округлых структур, перемятия слоев, которые развиваются в сезонно-талом слое многолетней мерзлоты под влиянием, в большей степени, криогенного пучения и плотностной конвекции.

Такие структуры встречены в разрезе Средняя Ахтуба (СА-2) и представляют собой клубнеобразные образования, секущие слой палеопочвы и внедряющиеся в нижележащий аллювиальный горизонт (рис. 4, (а)). Центральные части слабо ожелезнены, границы округлые.

6. ХРОНОЛОГИЯ ЭТАПОВ КРИОГЕНЕЗА

Для обоснования возраста различных этапов криогенеза в Нижнем Поволжье выполнено абсолютное датирование методом OSL и ИКСЛ. Проведены необходимые тесты (тест чистоты кварца, предварительная оценка эквивалентной дозы, тест восстановления дозы, предварительная оценка температуры нагрева и др.), которые позволяют оценить надежность результатов измерений. Измерения эквивалентной дозы кварца проведены по стандартному протоколу SAR, а оценка дозы К-полевого шпата выполнена по протоколу IRSL SAR, что позволило провести сравнение итоговых возрастов по кварцу и калиевым полевым шпатам и оценить степень обнуления люминесцентного сигнала до момента захоронения материала. Концентрация радионуклидов рассчитана с помощью гамма-спектрометров высокого разрешения (Murray et al., 1987).

В рамках люминесцентного датирования четвертичных отложений Нижнего Поволжья получено большое количество дат, опубликованных ранее в серии работ (Янина и др., 2017; Kurbanov et al., 2021; Butuzova et al., 2022; Kurbanov et al., 2022; Taratunina et al., 2022). По результатам анализа материалов датирования с применением байесовской статистики построена хронология развития криогенеза на данной территории в позднем плейстоцене и выделены криогенные этапы для южного и северного районов (Таратунина и др., 2023, 2024). Некоторые этапы в изученных разрезах коррелируют по времени друг с другом, что позволяет проследить региональную агградацию/деградацию мерзлоты. В то же время частные события, отраженные в разрезах, говорят об условиях, способствовавших формированию локальных островов мерзлоты или глубокого сезонного промерзания. Выделенные этапы криогенеза для двух районов объединены в табл. 3 и показаны на рис. 2.

Таким образом, для территории севера Прикаспийской низменности выделено 6 этапов развития криогенеза в позднем плейстоцене. Хронология указывает на то, что КГ, отражающие региональное распространение мерзлых пород, выделяются для этапов II и IV (МИС 5b, МИС 3c). Остальные этапы нашли отражения либо лишь в отдельных разрезах, т.е. являются локальными

эпизодами похолодания или кратковременного продвижения островной мерзлоты на юг, что часто связано либо с особенностями пород, либо с геоморфологической позицией участка.

Обобщение данных полевых и аналитических исследований представлено в табл. 2.

7. ТИПЫ МЕРЗЛОТНЫХ СТРУКТУР И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

При интерпретации палеогеографических условий в зонах распространения палеокриогенеза необходимо учитывать процесс деградации льда и связанный с этим процесс преобразования толщи отложений. Мы придерживаемся определения криогенеза, которое включает “совокупность процессов физического, химического и биологического преобразования толщи, происходящих вследствие влияния отрицательных температур, т.е. при их промерзании, пребывании в промерзшем состоянии и при их протаивании” (Макеев, 2019). Интерпретация палеогеографической обстановки развития криогенеза на территории Нижнего Поволжья осложнена трансгрессивно-регрессивными событиями в Каспийском регионе, особенно для районов двух южных разрезов (Черный Яр, Косика), которые находились в зоне непосредственного влияния моря, в прибрежно-морских (сильно увлажненных) условиях.

Таким образом, в Нижнем Поволжье облик структур обусловлен двумя параметрами: 1) степенью обеспеченности отложений влагой (количество осадков, величина миграции влаги в отложениях); 2) влиянием моря/реки на процесс деградации структур. В табл. 2 представлен наш взгляд на события, которые привели к формированию криогенных структур в Нижнем Поволжье.

Обобщая данные табл. 2 можно сделать следующие выводы. Структуры, сформированные в лёссово-почвенных отложениях, отражают наиболее холодные и продолжительные периоды: влажность этих пород при формировании структур была минимальна, и формирование КС происходило медленно. Поэтому криогенные горизонты, представленные структурами в ЛПС, интерпретируются как сформировавшиеся в условиях многолетней криолитозоны. Конечная форма структур зависит от условий протаивания. При протаивании льда в шлирах и клиньях структуры заполнились вышележащим лёссовым материалом, при этом форма клиньев не нарушена. Такие примеры можно наблюдать в Средней Ахтубе (СА-4, СА-5), или в Ленинске (ЛН-1, ЛН-2, ЛН-3). Те же ледяные клинья в лёссах, которые испытали воздействие воды после своего формирования, выглядят как СА-3 — наличие эрозионной границы в кровле

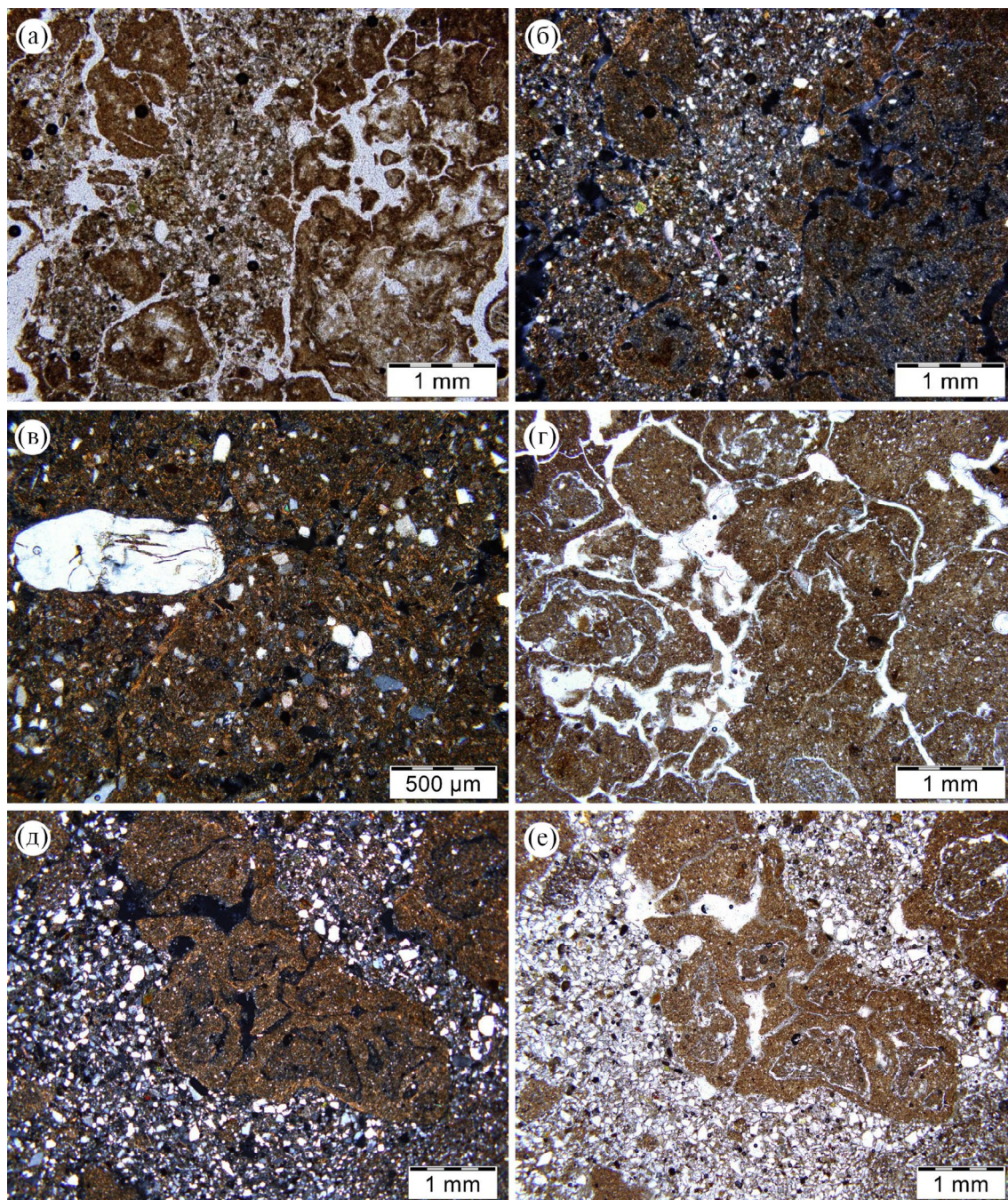


Рис. 6. Микростроение отложений в шлифах: (а–б) – микростроение поверхностных горизонтов палеопочв МИС 5с, сформированных на пойменных отложениях: трещины, заполненные пылеватым ательским материалом среди гумусово-глинистого материала (СА-5, глубина 15.57–15.62 м); (в) – ооид-округлый агрегат с кольцевой глинистой пленкой на поверхности, трещиноватый кварц (СА-1, глубина 6.20 м отн.); (г) – “луковые” агрегаты в магистральной поре, палеопочва МИС 5а (ЛН-2, глубина 13.73–13.78 м отн.); (д) – заполнение трещины разным по составу материалом: в нижней части – слоистый глинисто-пылеватый (водный генезис), сверху – мелкопесчаная засыпка (ЛН-1, глубина 7.28–7.38 м отн.); (е) – сочетание разных агрегатов: угловатые с острыми носами, комковатые, эллипсоидные с карбонатными нодулями (СА-5, глубина 15.58–15.63 м отн.)

Fig. 6. Microstructure of deposits in thin sections: (a–б) – microstructure of surface horizons of MIS 5s paleosols formed on floodplain deposits: cracks filled with silty Atelian material among humus-clay material (SA-5, depth 15.57–15.62 m); (в) – ooid-rounded aggregate with an annular clay film on the surface, fractured quartz (SA-1, depth 6.20 m rel.); (г) – “onion-like” aggregates in the main pore, palaeosol MIS 5a (LN-2, depth 13.73–13.78 m rel.); (д) – filling the crack with material of different composition: in the lower part – layered clayey-silty (water genesis), on the top – fine sand filler (LN-1, depth 7.28–7.38 m rel.); (е) – a combination of different aggregates: angular with sharp noses, lumpy, ellipsoid-like with carbonate nodules (SA-5, depth 15.58–15.63 m rel.).

Таблица 3. Криогенные этапы и типы криогенных структур в изученных разрезах Нижнего Поволжья
Table 3. Cryogenic stages and types of cryogenic structures in the studied sections of the Lower Volga region

Этап	Разрез (горизонт)	Генетиче- ский тип из табл. 1	Тип криогенных структур	Абс. отм. кровли КГ, м	Возраст этапа, тыс. л. н.
I МИС 5d	Косика (КОС-4)	II	Псевдоморфозы 15–30 см по вертикали, до 10 см в ширину; с песчаным заполните- лем, с горизонтальными отростками	–3.05	~115–105
	Косика (КОС-3)		Псевдоморфозы 60–65 см по вертикали, до 25 см в ширину; заполнены в верхней ча- сти рыхлым бежевым песком, в хвостовой – серо-голубым сцементированным песком		
II МИС 5b	Средняя Ахтуба (СА-5)	I	Тонкие клиновидные структуры до 1.5 м	–0.64	~95–90
	Ленинск (ЛН-3)			–1.73	~95
	Райгород (РГ-3)	III	Маломощные (до 30 см) тонкие структуры	–2.35	~90
	Косика (КОС-2)	II	Мешкообразные и клинообразные структуры 40–60 см, заполненные песчаным материалом	–1.90	~90–83
III МИС 5a/ МИС 4	Ленинск (ЛН-2)	I	Тонкие клиновидные структуры до 1.0 м по вертикали	–2.10	~75
	Райгород (РГ-2)	III	Мешкообразные псевдоморфозы	1.87	~75
	Средняя Ахтуба (СА-4)	I	Тонкие клиновидные структуры до 1.0 м по вертикали	0.74	~70
	Батаевка (БТ-1)		Тонкие клиновидные структуры до 2.5 м по вертикали	0.72	~70
IV МИС 3с/ МИС 3b	Райгород (РГ-1)	I	Тонкие клиновидные структуры до 30 см	6.12	~52–50
	Средняя Ахтуба (СА-3)	III	Двухуровневые псевдоморфозы до 1.5 м с послойным заполнением	5.74	~45
	Черный Яр (ЧЯ-1)	II	Псевдоморфозы мощностью до 1.3 м	4.94	~47–45
V МИС 3a	Ленинск (ЛН-1)	I	Тонкие клиновидные структуры до 30 см по вертикали	4.32	~37–35
	Средняя Ахтуба (СА-2)	III	Криотурбации	7.16	~37
	Средняя Ахтуба (СА-1)		Клиновидные псевдоморфозы до 25 см по вертикали	8.36	~35
VI МИС 2	Косика (КОС-1)	II	Клиновидные псевдоморфозы 40–70 см по вертикали, заполненные переработанны- ми осадками раннехвалынской трансгрессии	–1.90	~23–22

криогенного горизонта свидетельствует о затоплении территории и влиянии флювиальных процессов на формирование конечной формы структуры.

Ледяные клинья в морских/лагунных отложениях, при оттаивании испытывавшие воздействие воды (затопление, размыв, подтопление), выглядят как структуры горизонтов КОС-2, КОС-3 или КОС-4 (рис. 4, (г, д)). Протаивание и формирование нынешнего облика структур криогенных горизонтов КОС-3 и КОС-4 происходило быстро, вероятно, при флуктуациях уровня каспийского бассейна и затоплении структур водой: поступающая вода способствовала вытаиванию льда; вмещающие отложения вытаивали медленнее ледяной жилы; тепловое воздействие воды сглаживало границы структур; сверху в полость оттаявшего ледяного клина с водой поступал песчаный материал. Цвет отложений (сизый/рыжий) позволяет судить об окислительно-восстановительных условиях, о существовании поверхности или ее отсутствии после заполнения псевдоморфозы. Разница в вертикальных размерах структур, имеющих разный заполнитель, но берущих начало на одном уровне, отражает высокую скорость формирования структур, а также разную глубину промерзания/существования ММП.

Если структуры зафиксированы как в северной, так и южной частях региона — мы реконструируем региональное распространение криолитозоны. В нашем случае это этапы II и IV (см. раздел 8). Единичные проявления (криогенные горизонты в отдельных разрезах) являются следствием локальных условий — температурных, влажностных, геоморфологической позиции — и генезиса осадка.

Таким образом, одни и те же условия среды в разных генетических типах отложений приводят к формированию структур разного облика, а решающее значение имеют процессы их деградации. При реконструкции истории криогенеза важно применять комплексный анализ: детальную характеристику соотношения вмещающих/перекрывающих отложений и заполнителя, их микростроение, морфологии кварцевых зерен, оценивать цикличность криогенеза с использованием ККК. Эти материалы в идеале должны дополняться данными палеопочвенного, палеоботанического и палеонтологического анализов, результатов абсолютного датирования.

При палеогеографических реконструкциях также важно учитывать похожие по морфологии трещины, возникающие за счет иссушения как при аридизации, так и при промерзании отложений. Они различаются составом (гранулометрическим и минералогическим) заполняющего материала, его микроструктурой и особыми контактами с вмещающей почвенной массой. Поэтому для более

обоснованных заключений о характере проявления палеокриогенеза применение микроморфологического метода для диагностики генезиса должно сопровождаться подробными макро-, мезо- и субмикроморфологическими исследованиями и оценкой ККК.

8. ПЕРИОДИЗАЦИЯ РАЗВИТИЯ КРИОГЕНЕЗА В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ

Анализ диагностических признаков условий формирования отложений с криогенными структурами (табл. 1, 2), корреляция криогенных горизонтов на основе определения возраста отложений (табл. 3), позволили выявить в Нижнем Поволжье в позднем плейстоцене шесть этапов криогенеза — КНП (рис. 3).

8.1. Этап КНП-I, МИС 5d (~115–105 тыс. л. н.)

Для первого этапа описаны структуры в морских позднечазарских отложениях разреза Косика (КОС-4, КОС-3). Для КОС-4 выделены псевдоморфозы вертикальной протяженностью до 30 см, заполненные рыхлым рыжим песком, с расстоянием между клиньями 30–150 см; для КОС-3 выделены псевдоморфозы с расстоянием между клиньями 150–300 см, мощностью до 65 см с горизонтальными отростками, заполненных в верхней части также рыжим песком, а в хвостовой — сцементированным серо-синим песком. Заполнитель структур отсутствует выше в разрезе. Ввиду различий в облике структур и заполнителя мы предполагаем, что их формирование происходило в разные этапы, и более детальное подразделение будет возможно при выполнении подробного датирования. ККК для верхней части позднечазарских осадков составляет 0.93–1.13, что соответствует представлениям о многократном циклическом промерзании-протаивании отложений либо существовании маломощной многолетней мерзлоты. ККК для нижней части позднечазарской толщи характеризуется меньшими значениями (0.89), что свидетельствует о меньших количествах циклов промерзания-оттаивания для этого уровня отложений. Степень увлажнения осадков в разрезе Косика была выше по сравнению с лёссовыми разрезами северной части изученного района, однако глубина промерзания меньше, что согласуется с более южным положением разреза.

Формирование структур этапа КНП-I происходило в южной части Нижнего Поволжья в условиях колебаний уровня Каспия, вероятно, было быстрым и кратковременным: отсутствуют породы заполнителя выше в разрезе (возможно, денудирован), ККК уменьшается с глубиной (снижается степень криогенной переработки), ожелезнение песков (свидетельство аэробных процессов).

На ВЕР в это время фиксируют первую стадию смоленского криогенного этапа, которая отражает самое раннее похолодание валдайской эпохи, наступившее после микулинского межледниковья.

8.2. Этап КНП-II, МИС 5с-а (~95–82 тыс. л. н.)

Начало этапа КНП-II (95–90 тыс. л. н.) соответствует концу МИС 5с — первой половине МИС 5b. В это время в субаэральных ЛПС (Средняя Ахтуба, Ленинск) сформировались псевдоморфозы клиновидной формы протяженностью до 2.0 м, расстояние между ними 40–60 см (СА-5, ЛН-3). Структуры секут горизонт палеопочвы МИС 5с, хвостами внедряются в микулинскую межледниковую палеопочву (МИС 5е); заполнитель структур — вышележащий лёссовый материал МИС 5b. ККК для вмещающих отложений (палеопочв) составляет 1.09–1.12 (разрез Средняя Ахтуба). Таким образом, в период формирования структур этого криогенного этапа для разрезов Средняя Ахтуба и Ленинск реконструируются схожие условия — субаэральное осадконакопление, присутствие маломощной многолетней мерзлоты, слабое увлажнение отложений.

В продолжение этапа КНП-II, в конце МИС 5b — начале МИС 5а (~90–82 тыс. л. н.) формируются структуры в разрезах Райгород и Косика. Для разреза Райгород (РГ-3), расположенного на широте разреза Средняя Ахтуба, но на противоположном (правом) берегу р. Волги, характерны псевдоморфозы в виде тонких клиньев мощностью до 30 см, заполненные вышележащей палеопочвой. Размер полигонов в плане 5–15 см. В строении разреза Косика (КОС-2) зафиксированы мешкообразные псевдоморфозы с однородным песчаным заполнителем, отсутствующим выше в разрезе (рис. 4, (г)). Структуры вертикальной протяженностью до 40 см внедряются в толщу плотных супесей (слои 4–6). Для нижней части супесей слоя 3 получена датировка 22.7 ± 1.3 тыс. л., а по материалу криогенной структуры (заполнитель), берущей начало на границе слоев 3 и 4, получена дата 82.8 ± 6.7 тыс. л., что свидетельствует о заполнении структуры не позднее ~82 тыс. л. н. Таким образом, криогенный этап соответствует возрасту ~85 тыс. л. н. Данные также говорят о большом перерыве в осадконакоплении, который можно объяснить флуктуациями уровня Каспийского моря в этом районе. Осушение поверхности приводило к формированию вертикальных ледяных шпиров в водонасыщенных суглинистых отложениях. При подъеме уровня Каспийского моря произошло оттаивание льда с заполнением структур песчаным материалом. Последующий подъем уровня моря в хвалынскую трансгрессию

уничтожил песчаный горизонт, оставив лишь заполнитель криогенных структур.

Этапу КНП-II на территории Восточно-Европейской равнины соответствует начало валдайского оледенения: в МИС 5b здесь выделяют II фазу смоленского криогенного этапа (Величко, 2012), сформировались пластические и разрывные деформации (рост ПЖЛ), солифлюкция ($57\text{--}55^\circ\text{С.Ш.}$). В Каспийском регионе в это время реконструируется завершающая гирканская стадия позднехазарской трансгрессии. По современным представлениям (Янина, 2012), условия характеризовались обильными осадками и повышенным стоком рек. Уровень моря несколько превышал современный, воды гирканского бассейна проникали по долине Волги, формируя широкий эстуарий.

8.3. Этап КНП-III, начало МИС 4 (~75–70 тыс. л. н.)

В это время сформировались ледяные клинья ~1.0–2.0 м на расстоянии 40–60 см друг от друга, псевдоморфозы по которым мы можем наблюдать в разрезах Средняя Ахтуба (СА-4), Ленинск (ЛН-2) и Батаевка (БТ-1). Структуры секут горизонт палеопочвы МИС 5а, заполнителем является вышележащий лёсс (МИС 4). Границы структур с вмещающими отложениями четкие, хвосты жил ломаные. Значение ККК для почвенного горизонта (МИС 5а) составляет 1.07 (Средняя Ахтуба), 0.97 (Батаевка), 0.95 (Ленинск) что отвечает условиям циклического криогенеза, существованию редкоостровной, маломощной криолитозоны. Эти структуры формируют характерный стратиграфический репер, отделяющий МИС 5 от МИС 4 в лёссово-почвенных сериях региона.

В разрезе Райгород (РГ-2) описаны мешкообразные псевдоморфозы 55–60 см по вертикали, 20–50 см в ширину, с послойным заполнением вышележащим аллювиальным материалом, корочкой карбонатов по границам структур. Форма псевдоморфоз обусловлена вытаиванием ледяных клиньев, частичным размывом и последующим послойным заполнением (возможно, в режиме пойменного осадконакопления).

Криогенные структуры этого этапа, вскрытые в разрезах Средняя Ахтуба, Ленинск и Батаевка, заключены в субаэральных лёссово-почвенных отложениях, хотя и расположены на разных широтах, имеют схожее строение и параметры. В то же время разрез Райгород, расположенный на одной широте с разрезами Средняя Ахтуба и Ленинск, фиксирует структуры другого строения, заключенные в тонкодисперсных фациях аллювия. Все это свидетельствует о том, что характер структур зависит в большей степени от генезиса отложений,

чем от широтного положения (в пределах одного региона). КС этого этапа отмечались многими исследователями Нижнего Поволжья (Москвитин, 1962; Шкатова, 1975; Свиточ, Янина, 1997), он наиболее широко выражен в регионе и имеет региональное стратиграфическое значение для ательской свиты (Янина и др., 2017).

Палеогеографические условия развития этапа КНП-III характеризовались развитием валдайского оледенения на Восточно-Европейской равнине. В Каспии этот период также знаменуется существенными изменениями — началом глубокой ательской регрессии бассейна, сменой климатических параметров с влажных и относительно теплых (завершение формирования почвы МИС 5a) на холодные, сухие и ветренные (начало формирования лёссовых отложений МИС 4, агградация криолитозоны). Для этого времени мы реконструируем существование сплошной многолетней криолитозоны.

8.4. Этап КНП-IV, конец МИС 3с — начало МИС 3b (~52–45 тыс. л. н.)

В отложениях этого этапа в Нижнем Поволжье зафиксированы:

1) криогенные структуры в разрезе Средняя Ахтуба (СА-3): выражены в виде псевдоморфоз до 1.5 м, с двухуровневым строением. Структуры нарушают верхнюю часть лёссовой толщи, заполнены супесчано-песчаным материалом, а выше перекрыты аллювиальной толщей. Внешние границы структур неровные, с прослойкой карбонатов на контакте с вмещающими отложениями; внутренняя часть клиньев перемята. Для верхней части лёссов (глубина ~9.7 м) получена дата 48.7 ± 3.1 тыс. л. Поскольку структуры заполнены материалом (опесчаненным лёссом), отличным от вышележащего аллювия и вмещающих лёссовых отложений, а верхняя часть срезана последующей эрозией, формирование этих структур связано с подъемом уровня Волги, неоднократными эпизодами влияния реки на этот участок долины в виде периодического затопления и осушения. Воздействие воды привело к деградации льдистых структур, превращению клиновидной формы в мешкообразную, с оплывшими стенками, послойному заполнению. ККК здесь менее 1 (лёссовые отложения), что может быть связано как с более теплыми условиями, так и со смывом верхней части лёссовых отложений, которые отвечали наибольшему числу циклов промерзания-протаивания, а значит — более высокому значению ККК;

2) в разрезе Черный Яр (ЧЯ-1) описаны псевдоморфозы с песчаным заполнителем вертикальной протяженностью до 1.3 м, расположенные на расстоянии 50–150 см. Структуры нарушают верхнюю

часть горизонта с признаками почвообразования (слой 7). Датировка верхней части слоя 7 (57.0 ± 3.1 тыс. л. н.) и заполнителя структур (43.8 ± 2.2 тыс. л. н.) позволяют оценить возраст формирования структур ~43 тыс. л. н., т.е. в период похолодания МИС 3b, когда на низких геоморфологических уровнях, на участках с повышенным увлажнением существовали условия для формирования локальных участков мерзлых пород. Отложения выше (нижняя часть слоя 6, над структурой) датируются 32.4 ± 2.0 тыс. л. Здесь, в пойменных или лагунных условиях, происходило интенсивное промерзание-протаивание, что привело к формированию вертикальных и горизонтальных шлиров льда. Это отражено в виде сетчатой текстуры вмещающих глинистых отложений. Далее, с повышением уровня Каспия и продвижением морских вод произошло протаивание отложений;

3) в разрезе Райгород (РГ-1) на глубине ~7.7 м описаны грунтовые клинья до 30 см по вертикали, расположенные на расстоянии 30–50 см друг от друга; ширина структур выдержана по вертикали. Они секут слабо развитую почву, и заполнены вышележащим лёссовым материалом, хвосты структур проникают на всю глубину вмещающей палеопочвы. Структуры развиты в лёссово-почвенных субаэральных отложениях, сформировавшихся на более дренированных водоразделах, по сравнению со структурами Средней Ахтубы.

В Каспийском море, по-видимому, отмечается некоторое повышение уровня, что способствовало проникновению вод в долину Волги и протаиванию мерзлых отложений. На Восточно-Европейской равнине в это время и начинается брянский мега-интерстадиал — теплый период внутри валдайского оледенения (Динамика ..., 2002). В Нижнем Поволжье в этот период реконструируется существование сплошной многолетней криолитозоны для северной части (разрезы Средняя Ахтуба, Райгород) и маломощной редкоостровной мерзлоты либо глубокого сезонного промерзания — для южной части региона (разрез Черный Яр).

8.5. Этап КНП-V, начало МИС 3a (37–35 тыс. л. н.)

В Нижнем Поволжье этот этап выражен в разрезе Ленинск (ЛН-1), а также в виде двух уровней в разрезе Средняя Ахтуба (СА-2 и СА-1):

1) в разрезе Ленинск (ЛН-1) для этого этапа зафиксированы клиновидные псевдоморфозы малой мощности (до 30 см), выраженные на всю мощность слабо развитой палеопочвы и заполненные вышележащим лёссовым материалом. Эти структуры сформировались в субаэральных водораздельных условиях, и по облику подобны структурам разреза Райгород (РГ-1);

2) нижний горизонт этого этапа в разрезе Средняя Ахтуба (СА-2, глубина 7.7–8.0 м) представлен клубнеобразными криотурбациями различного состава (песчаными, супесчаными), которые нарушают однородность отложений пойменных почв и аллювиальной толщи. Границы структур четкие; верхняя граница горизонта неровная. Подобные криотурбации в настоящее время характерны для тундры, где фиксируются в структуре пятен-медальонов в пределах слоя сезонного оттаивания. Структуры сформировались, когда поверхность находилась в мерзлом состоянии, а летом оттаивала на небольшую глубину. Криотурбации отвечают сильно увлажненным условиям, когда водонасыщенный слой перемешивается в результате процессов пучения и плотностной конвекции;

3) верхний горизонт (СА-1, ~6.2 м) представлен псевдоморфозами различного строения: клиновидными структурами, формами с горизонтальными отростками, слоистыми структурами, описанными ранее как “мерзлотные структуры облекания”, которые образуются в условиях как постоянно существующего, так и периодически существующего бассейна при наличии вечной мерзлоты. Для всех структур этого горизонта характерна небольшая мощность (до 25 см) в пределах почвенного горизонта, четкие границы с вмещающими.

Для периода МИС 3 с короткими фазами потепления и увлажнения вследствие поднятия уровня Каспия (Янина и др., 2017) характерно увеличение влагосодержания в толще отложений. Русло Волги неоднократно меняло свое положение, что на разных участках долины отразилось в стабилизации рельефа и появлении палеопочвенных горизонтов в толще аллювия (Средняя Ахтуба). В регионе реконструируется маломощная сплошная или редкоостровная криолитозона. На Восточно-Европейской равнине в это время фиксируется завершающий этап формирования брянской палеопочвы.

8.6. Этап КНП-VI, середина МИС 2 (~23–22 тыс. л. н.)

Этап несколько предшествует максимальной фазе поздневалдайского оледенения на северо-западе ВЕР (Astakhov et al., 2016; Zaretskaya et al., 2024). В Нижнем Поволжье структуры этого этапа зафиксированы только в разрезе Косика (КОС-1) в виде клиновидных форм до 50 см по вертикали, с четкими границами и заполнителем из рыжего сцементированного материала вышележащего горизонта (раннехвалынских осадков), для нижней части которого получены даты 22.7 ± 1.3 и 22.0 ± 1.1 тыс. л. На ВЕР для этого времени фиксируется начало развития ярославского криогенного горизонта, для которого характерны клиновидные

образования до 5 м по вертикали и шириной по верху до 3 м; линейный размер полигонов до 20 м. В Каспийском море отмечается подъем уровня моря и развитие хвалынской трансгрессии (Курбанов и др., 2023). Для региона реконструируется маломощная редкоостровная мерзлота либо глубокое сезонное промерзание, а яркая выраженность структур обусловлена высокой льдистостью отложений и последующей трансформацией структур в процессе оттаивания.

На рис. 7 приведена корреляция с МИС и криогенными этапами на Восточно-Европейской равнине.

Неустойчивость геотермического режима на территории Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене обусловила многократные колебания с фазами отрицательных и положительных температур в верхней части литосферы (Динамика ..., 2002). В отложениях позднего плейстоцена на Восточно-Европейской равнине выделяется смоленский криогенный горизонт (МИС 4), для которого характерны криотурбации и клиновидные структуры размером до 3 м (Динамика..., 2002). Поверхность брянской ископаемой почвы (МИС 3) деформирована клиновидными структурами (размером более 3 м) владимирского криогенного горизонта. Периоду максимум развития последнего валдайского ледникового покрова (МИС 2) отвечает ярославский криогенный горизонт с псевдоморфозами по ПЖЛ, многочисленными криотурбациями и следами солифлюкции. Для этого времени характерны наиболее крупные псевдоморфозы с размером по вертикали 3–4 м и более. Условия соответствовали области сплошной мерзлоты и низких отрицательных температур пород. В целом было установлено, что суровость мерзлотных условий возрастала от среднего плейстоцена к позднему, а в климатические экстремумы происходило глубокое выхолаживание по сравнению величинами потепления в оптимумы (Динамика ..., 2002).

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам исследований в 2018–2022 гг. впервые для территории Нижнего Поволжья (НП) детально описаны и изучены псевдоморфозы, грунтовые клинья и криотурбации, доказано их криогенное происхождение, получены данные об абсолютном возрасте отложений, вмещающих криогенные структуры, что позволило выделить временные интервалы их формирования.

Комплексное изучение криогенных структур (КС) в НП с применением криолитологических, седиментологических, палеогеографических, геоморфологических, палеопедологических методов

и абсолютного датирования позволило выявить следующие закономерности:

- 1. На основе анализа формы, расчета ККК, изучения микростроения, морфоскопии кварцевых зерен вмещающих и заполняющих псевдоморфозы отложений сделан вывод о криогенном происхождении описанных структур.
- 2. В НП выделены различные структуры в трех генетических группах осадков: лёссово-почвенных сериях, аллювиальных и лиманно-морских отложениях. Различие между структурами обусловлено литологическим составом отложений и их обеспеченностью влагой как на момент формирования осадка, так и на момент деградации криогенной структуры (вытаивания льда). Влажность отложений, в свою очередь, напрямую зависела от геоморфологической позиции и изменений уровня Каспийского моря. В НП не все геологические свидетельства криогенных событий получили повсеместное распространение: их выраженность в разрезах и сохранность в геологической летописи связаны со множеством факторов (трансгрессивно-регрессивные события Каспийского моря, влажность отложений, скорости осадконакопления и др.). Частично это связано с расположением доступных для изучения обнажений исключительно в современной долине Волги.
- 3. Среди КС выделяются две группы: 1) тонкие, глубокие псевдоморфозы в палеопочвах, перекрытых лёссами; отражают продолжительные суровые

- климатические условия – низкие температуры, существование многолетней криолитозоны; 2) псевдоморфозы в морских/лагунных отложениях, до 60 см по вертикали, с неровными границами – отражают короткие события с глубоким сезонным промерзанием/существованием редкоостровной криолитозоны.
- 4. Наиболее ярко криогенез проявился в тонкодисперсных, более влагоемких отложениях – палеопочвенных горизонтах, пойменных и морских осадках. На макроуровне криогенным признаком в лёссах является их блоковая отдельность, связанная с низким коэффициентом расширения/сжатия этих пород.
- 5. По результатам люминесцентного датирования определен возраст криогенных событий. На основе ~100 дат в НП выделено шесть этапов развития криогенеза. Два из них (КНП-II и КНП-IV) являются общими для южной и северной частей, что свидетельствует о масштабности (региональности) распространения криогенеза. На севере региона криолитозона была сплошной, а на юге – редкоостровной либо сезонной с глубоким промерзанием. Для четырех этапов криогенез имел локальное распространение, т.е. существовали местные условия охлаждения/глубокого сезонного промерзания для формирования КС (например, ввиду особенностей геоморфологического положения или положения берега моря),

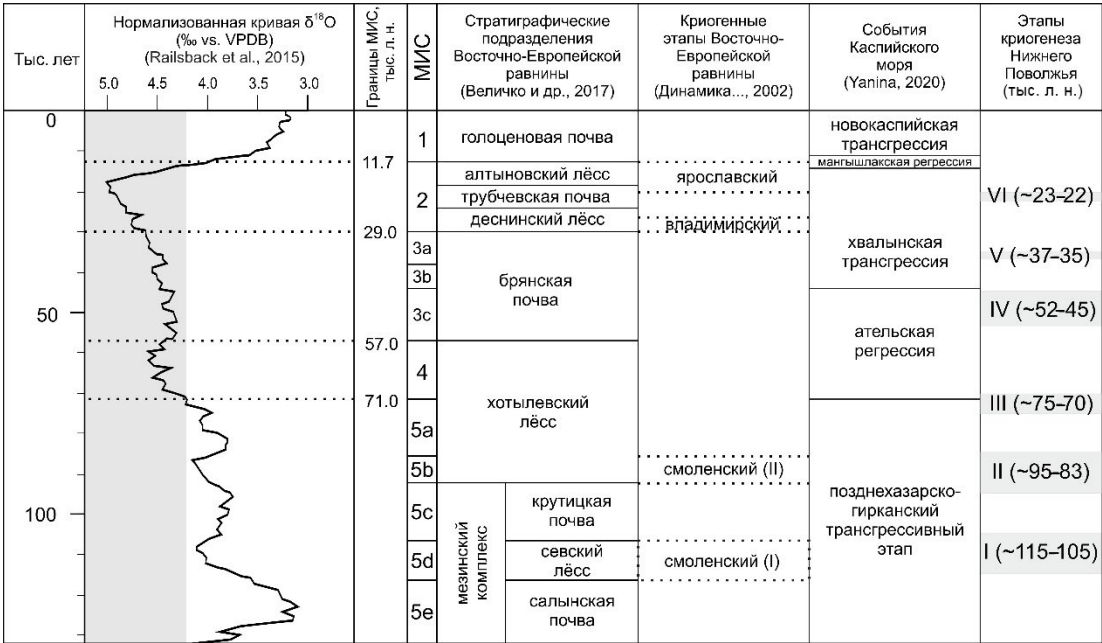


Рис. 7. Корреляция криогенных событий Восточно-Европейской равнины и Нижнего Поволжья с глобальными и каспийскими событиями.
Fig. 7. Correlation of cryogenic events in the East European Plain and the Lower Volga region with global and Caspian events.

либо существовала редкоостровная многолетняя криолитозона.

6. Выделенные этапы развития криогенеза в Прикаспийской низменности не всегда соответствуют криогенным горизонтам ВЕР, выделенным А.А. Величко (рис. 7): 1) смоленскому криогенному горизонту соответствуют два этапа в НП (МИС 5d и 5b); 2) криогенный этап выделен в НП на границе МИС 5a / МИС 4, в то время как на территории ВЕР сформировался хотылевский лёсс без признаков криогенных деформаций; 3) во время формирования брянской ископаемой почвы в НП вскрыты два горизонта с криогенными деформациями (IV и V этапы, 52–45 и 37–35 тыс. л. соответственно); 4) VI криогенный этап в НП частично коррелируется с ярославским криогенным горизонтом на ВЕР. Кратковременность синхронизации в последнем случае можно объяснить трансгрессивным циклом в Каспии, который, вероятно, уничтожил следы самого холодного периода позднего плейстоцена. Расхождения также могут быть связаны с более детальным геохронологическим обеспечением для отложений Нижнего Поволжья.

7. Одни и те же условия среды в разных генетических типах отложений приводят к формированию структур разного облика, что напрямую зависит от влажности и состава отложений, однако решающее значение в конечном облике структур имеют условия оттаивания и сопутствующие изменения морфологии структур.

8. Палеогеографические реконструкции, связанные с историей криогенеза, должны основываться на комплексном анализе, включающем детальное полевое описание структур с характеристикой соотношения с вмещающими отложениями, расчет ККК для оценки цикличности криогенеза, изучение морфоскопии кварцевых зерен, микроморфологии, седиментологические характеристики, геохронологию, типизацию структур. Более обоснованная характеристика истории криогенеза должна базироваться на связи палеоструктур с современными аналогами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за полезные советы и рекомендации, и также А.В. Панину, Д.А. Солодовникову, Е.Н. Бадюковой и А.О. Макееву за обсуждение результатов. Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 19-77-10077 (абсолютное датирование), гранта РФФИ 20-55-56046 (полевые работы), в рамках госзадания ИГ РАН № FMWS-2024-0005 (обзор литературы), географического факультета МГУ № 121051100135-0 (криолито-

гические анализы) и № 121051100164 (палеопочвенные 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>
- Бердников В.В. (1976). Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука. 126 с.
- Васильев Ю.М. (1961). Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР. 128 с.
- Величко А.А. (1965). Криогенный рельеф перигляциальной зоны (криолитозоны) Русской равнины. В сб.: *Четвертичный период и его история*. М.: Наука. С. 104–120.
- Величко А.А. (1973). Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука. 256 с.
- Величко А.А. (2012). Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС. 564 с.
- Величко А.А., Борисова О.К., Кононов Ю.М. и др. (2017). Реконструкция событий позднего плейстоцена в перигляциальной зоне юга Восточно-Европейской равнины. *Доклады Академии наук*. Т. 475. № 4. С. 448–452. <https://doi.org/10.7868/S0869565217220194>
- Гельфан А.Н., Калугин А.С. (2021). Многолетняя мерзлота в бассейне Каспия как возможный триггер поздней Хвалынской трансгрессии: проверка гипотезы с помощью модели формирования речного стока. *Водные ресурсы*. Т. 48. № 6. С. 609–621. <https://doi.org/10.31857/S0321059621060067>
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. (2002). Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 296 с.
- Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). (1999). Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 260 с.
- Ковда И.В. (2022). Общие признаки в мерзлотных и слитых почвах на макро- и микроуровнях. *Почвоведение*. Вып. 55. № 10. С. 1201–1214. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22100082>
- Конищев В.Н. (1998). Взаимосвязь состава и температуры криогенных почв и грунтов. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 3. С. 9–14.
- Курбанов Р.Н., Беляев В.Р., Свистунов М.И. и др. (2023). Новые данные о возрасте раннехвалынской трансгрессии каспийского моря. *Известия РАН. Серия географическая*. Т. 87. № 3. С. 403–419. <https://doi.org/10.31857/S2587556623030081>
- Макеев О.В. (2019). Криология почв. М.: Наука. 464 с.
- Москвитин А.И. (1962). Плейстоцен Нижнего Поволжья. М.: Изд-во АН СССР. 263 с.
- Наугольных С.В. (2018). Палеопочвы верхнего плейстоцена из окрестностей г. Раменское (Московская обл.), их строение и возможная интерпретация. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода*. № 76. С. 86–98.
- Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Таратунина Н.А. и др.

- (2020). Позднеплейстоценовый криогенез в Нижнем Поволжье. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 6. С. 73–85.
- Розенбаум Г.Э. (1985). Покровный палеокриогенный комплекс на севере валдайской перигляциальной зоны. В сб.: *Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое*. М.: Наука. С. 4–15.
- Рябуха А.Г. (2015). Особенности морфологии и закономерности распространения позднеплейстоценовых эоловых форм рельефа Зауральско-Прикаспийского региона. *Бюллетень Оренбургского научного центра УрО РАН*. № 4. С. 1–18.
- Рябуха А.Г. (2019). Наследие плейстоценовой криолитозоны в ландшафтах Заволжско-Уральского региона. *Успехи современного естествознания*. № 10. С. 164–170.
- Свиточ А.А. (2014). Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во Моск. ун-та. 272 с.
- Сергеев Е.М., Минервин А.В. (1960). Сущность процесса облессования в подзолистой зоне. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. № 3. С. 3–14.
- Серебряный Л.Р. (1960). Перигляциальные образования южной Скандинавии. В сб.: *Перигляциальные явления на территории СССР*. М.: Изд-во Моск. ун-та. С. 267–275.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. (2008). Климатические обусловленные изменения речного стока на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене. *Водные ресурсы*. Т. 35. № 4. С. 406–416.
- Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю., Панин А.В. (2021). Оценка годового стока Волги в позднеледниковье по данным о размерах палеорусел. *Водные ресурсы*. Т. 48. № 6. С. 643–655.
<https://doi.org/10.31857/S0321059621060171>
- Стрелецкая И.Д. (2017). Клиновидные структуры на южном берегу Финского залива. *Криосфера Земли*. Т. 21. № 1. С. 3–12.
[https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-1\(3-12\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-1(3-12))
- Сычева С.А. (2012). Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене. *Криосфера Земли*. Т. 16. № 4. С. 45–56.
- Таратунина Н.А. (2022). Позднеплейстоценовый криогенез в Нижнем Поволжье: условия и хронология этапов развития. Дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ. 169 с.
- Таратунина Н.А., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д. и др. (2023). Хронология и условия развития криогенеза в лёссово-почвенных сериях Нижнего Поволжья. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 54. № 3. С. 49–66.
<https://doi.org/10.31857/S2949178923030118>
- 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>
- Тимофеев Д.А., Втюрина Е.А. (1983). Терминология перигляциальной геоморфологии. М.: Наука. 233 с.
- Чепалыга А.Л. (2006). Эпоха экстремальных затоплений в аридной зоне Северной Евразии. В сб.: *Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Материалы международного симпозиума*. Ростов-на-Дону/Азов. 26–29 сентября 2006 г. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН. С. 166–171.
- 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.
- Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н. и др. (2017). Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 1. С. 21–29.
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* V. 420. P. 4–14.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- 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>
- Buylaert J.P., Jain M., Murray A.S. et al. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*. V. 41. Iss. 3. P. 435–451.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x>
- Ewertowski M. (2009). Ice-wedge Pseudomorphs and Frost-cracking Structures in Weichselian Sediments, Central-West Poland. *Permafrost and Periglacial Processes*. V. 20. Iss. 4. P. 316–330.
<https://doi.org/10.1002/ppp.657>
- French H.M., Demitroff M., Forman S.L. (2003). Evidence for Late Pleistocene Permafrost in the New Jersey Pine Barrens (latitude 39° N), eastern USA. *Permafrost and Periglacial Processes*. V. 14. Iss. 3. P. 259–274.
<https://doi.org/10.1002/ppp.456>
- Garankina E.V., Lobkov V. A., Shorkunov I.G., Belyaev V.R. (2022). Identifying relict periglacial features in watershed landscape and deposits of Borisoglebsk Upland, Central European Russia. *J. Geol. Soc.* V. 179. № 5.
<https://doi.org/10.1144/jgs2021-135>
- Gelfan A., Panin A., Kalugin A. et al. (2024). Hydroclimatic processes as the primary drivers of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea: new developments. *Hydrology and Earth System Sciences*. V. 28. P. 241–259.
<https://doi.org/10.5194/hess-28-241-2024>
- Guhl A., Bertran P., Zielhofer C., Fitzsimmons K.E. (2012). Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of sand-filled wedge structures and their fine-grained host sediment from Jonzac, SW France. *Boreas*. V. 42. Iss. 2. P. 317–332.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00270.x>
- Költringer C., Stevens T., Bradák B. et al. (2020). Envi-

- romagnetic 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>
- 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., Linder M. et al. (2022). Quaternary sediment sources and loess transport pathways in the Black Sea – Caspian Sea region identified by detrital zircon U-Pb geochronology. *Global and Planetary Change.* V. 209. № 2. 103736.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103736>
- 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. 101376.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101376>
- Leszczynski S., Nemec W. (2020). Sedimentation in a synclinal shallow-marine embayment: Coniacian of the North Sudetic Synclinorium, SW Poland. *The Depositional Record.* № 6. Iss. 1. P. 44–171.
<https://doi.org/10.1002/dep2.92>
- Makeev A., Lebedeva M., Kaganova A. et al. (2021). Pedosedimentary environments in the Caspian Lowland during MIS 5 (Srednaya Akhtuba reference section, Russia). *Quat. Int.* V. 590. P. 164–180.
- Murray A.S., Marten R., Johnston A., Martin P. (1987). Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* V. 115. № 2. P. 263–288.
- Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J. et al. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* V. 111. P. 94–106.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
- Sidorchuk A., Panin A., Borisova O. (2024). Hydrological Regime of Rivers in the Periglacial Zone of the East European Plain in the Late MIS 2. *Quaternary.* 7. 32.
<https://doi.org/10.3390/quat7030032>
- Starkel L. (1988). Paleogeography of the periglacial zone in Poland during the maximum advance of the Vistulian ice sheet. *Geogr. Pol.* V. 55. P. 151–163.
- 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., Buylaert J.-P., Kurbanov R.N. et al. (2022). Late Quaternary evolution of lower reaches of the Volga River (Raygorod section) based on luminescence dating. *Quat. Geochronology.* V. 72. 101369.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101369>
- 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. № 3. P. 652–666.
<https://doi.org/10.1111/bor.12070>
- Vandenberghe J., Pissart A. (1993). Permafrost changes in Europe during the last glacial. *Permafrost and Periglacial Processes.* № 4. Iss. 2. P. 121–135.
<https://doi.org/10.1002/ppp.3430040205>
- Yanina T. (2020). Environmental variability of the Ponto-Caspian and Mediterranean basins during the last climatic macrocycle. *Geography, Environment, Sustainability.* V. 13. № 4. P. 6–23.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2020-120>
- Zaretskaya N., Panin A., Utkina A., Baranov D. (2024). Aeolian sedimentation in the Vychegda River valley, north-eastern Europe, during MIS 2–1. *Quat. Int.* V. 686–687. P. 83–98.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.05.022>

STRATIGRAPHY, CHRONOLOGY AND PALEO GEOGRAPHY OF LATE QUATERNARY CRYOGENESIS IN NORTHERN CASPIAN LOWLAND¹

N. A. Taratunina^{a,b,#}, V. V. Rogov^a, M. P. Lebedeva^c, I. D. Streletskaia^a,
T. A. Yanina^a, M. S. Lukyanycheva^b, F. Khormali^d, and R. N. Kurbanov^{a,b}

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

^b Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

^c Dokuchaev Soil Science Institute RAS, Moscow, Russia

^d Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Gorgan, Iran

[#] E-mail: taratuninana@gmail.com

¹ For citation: Taratunina N.A., Rogov V.V., Lebedeva M.P. et al. (2024). Stratigraphy, chronology and paleogeography of Late Quaternary cryogenesis in Northern Caspian Lowland. *Geomorfologiya i Paleogeografiya.* V. 55. № 3. P. 5–31.
<https://doi.org/10.31857/S2949178924030018>; <https://elibrary.ru/PMURUU>

The article presents a generalization of the results of field and analytical studies of cryogenic phenomena in the Lower Volga region. For the first time for this territory, pseudomorphs, soil wedges and cryoturbations were described and studied in detail. Their cryogenic genesis was substantiated. In the Lower Volga region, various structures have been identified in loess-soil series, alluvial and marine deposits. The development of cryogenesis in similar environmental conditions, but in different genetic types of sediments, leads to the formation of structures of different shapes, which directly depends on the humidity and composition of the sediments. The processes of ice degradation and accompanying changes in their morphology are of decisive importance in the final appearance of soil structures. Absolute dating of the deposits containing cryogenic structures made it possible to identify the time intervals of their formation. Six stages of cryogenesis in the Late Pleistocene were identified based on the structural features, their stratigraphic position, and the results of laboratory analyzes. Stage I is characterized by the spread of deep seasonal freezing in the region, recorded in coastal marine sediments in MIS 5d. For stages II-III (MIS 5b, MIS 4, respectively), the existence of a perennal permafrost zone is reconstructed, cryogenic forms are recorded in various genetic types of sediments. Stage IV (MIS 3c – MIS 3b) corresponds to the existence of a perennal permafrost zone only for the northern part of the region (Srednyaya Akhtuba and Raygorod sections) and thin sporadic permafrost or deep seasonal freezing for the southern part of the Volga River valley (Chernyy Yar section). Stages V (MIS 3a) and VI (MIS 2) are characterized by the spread of thin sporadic permafrost or deep seasonal freezing. The identified major stages of the development of permafrost in the Caspian Lowland significantly refine the available data on the cryogenic horizons of the East European Plain.

Keywords: permafrost, Lower Volga Region, loess, cryogenesis, coefficient of cryogenic contrast, OSL dating, paleogeography

ACKNOWLEDGMENTS

The studies were supported by the Russian Science Foundation grant № 19-77-10077 (absolute dating), the RFBR grant № 20-55-56046 (palaeosoil research), and within the framework of the state assignment of the Faculty of Geography of Moscow State University № 121051100135-0 (cryolithological analyses).

REFERENCES

- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016) Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* V. 420. P. 4–14.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Badyukova E.N. (2021). Caspian Sea Level Fluctuations in the Neopleistocene (Was There an Atelian Regression?). *Oceanology*. V. 61. № 2. P. 283–291.
<https://doi.org/10.1134/S0001437021010021>
- Berdnikov V.V. (1976). Paleokriogennyi mikrorel'ef tsentra Russkoi ravniny (Paleo-cryogenic microrelief of the center of the Russian Plain). Moscow: Nauka (Publ.). 126 p. (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>
- Buylaert J.P., Jain M., Murray A.S. et al. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*. V. 41. Iss. 3. P. 435–451.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x>
- Chepalyga A.L. (2006). The era of extreme flooding in the arid zone of Northern Eurasia. In: *Pozdněkainozoiskaya geologicheskaya istoriya severa aridnoi zony. Materialy mezhdunarodnogo simpoziuma. Rostov-na-Donu/Azov. 26–29 sentyabrya 2006 g.* Rostov-na-Donu: YuNTs RAN (Publ.). P. 166–171. (in Russ.)
- Ewertowski M. (2009). Ice-wedge Pseudomorphs and Frost-cracking Structures in Weichselian Sediments, Central-West Poland. *Permafrost and Periglacial Processes*. V. 20. Iss. 4. P. 316–330.
<https://doi.org/10.1002/ppp.657>
- French H.M., Demitroff M., Forman S.L. (2003). Evidence for Late Pleistocene Permafrost in the New Jersey Pine Barrens (latitude 39° N), eastern USA. *Permafrost and Periglacial Processes*. V. 14. Iss. 3. P. 259–274.
<https://doi.org/10.1002/ppp.456>
- Garankina E.V., Lobkov V. A., Shorkunov I.G., Belyaev V.R. (2022). Identifying relict periglacial features in watershed landscape and deposits of Borisoglebsk Upland, Central European Russia. *J. Geol. Soc.* V. 179. № 5.
<https://doi.org/10.1144/jgs2021-135>
- Gelfan A.N., Kalugin A.S. (2021). Permafrost in the Caspian Basin as a Possible Trigger of the Late Khvalynian Transgression: Testing Hypothesis Using a Hydrological Model. *Water Resources*. V. 48. № 6. P. 831–843.
<https://doi.org/10.1134/S0097807821060063>
- Gelfan A., Panin A., Kalugin A. et al. (2024). Hydroclimatic processes as the primary drivers of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea: new developments. *Hydrology and Earth System Sciences*. V. 28. P. 241–259.
<https://doi.org/10.5194/hess-28-241-2024>
- Guhl A., Bertran P., Zielhofer C., Fitzsimmons K.E. (2012). Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of sand-filled wedge structures and their fine-grained host sediment from Jonzac, SW France. *Boreas*. V. 42. Iss. 2. P. 317–332.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00270.x>

- 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.* V. 103. P. 49–73. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.73>
- Költringer C., Stevens T., Linder M. et al. (2022). Quaternary sediment sources and loess transport pathways in the Black Sea – Caspian Sea region identified by detrital zircon U-Pb geochronology. *Global and Planetary Change.* V. 209. № 2. 103736. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103736>
- Kovda I.V. (2022). Common Macro- and Microfeatures of Vertisols and Cryosols. *Eurasian Soil Science.* V. 55. № 10. P. 1335–1347. <https://doi.org/10.1134/S1064229322100088>
- Konishchev V.N. (1998). Vzaimosvyaz' sostava i temperatury kriogennykh pochv i gruntov (Relationship between the composition and temperature of cryogenic soils). *Vestnik Mosk. Un-ta. Seriya 5. Geografiya.* № 3. P. 9–14. (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. (in Russ.). <https://doi.org/10.1111/bor.12478>
- Kurbanov R.N., Belyaev V.R., Svistunov M.I. et al. (2023). New data on the age of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya.* V. 87. № 3. P. 403–419. <https://doi.org/10.31857/S2587556623030081>
- 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. 101376. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101376>.
- Leszczynski S., Nemec W. (2020). Sedimentation in a synclinal shallow-marine embayment: Coniacian of the North Sudetic Synclinorium, SW Poland. *The Depositional Record.* № 6. Iss. 1. P. 44–171. <https://doi.org/10.1002/dep2.92>
- Makeev A., Lebedeva M., Kaganova A. et al. (2021). Pedosedimentary environments in the Caspian Lowland during MIS 5 (Srednaya Akhtuba reference section, Russia). *Quat. Int.* V. 590. P. 164–180.
- Makeev O.V. (2019). *Kriologiya pochv* (Soil cryology). Moscow: RAN (Publ.). 464 p. (in Russ.)
- Moskvitin A.I. (1962). Pleistotsen nizhnego Povolzh'ya (Pleistocene of the Lower Volga region). Moscow: AN SSSR (Publ.). 263 p. (in Russ.)
- Murray A.S., Marten R., Johnston A., Martin P. (1987). Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* V. 115. № 2. P. 263–288.
- Naugol'nykh S.V. (2018). Paleosols of the Upper Pleistocene from the vicinity of the city of Ramenskoye (Moscow region), their structure and possible interpretation. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda.* № 76. P. 86–98. (in Russ.)
- Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J. et al. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* V. 111. P. 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
- Rogov V.V., Streletskaia I.D., Taratunina N.A. et al. (2020). Late Pleistocene cryogenesis in the Lower Volga River region. *Vestnik Mosk. Un-ta. Seriya 5. Geografiya.* № 6. P. 73–85. (in Russ.)
- Rozenbaum G.E. (1985). Cover paleocryogenic complex in the north of the Valdai periglacial zone. In.: *Razvitie kriolitozony Evrazii v verkhnem kainozoe.* Moscow: Nauka (Publ.). P. 4–15. (in Russ.)
- Ryabukha A.G. (2015). Peculiarities of morphology and patterns of distribution of late Pleistocene eolian landforms of the Trans-Ural-Caspian region. *Byulleten' Orenburgskogo nauchnogo tsentra UrO RAN.* № 4. P. 1–18. (in Russ.)
- Ryabukha A.G. (2019). Heritage of the Pleistocene cryolithozone in the landscapes of the Zavolzhsko-Ural region. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya.* № 10. P. 164–170. (in Russ.)
- Serebryanny L.R. (1960). Periglacial formations in southern Scandinavia. In.: *Periglyatsial'nye yavleniya na territorii SSSR.* P. 267–275. Moscow: MGU (Publ.). (in Russ.)
- Sergeev E.M., Minervin A.V. (1960). The essence of the process of loess formation in the podzolic zone. *Vestnik Mosk. Un-ta. Seriya 4. Geologiya.* № 3. P. 3–14. (in Russ.)
- Shkatova V.K. (1975). Stratigrafiya pleistotsenovykh otlozhenii nizov'ev 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.)
- 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.* V. 35. P. 386–396. <https://doi.org/10.1134/S0097807808040027>
- Sidorchuk A.Yu., Ukraintsev V.Yu., Panin A.V. (2021). Estimating Annual Volga Runoff in the Late Glacial Epoch from the Size of River Paleochannels. *Water Resources.* V. 48. № 6. P. 864–876. <https://doi.org/10.1134/S0097807821060178>
- Sidorchuk A., Panin A., Borisova O. (2024). Hydrological Regime of Rivers in the Periglacial Zone of the East European Plain in the Late MIS 2. *Quaternary.* 7. 32. <https://doi.org/10.3390/quat7030032>
- Starkel L. (1988). Paleogeography of the periglacial zone in Poland during the maximum advance of the Vistulian ice sheet. *Geogr. Pol.* V. 55. P. 151–163.
- Streletskaia I.D. (2017). Soil wedge structures in the Southern coast of the Finland gulf. *Earth's Cryosphere.* V. 21. № 1. P. 3–10. (in Russ.) [https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2017-1\(3-10\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2017-1(3-10))

- 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.)
- Sycheva S.A. (2012). Paleocryogenic events in periglacial area of the Central Russian Upland at the end of the Middle and Late Pleistocene. *Earth's Cryosphere*. V. 16. № 4. P. 45–56. (in Russ.)
- Taratunina N.A. (2022). Pozднеpleistotsenovyi kriogenez v Nizhnem Povolzh'e: Usloviya i khronologiya etapov razvitiya (Late Pleistocene cryogenesis in the Lower Volga region: conditions and chronology of development stages). PhD. M.: MSU. 169 p. (in Russ.)
- Taratunina N., Rogov V., Streletskaya 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., Buylaert J.-P., Kurbanov R.N. et al. (2022). Late Quaternary evolution of lower reaches of the Volga River (Raygorod section) based on luminescence dating. *Quat. Geochronology*. V. 72. 101369. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101369>
- Taratunina N.A., Rogov V.V., Streletskaya I.D. et al. (2023). Chronology and development of cryogenesis in loess-paleosol sequence in the Lower Volga Region. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 54. № 3. P. 49–66. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923030118>
- 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>
- Timofeev D.A., Vtiurina E.A. (1983). Terminologiya periglatsial'noi geomorfologii (Terminology of periglacial geomorphology). Moscow: Nauka (Publ.). 233 p.
- 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. № 3. P. 652–666. <https://doi.org/10.1111/bor.12070>
- Vandenberghe J., Pissart A. (1993). Permafrost changes in Europe during the last glacial. *Permafrost and Periglacial Processes*. Iss. 2. № 4. P. 121–135. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430040205>
- Vasil'yev Yu.M. (1961). Antropogen Yuzhnogo Zavolzh'ya (Anthropogen of the Southern Trans-Volga region). Moscow: Izd-vo AN SSSR (Publ.). 128 p. (in Russ.)
- Velichko A.A. (1965). Cryogenic relief of the periglacial zone (cryolithozone) of the Russian Plain. In: *Chetvertichnyi period i ego istoriya*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 104–120. (in Russ.)
- Velichko A.A. (1973). Prirodnyi protsess v pleistotsene (Natural process in the Pleistocene). Moscow: Nauka (Publ.). 256 p. (in Russ.)
- Velichko A.A. (2012). Evolyutsionnaya geografiya: problemy i resheniya (Evolutionary geography: problems and solutions). Moscow: GEOS (Publ.). 564 p. (in Russ.)
- Velichko A.A. (Ed.). (1999). Izmenenie klimata i landshaftov za poslednie 65 millionov let (kainozoi: ot paleotsena do golotsena) (Changes in climate and landscapes over the past 65 million years (Cenozoic: from the Paleocene to the Holocene)). Moscow: GEOS (Publ.). 260 p. (in Russ.)
- Velichko A.A. (Ed.). (2002). 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.). 296 p. (in Russ.)
- Velichko A.A., Borisova O.K., Kononov Yu.M. et al. (2017). Rekonstruktsiya sobytii pozdnego pleistotsena v periglyatsial'noi zone yuga Vostochno-Evropeiskoi ravniny (Reconstruction of Late Pleistocene events in the periglacial zone of the south of the East European Plain). *Doklady Akademii nauk*. V. 475. № 4. P. 448–452. (in Russ.). <https://doi.org/10.7868/S0869565217220194>
- Yanina T. (2020). Environmental variability of the Ponto-Caspian and Mediterranean basins during the last climatic macrocycle. *Geography, Environment, Sustainability*. V. 13. № 4. P. 6–23. <https://DOI-10.24057/2071-9388-2020-120>
- Yanina T.A. (2012). Neopleistotsen Ponto-Kaspiya: biostratigrafiya, paleogeografiya, korrelyatsiya (Neopleistocene of the Ponto-Caspian: biostratigraphy, paleogeography, correlation). Moscow: MSU (Publ.). 264 p. (in Russ.)
- Yanina T.A., Svitoch A.A., Kurbanov R.N. et al. (2017). Experience in dating Pleistocene deposits of the Lower Volga region by optically stimulated. *Vestnik Mosk. Un-ta. Seriya 5. Geografiya*. № 1. P. 21–29. (in Russ.)
- Zaretskaya N., Panin A., Utkina A., Baranov D. (2024). Aeolian sedimentation in the Vychevda River valley, north-eastern Europe, during MIS 2–1. *Quat. Int.* V. 686–687. P. 83–98. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.05.022>

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА (ОБЗОРНЫЕ СТАТЬИ)

УДК 551.4:(091) (262.81)

НАУЧНЫЙ ВКЛАД Г.И. РЫЧАГОВА В ИССЛЕДОВАНИЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ И ЕГО БАССЕЙНА[#]

© 2024 г. А. В. Бредихин¹, С. И. Болысов¹, С. И. Антонов¹, М. А. Кузнецов^{1,*}

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

* E-mail: KuzMiArGeo@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.02.2024 г.

После доработки 09.04.2024 г.

Принята к публикации 19.07.2024 г.

Выдающийся отечественный геоморфолог Г.И. Рычагов, 100-летний юбилей со дня рождения которого отмечается в 2024 г., на основе многочисленных исследований рельефа и отложений побережья крупнейшего озера мира сформулировал представление о Каспии как о сложной саморегулирующейся системе, в которой высотное положение уровня бассейна определяется не только величинами составляющих водного баланса, но и рельефом дна и прилегающей к его акватории суши. Вместе с тем им показана относительно малозначимая роль в этих колебаниях тектонического фактора. Касаясь современного (голоценового) этапа развития бассейна Каспия, автор определял амплитуду колебаний уровня в интервале абсолютных значений от –25 до –30 м. Долгосрочный прогноз развития уровня Каспия дважды оправдался при жизни автора. Опыт палеогеографических исследований Каспийского побережья позволил Г.И. Рычагову сформулировать и решить ряд научно-методических вопросов. Прежде всего, он показал высокую информативность геоморфологических данных и геоморфологического анализа при палеогеографических и прогнозных работах. Так, данные о глубинах врезания приустьевых участков долин малых рек, впадающих в Каспий, в дополнение к высотам поверхностей новокаспийских морских террас, оказались прекрасными индикаторами величин колебаний уровня моря. Тесная связь развития Каспийского моря с процессами в его бассейне потребовала детального изучения крупнейшей его части – бассейна Волги. Ключевым участком здесь стал Сатинский учебно-научный полигон в бассейне среднего течения р. Протвы. Многолетние комплексные работы под руководством Г.И. Рычагова сделали Сатинский полигон одним из самых изученных в геолого-геоморфологическом отношении участков центрального региона Восточно-Европейской равнины. Геоморфологический и комплексный палеогеографический методы изучения рельефа территории и слагающих его среднечетвертичных толщ позволяют считать полигон стратотипическим районом для среднего неоплейстоцена региона. Была показана самостоятельность двух оледенений среднего неоплейстоцена – московского и днепровского.

Ключевые слова: Область внутреннего стока, Восточно-Европейская равнина, побережье, колебания уровня моря, стратотипический район, средний неоплейстоцен

DOI: 10.31857/S2949178924030025, EDN: PMHSOB

ВВЕДЕНИЕ. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И НАПРАВЛЕНИЯ НАУЧНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ Г.И. РЫЧАГОВА

В 2024 г. геоморфологическое сообщество и географический факультет МГУ отмечают 100-летие выдающегося отечественного геоморфолога Георгия Ивановича Рычагова (рис. 1). Г.И. Рычагов – профессор географического факультета МГУ име-

ни М.В. Ломоносова, Заслуженный деятель науки РСФСР, родился 26 апреля 1924 г. в деревне Чардым Лопатинского района Пензенской области в семье мелкого служащего. Вскоре после окончания средней школы (июнь 1941 г.) весной 1942 г. был призван в армию. После непродолжительной подготовки служил связистом в артиллерийских частях, а после ранения (осень 1943 г.) – в коммандантской роте стрелкового полка. Прошел по фронтовым дорогам путь от Сталинграда до Вены. Принимал участие в Сталинградской и Курской битвах, в Корсунь-Шевченковской и Ясско-Кишиневской операциях, во взятии Будапешта и Вены.

После демобилизации в 1948 г. Г.И. Рычагов поступил на географический факультет Москов-

[#]Ссылка для цитирования: Бредихин А.В., Болысов С.И., Антонов С.И., Кузнецов М.А. (2024). Научный вклад Г.И. Рычагова в исследование Каспийского моря и его бассейна. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 3. С. 32–52. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030025>; <https://elibrary.ru/PMHSOB>

ского университета, на кафедру геоморфологии. В 1950 г. по предложению профессора К.К. Маркова был направлен на производственную практику в Прикаспийскую экспедицию географического факультета. И с этого времени главным направлением его научной работы стала геоморфология и палеогеография Каспийского моря и его водосборного бассейна. Весной 1953 г. Г.И. Рычагов с отличием окончил географический факультет и был оставлен в аспирантуре. В аспирантские годы ему довелось учиться и работать с такими известными исследователями Нижнего Поволжья и Прикаспийского региона, как Г.И. Горецкий и И.О. Брод. В течение нескольких лет, занимаясь структурной геоморфологией, он посетил различные участки Каспийского побережья, изучил ключевые разрезы новейших отложений в долине Нижней Волги, собрал данные буровых скважин по различным частям Прикаспийской низменности и Предкавказья. В результате им была подготовлена работа на соискание ученой степени кандидата географических наук “Геоморфология Восточного Предкавказья в связи с поисками нефтеносных структур”, которая позднее (1959 г.) была успешно защищена под руководством профессора М.В. Карандеевой.

После окончания аспирантуры (1956 г.) Г.И. Рычагов был направлен на работу на географический факультет Московского государственного педагогического института, где преподавал на кафедре общего землеведения, а затем на кафедре геологии. К этому периоду относятся его геоморфологические и ландшафтные исследования центральных регионов Восточно-Европейской равнины. Одной из задач этих изысканий было прослеживание на местности границ разновозрастных плейстоценовых оледенений, оказывавших влияние на размеры и геологическую деятельность Каспийского озера-моря. На этом этапе большая часть полевых работ Г.И. Рычагова прошла в комплексных экспедициях с участием физико-географов, почвоведов и геоботаников, что позволило ему овладеть методикой полевых ландшафтных исследований и очень помогло как геоморфологу при работе в поле, а также в годы его руководства географическим факультетом МГУ. Материалы этих работ легли в основу монографии “Физико-географическое районирование Нечерноземного центра” (1963 г.) и ряда карт в Атласе Калужской области, выдержавшем впоследствии два издания.

В 1965 г. после неоднократных приглашений заведующего кафедрой геоморфологии географического факультета МГУ профессора О.К. Леонтьева Г.И. Рычагов перешел на географический факультет Московского университета на долж-

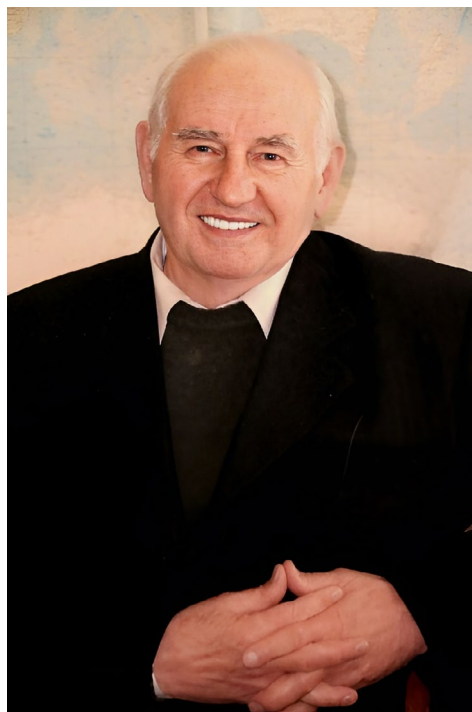


Рис. 1. Георгий Иванович Рычагов (1924–2020).

Fig. 1. Georgy Ivanovich Rychagov (1924–2020).

ность старшего научного сотрудника. Основным направлением его научной деятельности стало исследование западного (дагестанского и азербайджанского) побережья Каспия в составе Прикаспийской береговой экспедиции кафедры геоморфологии под научным руководством самого Олега Константиновича.

1970-е гг. — время творческого сочетания активной научной, преподавательской и административной деятельности Г.И. Рычагова. Касаясь научного творчества Г.И. Рычагова, его преподавательской и административной работы, можно отметить такую черту, как рабочее постоянство автора и наличие так называемых “сквозных направлений” деятельности, пронизывающих всю его творческую жизнь. В научном творчестве — это Каспийское море и его водосборный бассейн (главным образом, бассейн Волги), именно они стали главным объектом его научных исследований. Он всегда это уверенно подчеркивал, не боясь обвинений в узости интересов и ограниченности творческих замыслов. Собранный уникальный фактический материал позволил ему по-новому взглянуть на плейстоценовую историю развития этого водоема — построить на основании данных абсолютного датирования подробную, аргументированную хронологическую шкалу каспийских трансгрессий и регрессий, рассмотреть причины, вызывающие эти колебания, проследить их соот-

ношения с оледенениями Восточно-Европейской равнины и изменениями уровня Черного моря и, самое главное, дать прогноз положения уровня Каспия в будущем.

В учебной работе, неразрывно связанной с его научной деятельностью, таким сквозным направлением стало геоморфологическое образование географов. После возвращения в 1965 г. на географический факультет МГУ он в течение более чем 30 лет читал лекции по общей геоморфологии студентам I курса. При этом он не остановился лишь на теоретической части, а затронул всю триаду начального геоморфологического образования: курс лекций — практические занятия (семинары) — летнюю учебную практику. Административная работа на постах заместителя декана по научной, затем учебной работе и, наконец, декана географического факультета МГУ в значительной мере была также направлена на реформирование системы учебных географических практик, на обустройство крупнейшей в стране Боровской географической станции и Сатинского учебно-научного полигона, ставших материальной основой для решения научных и педагогических задач.

ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ КАСПИЯ

В своих основных научных трудах (1977, 1997 гг.) Г.И. Рычагов сформулировал представление о Каспии как о сложной саморегулирующейся системе, в которой высотное положение уровня бассейна определяется не только величинами составляющих водного баланса, но и рельефом дна и прилегающей к его акватории суши. Касаясь современного (голоценового) этапа его развития, автор определял амплитуду колебаний уровня в интервале абсолютных значений от -25 до -30 м. Следует отметить, что именно в это время (конец 1970-х годов), когда научные труды и страницы газет были полны мрачными прогнозами о грядущем катастрофическом падении уровня Каспийского моря, Георгий Иванович доказывал, что уровень этого водоема уже достиг своего минимума и в дальнейшем следует ожидать его подъема. Прошло несколько лет, и рост уровня Каспия стал очевидной реальностью, а затем, в начале 1990-х гг., продолжающийся подъем нанес ущерб хозяйственным объектам на берегах — домам, дорогам, портовым сооружениям. Тогда, по заказу Правительства России, коллективом сотрудников географического факультета (при активном участии Г.И. Рычагова) был подготовлен технико-экономический доклад (ТЭД) «Каспий» (1992), где, с использованием методики Г.И. Рычагова, давался прогноз дальнейших изменений уровня исследуемого водоема и предлагались конкретные меры для хозяйству-

ющих субъектов каспийского побережья. Данный прогноз полностью оправдался, уровень моря не превысил значения -26 м, а затем стал снижаться.

Опыт палеогеографических исследований Каспийского побережья позволил Г.И. Рычагову сформулировать и решить ряд научно-методических вопросов. Прежде всего он показал высокую информативность геоморфологических данных и геоморфологического анализа при палеогеографических и прогнозных работах. Так, данные о глубинах врезания приустьевых участков долин малых рек, впадающих в Каспий, в дополнение к высотам поверхностей новокаспийских морских террас, оказались прекрасными индикаторами величин колебаний уровня моря. А поскольку рельеф прибрежной суши часто оказывал существенное влияние на тип будущего берега при подъеме уровня моря, геоморфологический анализ рельефа побережья становился просто необходимым при прогнозных работах.

Современные исследователи часто называют Каспий миниатюрной моделью Мирового океана. Вот почему опыт палеогеографических и прогнозных работ на Каспийском море, при его трансгрессии на 2.5 м, очень важен при прогнозе развития берегов Мирового океана в условиях наблюдающегося подъема его уровня. Колебания уровня Каспия (и понижения, и повышения) ведут не только к изменению геоморфологических процессов на берегах, но и существенно влияют на всю социально-хозяйственную структуру побережья, и, конечно, на экологию как прибрежных территорий, так и акватории. В связи с этим для грамотного и долгосрочного ведения хозяйства в регионе необходимо знать реакцию берегов на изменения уровня Каспийского моря.

По представлениям Г.И. Рычагова (2011), размах колебаний уровня Каспийского моря в течение неоплейстоцена достигал 200 м — от -150 м абс. в начале периода (тюркьянская регрессия) до $+50$ м абс. в позднем неоплейстоцене (раннехвалынская трансгрессия, рис. 2, (а)). Значительные колебания уровня (от -34 до -20 м абс.) имели место в голоцене (последние около 10000 лет, рис. 2, (б)). За историческое время (2000—2500 лет) диапазон изменения уровня составлял 7—9 м: от -32 (-34) до -25 м абс. Минимальный уровень за этот отрезок времени был, по этим данным, во время дербентской регрессии (VI—VII вв. н. э.). За время, прошедшее после дербентской регрессии, уровень моря изменялся в еще более узком диапазоне: от -30 до -25 м абс. За время систематических инструментальных наблюдений (с 1837 г.) амплитуда колебания уровня составила 3.6 м. Почти такой же (3.4 м) она была в течение XX в. (рис. 2, (в)).

Уровень не остается постоянным и в течение года, его среднегодовая амплитуда колебания достигает 30–40 см (рис. 2, (г)). В отдельных пунктах, на-

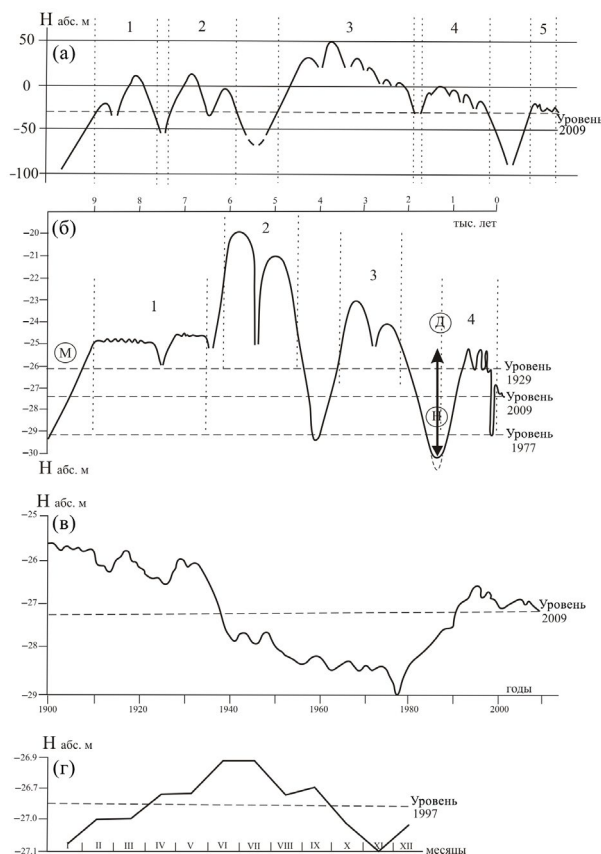


Рис. 2. Колебания уровня Каспийского моря: (а) – в течение неоплейстоцена (Рычагов, 1997). Основные этапы истории Каспия: 1 – бакинский, 2 – хазарский, 3 – раннехвалынский, 4 – позднехвалынский, 5 – новокаспийский (горизонтальный масштаб условный); (б) – в голоцене (Рычагов, 1993). Стадии новокаспийской трансгрессии: 1 – начальная (наиболее длительная), 2 – максимальная (туралинская), 3 – уллучайская, 4 – современная. Буквами обозначены: М – мангышлакская регрессия, Д – дербентская регрессия, Н – зона естественного колебания уровня в субатлантическую эпоху голоцена (“зона риска”); (в) – в течение XX века; (г) – в течение года.

Fig. 2. The Caspian Sea level oscillations: (a) – during the Neopleistocene (Rychagov, 1997). The main stages of the history of the Caspian Sea: 1 – baku, 2 – khazar, 3 – early khvalynian, 4 – late khvalynian, 5 – neo-caspian (horizontal scale is arbitrary); (б) – in the Holocene (Rychagov, 1993). Stages of the neo-caspian transgression: 1 – initial (the longest one), 2 – maximal (turalinskaya), 3 – ulluchaiskaya, 4 – modern one. The letters indicate: М – mangyshlaksкая regression; Д – derbentsкая regression; Н – zone of the natural sea-level oscillations during Sub-atlantic stage of the Holocene (“zone of risk”); (в) – during XX century (Makhachkala); (г) – during year.

пример в районе о-ва Тюлений, подъем уровня моря относительно среднемесячных данных может достигать 70 см, а спад – 60 см. Приведенные ранее цифровые показатели даны без учета сгонов и нагонов, оказывающих существенное воздействие на низменные участки побережья. Так, в ноябре 1952 г. в районе г. Лагань высота нагона составила 4.5 м. Море достигло отметки –23.7 м, при среднегодовом уровне –28.2 м. Ширина зоны затопления составила от 30 до 50 км, в трех местах была размыта железная дорога Астрахань–Кизляр, имели место и другие негативные последствия этого нагона. Высокие нагоны (от 1 до 2 м) неоднократно повторялись и в последующие годы (Рычагов, 2011).

Среди причин, оказывающих влияние на изменение уровня Каспийского моря, рассматривают геологические и климатические. К числу первых относят, с одной стороны, процессы, приводящие к изменению объема котловины моря (тектонические движения, заполнение котловины осадками), с другой – процессы, влияющие на водный баланс Каспия (субмаринная разгрузка подземных вод или, напротив, поглощение вод поддонными слоями при чередовании тектонических фаз сжатия и растяжения).

Г.И. Рычагов собрал аргументацию всех точек зрения и пришел к выводу о главной роли климатических причин, обуславливающих колебания уровня Каспия. Нет оснований считать причиной колебания уровня Каспия изменение емкости его впадины вследствие накопления осадков. Во-первых, темпы заполнения котловины осадками, среди которых основную роль играют выносы рек, оцениваются по современным данным величиной около 1 мм/год, что на несколько порядков меньше наблюдаемых значений изменения уровня. Во-вторых, процесс этот однонаправленный, т.е. накопление осадков должно было бы вести к постоянному повышению уровня, в действительности же поведение уровня носит колебательный характер. (Кстати, следует заметить, что однонаправленно должен был сказываться и растущий безвозвратный забор воды из питающих Каспий рек, с чем связывали падение уровня моря в 30–70 гг. XX столетия, что действительно могло вести к понижению уровня, но не к его подъему, который начался в 1978 г.).

Не могут сколько-нибудь существенно влиять на объем каспийской котловины сейсмодетекции, которые отмечаются только вблизи эпицентра и затухают на близких расстояниях от него (Штейнберг, 1981). Сходные с сейсмодетекциями нарушения дна происходят иногда и при грязе-вулканической деятельности, но и они про-

являются локально и не способны оказать влияние на положение уровня моря (Мамедов, 1976).

Из геологических факторов, воздействующих на водный баланс моря, следует назвать подземный сток. Большинство исследователей считают, что объем подземного стока составляет незначительную долю от поверхностного (4–5 км³) и поэтому не может оказать заметного влияния на уровень моря, тем более, согласно имеющимся данным, он остается довольно постоянным. Но в некоторых публикациях (Шило, 1989) проводится мысль, что меняющиеся тектонические напряжения в горных породах, подстилающих дно Каспия (смена сжатий и растяжений), приводят либо к выдавливанию части вод, насыщающих эти породы, либо к их поглощению, что и сказывается на колебаниях уровня. В настоящее время нет данных, подтверждающих эту точку зрения. Ей, согласно Е.Г. Маеву (1993), противоречит, во-первых, ненарушенная стратификация иловых вод, указывающая на отсутствие заметных миграций воды через толщу донных отложений; во-вторых, как пишет Е.Г. Маев, "... для обеспечения потоков, способных влиять на изменение уровня моря, мы должны допустить такие объемы и темпы разгрузки "выдавливаемых" вод со своими температурами, степенью минерализации, солевым составом, что в этих местах должны были бы сформироваться мощные гидрологические, гидрохимические, седиментационные аномалии. Таких аномалий, как известно, пока в придонных водах на дне Каспия не зарегистрировано" (с. 55). Следует также отметить, что пока не ясен механизм периодической крупномасштабной разгрузки подземных вод в Каспий, о чем говорят и сами геологи (Родкин, Костэйн, 1995).

Более сложен вопрос о влиянии тектоники на положение уровня. Несомненно, тектонические движения сыграли определяющую роль на начальных этапах формирования впадины, занимаемой морем. Существенна их роль была и в дальнейшей ее эволюции, доказательством чего служат деформации древнекаспийских морских террас, залегание на разных гипсометрических уровнях разновозрастных прибрежно-морских отложений или, например, "сдвиг" акватории Каспийского моря с запада на восток только за четвертичное время на десятки километров. Как будто бы в пользу тектоники говорят аномалии геодезических и уровенных измерений, согласно которым скорости тектонических движений могут достигать 5–7 см/год, т.е. способны вносить заметный вклад в изменение уровня (Лилиенберг, 1988). Однако если учесть, что котловина Каспийского моря расположена в пределах геологически гетерогенной

территории, следствием чего является периодический, а не линейный, характер этих движений с неоднократной сменой знака, то вряд ли стоит ожидать существенных изменений емкости впадины. Такой характер движений в итоге ведет к их взаимной компенсации. Не в пользу тектонической гипотезы свидетельствует и тот факт, что береговые формы новокаспийской трансгрессии на всех участках побережья Каспия (за исключением отдельных брахиантклиналей в пределах Апшеронского архипелага) находятся на одном гипсометрическом уровне. О стабильной емкости котловины Каспийского моря на протяжении голоцена свидетельствуют и результаты специального исследования, проведенного Л.Л. Розановым (1982).

Второй блок рассматриваемых в научных работах причин колебания уровня Каспийского моря – климатический (Свиточ, 2015; Naderi Beni et al., 2013; Yanina et al., 2018; Bezrodnykh et al., 2020; Koriche et al., 2022, Gelfan et al., 2023). Главным фактором, влиявшим на уровенный режим Каспийского моря в голоцене и в последние десятилетия, по мнению Г.И. Рычагова (2011), является изменение климата в пределах его бассейна и акватории. Подтверждением этого служат, во-первых, материалы изучения каспийских донных осадков: сравнение свойств трансгрессивных и регрессивных горизонтов показывает, что они накапливались в разных условиях, при сменах потеплений и похолоданий, увлажнений и аридизации климата (Маев, 1993). Достоверность этой точки зрения подтверждается четкой связью, существующей между составляющими водного баланса – естественным речным стоком и видимым испарением (разница между истинным испарением и атмосферными осадками), отмечаемой многими исследователями (Косарев и др., 1996; Михайлов, Повалишникова, 1998; и др.).

Климатическая, а точнее – водно-балансовая концепция колебаний уровня Каспия имеет убедительные количественные подтверждения (Сидорчук и др., 2008, 2021; Панин и др., 2021; Lahijani et al., 2023). Ярким свидетельством в пользу этой точки зрения является связь, существующая между высотным положением уровня Каспия и стоком Волги (измеряемым наиболее точно), который, как сказано выше, дает около 80% приходной части водного баланса Каспия (Устья рек... 2013). Особенно четко связь уровня моря со стоком Волги прослеживается, если учитывать сток реки не за каждый год, а брать ординаты разностной интегральной кривой стока, т.е. последовательную сумму нормированных отклонений ежегодных значений стока от среднееголетней величины

(“нормы”). Возможность такого подхода доказывается анализом уравнения водного баланса моря (Косарев и др., 1996; Михайлов, Повалишникова, 1998). Даже визуальное сравнение хода среднегодовых уровней Каспия и разностной интегральной кривой стока Волги (рис. 3) позволяет выявить их сходство, а также сопоставить наблюдаемые и расчетные данные по уровню Каспия (Рычагов и др., 1999).

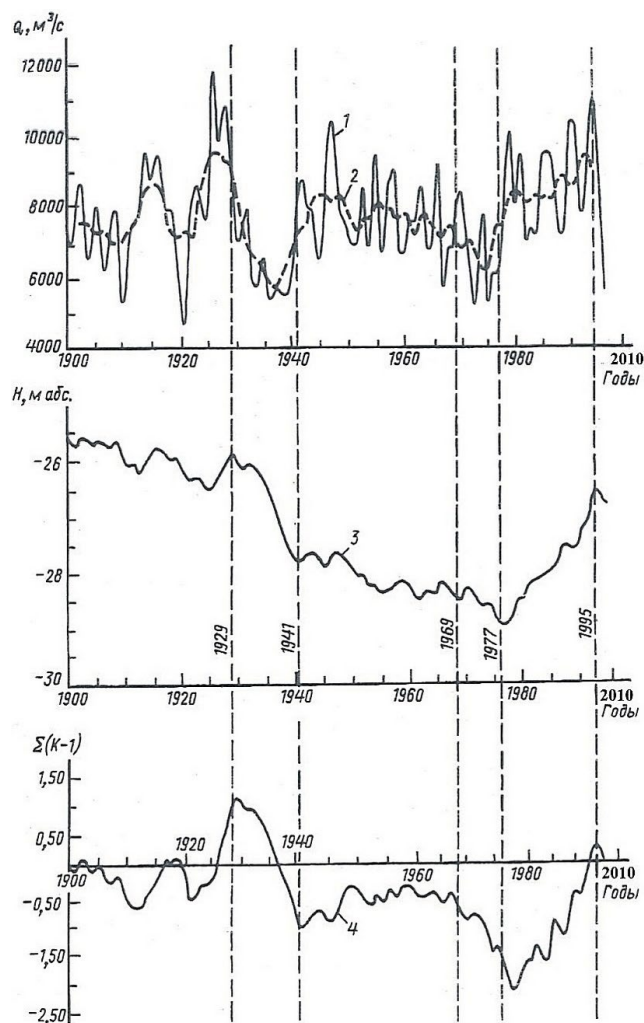


Рис. 3. Многолетние колебания (1900–1997 гг.).

1 – среднегодового расхода воды Волги в вершине дельты у Верхнего Лебяжьего; 2 – расходов воды Волги при скользящем 6-летнем осреднении; 3 – средних годовых уровней воды (м абс.) в Каспийском море (Махачкала); 4 – разностная интегральная кривая стока Волги (Михайлов, Повалишникова, 1998).

Fig. 3. Perennial oscillations (1900–1997):

1 – of the average annual Volga water discharge at the delta apex near Upper Lebiajiy village; 2 – of Volga water discharge under sliding 6-year average; 3 – average annual water levels (in absolute heights) in the Caspian Sea (Makhachkala); 4 – difference integral curve of Volga runoff (Mikhailov, Povalishnikova, 1998).

Кроме того, интерес представляет сопоставление уровней Каспийского моря с фазами солнечной активности (числами Вольфа, т.е. количеством темных пятен на Солнце) – интегральная кривая уровня Каспия и числа Вольфа изменяются в противофазе: в период ослабления солнечной активности средний уровень Каспия увеличивается. А.Н. Афанасьев (1967) прогнозировал низкий уровень солнечной активности и высокий уровень моря с 1978 по 2002 гг. Сделанный им прогноз по числам Вольфа оправдался.

Исследования Г.И. Рычагова (1997) показывают, что колебания уровня Каспия в голоцене связаны с климатическими изменениями, что следует из рис. 4, показывающего, что каждая стадия новокаспийской трансгрессии была обусловлена сменой направления господствующих ветров в бассейне Волги.

Проведенный Г.И. Рычаговым анализ причин колебаний уровня Каспийского моря дает возможность прийти к выводу, что современные колебания объясняются изменениями климатических характеристик и метеорологических показателей, а именно: стоком Волги и других рек, балансом между осадками и испарением, влиянием циклов солнечной активности (число пятен Вольфа), типом циркуляции атмосферы в бассейне Волги.

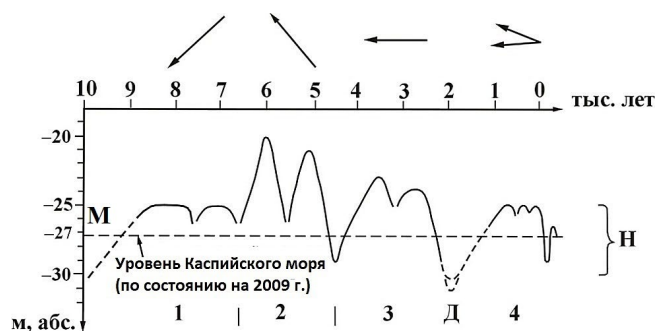


Рис. 4. Изменение направления господствующих ветров (стрелки вверх) в разные стадии новокаспийской трансгрессии.

1 – начальная (наиболее длительная); 2 – максимальная (туралинская); 3 – уллучайская; 4 – современная. Буквами обозначены: М – мангышлакская регрессия; Д – дербентская регрессия, Н – “зона риска” (зона естественного колебания уровня моря в субатлантическую эпоху голоцена) (Рычагов, 1997, с изменениями).

Fig. 4. Change in the direction of the prevailing winds (arrows above) at different stages of the Neo-Caspian transgression.

1 – initial (longest); 2 – maximal (turalinskaya); 3 – ulluchayskaya; 4 – modern. The letters indicate: M – mangyshlak regression; D – derbent regression, H – “risk zone” (zone of natural sea level fluctuations in the sub-atlantic stage of the Holocene) (Rychagov, 1997, with additions).

Есть прямые доказательства, подтверждающие достоверность климатической точки зрения.

Среди многочисленных графиков колебаний уровня Каспийского моря для голоцена (а они разнятся между собой) до сих пор наиболее популярна кривая Г.И. Рычагова. На основе новых методов и массива датировок появляются новые данные о колебаниях уровня в голоцене, но все уточнения наносятся именно на график Г.И. Рычагова как на самый обоснованный (Overeem et al., 2003; Hoogendoorn et al., 2005; Kroonenberg et al., 2007; Kakroodi et al., 2015).

В 1930–1970 гг., когда уровень моря снижался, большинство исследователей предсказывало дальнейшее его падение. Эта точка зрения была официально закреплена в 1933 г. решением специальной сессии АН СССР, посвященной проблеме Волго-Каспия, в соответствии с которым впоследствии были разработаны проект перекрытия пролива, соединяющего Каспий с заливом Кара-Богаз-Гол (этот проект был осуществлен в 1980 г., когда уровень начал повышаться), и проект переброски части стока северных рек в бассейн Каспийского моря (эти работы были уже начаты в бассейнах Печоры и Камы). Падение и повыше-

ние уровня Каспия приводило к серии прогнозов. Они основывались на разных подходах: косвенных и расчетных методах.

Косвенные методы прогнозирования основаны на использовании косвенных характеристик: индексов солнечной активности (число Вольфа), атмосферной циркуляции и т.п. Прогнозы уровня Каспия по анализу гелиоактивности основаны на его зависимости от чисел Вольфа. Прогноз по солнечной активности — до –29 м до 2024 г. оказался довольно точным. Все остальные прогнозы, основанные на этом методе, себя не оправдали. Прогнозы уровня Каспия, связанные с изменением атмосферных процессов, основаны на установленной закономерности — зависимости положения уровня Каспия от особенностей атмосферной циркуляции. Со временем происходят смены циркуляционных эпох, это ведет к изменению количества осадков, испарения, изменению стока Волги. Следует отметить, что и эти прогнозы себя не оправдали.

Расчетные методы прогнозирования выполнены на вероятностной основе на базе водно-балансового метода. Прогнозы, основанные на вероятностных методах, неточны из-за неустойчивости корреляционных связей уровня моря с индексами солнечной

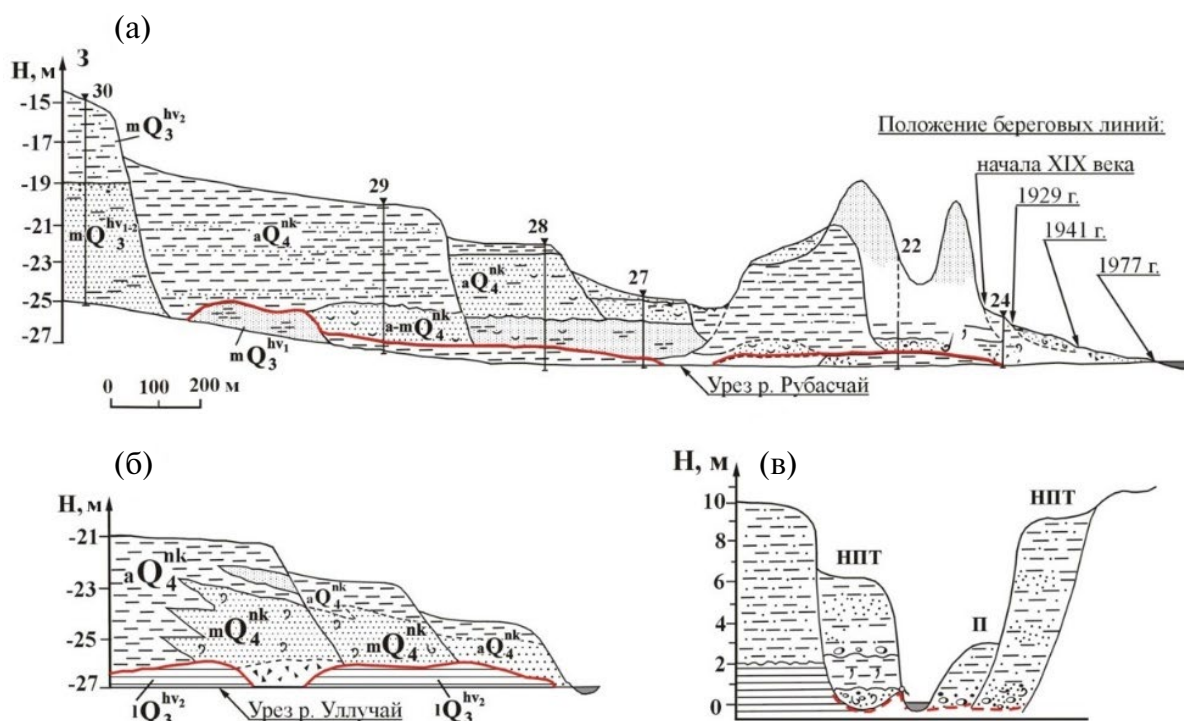


Рис. 5. Геолого-геоморфологическое строение и гипсометрическое положение базальных горизонтов новокаспийских террас в приустьевых участках долин рек: (а) — Рубасчай (Дагестан), (б) — Улучай (Дагестан), (в) — Атачай (Азербайджан), при уровне моря –28.6 м (Рычагов, 1997).

Fig. 5. Geology-geomorphologic structure and hypsometric position of basal horizons of the Neo-Caspian terraces in the near-mouth sites of river valleys: (а) — Rubaschay (Daghestan), (б) — Ulluchay (Daghestan), (в) — Atachay (Azerbaijan) under sea-level –28.6 m (Rychagov, 1997).

активности и атмосферной циркуляции, а также из-за не учета антропогенной деятельности и глобального потепления. Водно-балансовые прогнозы имеют различную сходимость с действительными колебаниями уровня Каспия, что во многом зависит от принятого количественного определения элементов водного баланса моря.

В решении проблемы прогноза уровня режима Каспия весьма плодотворным оказался разработанный Г.И. Рычаговым палеогеоморфологический метод, основывающийся на детальном анализе геолого-геоморфологического строения побережья. На основании исследования приустьевых участков долин малых рек дагестанского и азербайджанского побережий Каспия и определения абсолютных высот базальных горизонтов ингрессионных новокаспийских террас, в строении которых принимают участие как морские, так и аллювиальные отложения, результатов тахеометрического нивелирования новокаспийских мор-

ских террас и данных абсолютной геохронологии, был сделан вывод, что за последние 2–2.5 тыс. лет, т.е. с начала субатлантического периода голоцена, уровень Каспия никогда не поднимался выше –25 м абс. высоты (рис. 5). Согласно Г.И. Рычагову, при подъеме уровня до –26 м будут затоплены обширные территории побережья Северного Каспия, а также соры: Мертвый Култук, Кайдак, Балханский, Келькор. Это приведет к увеличению мелководных, хорошо прогреваемых площадей, и как следствие — к резкому увеличению испарения более чем на 10–12 км³/год и, соответственно, к падению уровня.

Как известно, примерно 2.5 тыс. л. н. произошел переход от суббореального к субатлантического периода голоцена. С этого времени началось формирование современных природно-территориальных комплексов в бассейне Каспия, а, следовательно, и современных или близких к ним параметров водного баланса моря, что по-

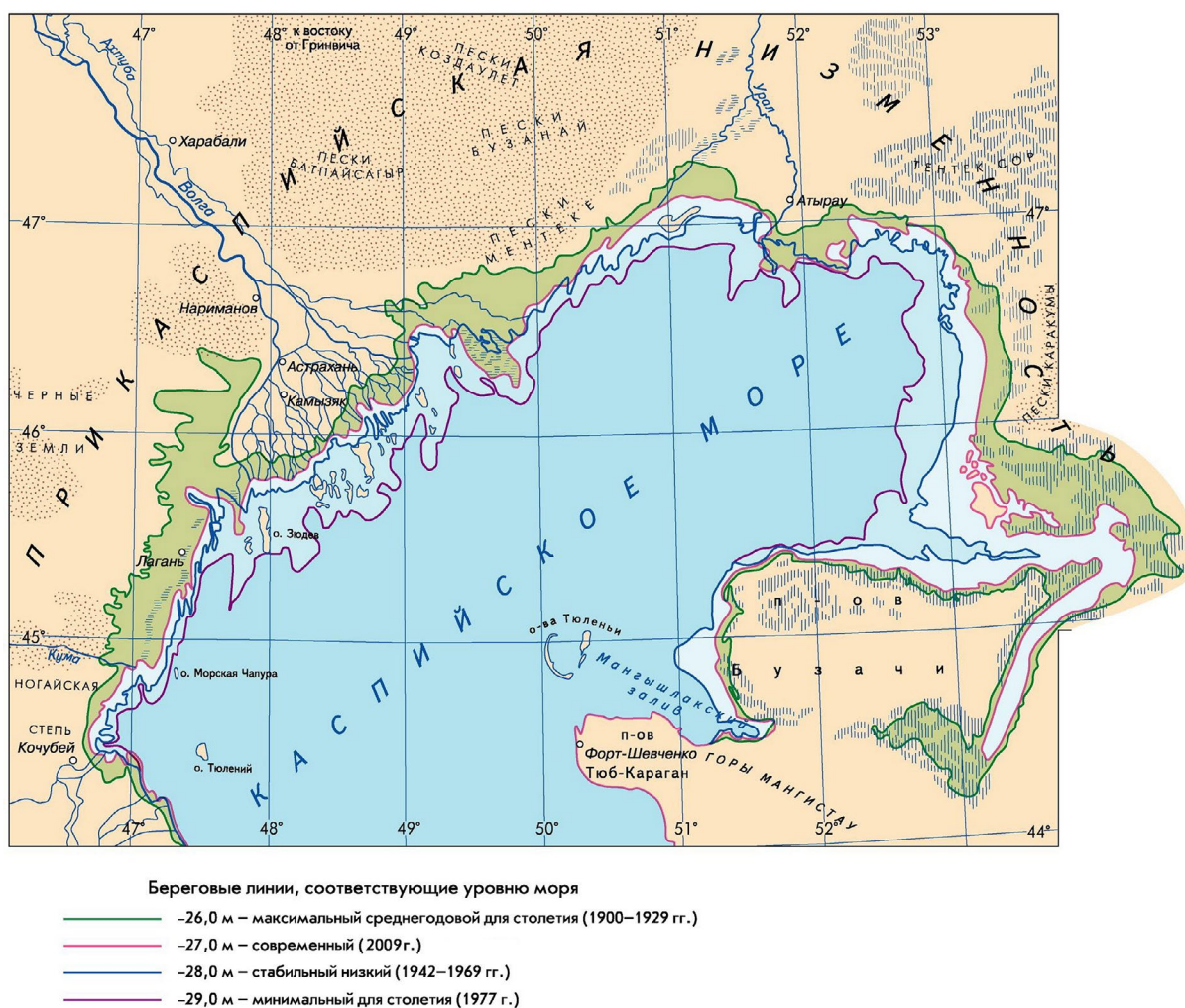


Рис. 6. “Зона риска” современных колебаний уровня Каспийского моря (50–100 лет) (<http://de.geogr.msu.ru/casp/>).

Fig. 6. “Risk zone” of modern Caspian Sea level fluctuations (50–100 years) (<http://de.geogr.msu.ru/casp/>).

звolyет экстраполировать полученные палеогеоморфологические данные на современную эпоху и сделать ряд важных выводов.

В 1977 г. в своей докторской диссертации Г.И. Рычагов дал непопулярный в то время прогноз, что уровень Каспия, после почти 50-летнего падения, начнет повышаться, и сразу, в 1978 г., начался стремительный его рост. В начале 1990-х гг. возникали прогнозы, что подъем уровня достигнет отметки -21 м. Но и на этот раз полностью оправдался прогноз Г.И. Рычагова, что уровень вряд ли поднимется выше -25 м, а с учетом водозабора на хозяйственные нужды из Волги — выше -26 м. Уровень Каспийского моря достиг отметки -26.6 м, а затем стал снижаться. Среднее значение уровня моря в 2023 г. соответствовало отметке -28.82 м (https://www.caspc.com/files/CASPCOM%20Bulletin%20No.%2026_1.pdf). Это уникальный для современной географии пример долгосрочного прогнозирования, который уже дважды оправдался!

Значение палеогеоморфологического метода для прогнозных целей состоит в том, что он позволил установить “зону риска” (от -30 до -25 м абс.), в пределах которой уровень моря будет колебаться и в ближайшем будущем (50–100 лет). Это следует учитывать при ведении хозяйственной деятельности в береговой зоне Каспия и при прогнозе динамики его берегов (рис. 6).

Палеогеоморфологический метод не дает четких временных реперов в поведении уровня Каспия, как, впрочем, и практически все другие методы. Однако этот метод, базирующийся на объективных данных, запечатленных в формах рельефа и слагающих их осадках, по информативности не только не уступает расчетно-вероятностным подходам, но и оказывается более надежным для прогноза уровня Каспия на ближайшую и более отдаленную перспективу. Прогнозы, основанные на этом методе, оправдались (Рычагов, 2011).

Опираясь на палеогеоморфологический метод прогноза уровня Каспийского моря, которым установлены пределы возможных современных его колебаний при стабильной климатической обстановке, Г.И. Рычагов выделил 2 сценария развития его российских берегов на ближайшее будущее (50–100 лет).

Первый сценарий: при понижении уровня моря до -29 — -30 м будет наблюдаться ситуация, подобная, хотя и не совсем идентичная той, которая имела место в 1970-х гг. прошлого столетия, когда уровень Каспийского моря с 1929 по 1977 гг. понизился на 3 м (до -29 м абс.). Согласно этому сценарию, береговая линия повсеместно выдвинется в сторону моря, разумеется, на различную

величину, зависящую от типа современного берега и слагающих его осадков и от уклонов подводного берегового склона (ПБС).

Наибольшее выдвигание испытают берега северо-западной и северной областей Каспия в связи с незначительными уклонами ПБС. Однако морфология морского края дельты Волги и осушенных берегов между дельтой Волги и старой дельтой Терека изменится мало. Волга выдвинет свою дельту на первые километры. Выдвинутся в море новые дельты Терека, Сулака и Манаса, а также дельта Самура. Возможно формирование эфемерных дельт в устьях рек Шура-Озень, Гамри-Озень, Уллучай и Рубасчай. Выдвинутся в море все лагунные берега, превратившись в типичные аккумулятивно-пляжевые и специфические, пляжево-мелколагунные, в пределах развития современных бенчей. Обмеление прибрежных акваторий приведет к ряду негативных последствий. Эти негативные последствия будут примерно такими же, которые наблюдались в 70-х гг. прошлого столетия, и которые населению и хозяйствующим структурам хорошо известны.

Второй сценарий: повышение уровня моря до -26 ... -25 м абс. Ситуация в береговой зоне в этом случае изменится кардинально. Береговая линия практически повсеместно отступит в сторону суши. И только на некоторых участках (в пределах клифов, сложенных сарматскими известняками) берега практически не изменятся ни морфологически, ни пространственно. Небольшие изменения в морфологии и пространственном положении испытают низменные абразионные берега, развитые на современном бенче, примыкающие к новокаспийскому бенчу. Величина отступления таких берегов при подъеме уровня моря всецело будет обусловлена углами наклона новокаспийского бенча. Зная эту величину, можно довольно точно определить положение береговой линии моря при том или ином положении его уровня.

Существенные изменения будут наблюдаться на берегах размыва, клифы которых сложены рыхлыми грунтами. Такие берега будут отступать (судя по имеющимся наблюдениям) на 10–12 м/год. Принципиальное изменение претерпят лагунные берега, примыкающие к современным аккумулятивно-пляжевым. Они превратятся в берега, подобные современным абразионным, клифы которых сложены рыхлыми грунтами. Эти берега будут отступать с такими же скоростями. Этот процесс будет наблюдаться в ряде мест старой дельты Терека, по всему восточному побережью Аграханского полуострова, в районе бывшей учебно-научной станции МГУ — Турали-7, у устья р. Рубасчай. Сложная ситуация возникнет на узкопляжевых

берегах на бенче, примыкающих к высокому хвалынскому клифу на участке от мыса Турали на севере до устья р. Количи на юге. Весь этот берег станет абразионным, но в разных частях, в зависимости от литологии пород, слагающих этот клиф, и его высоты (от 12–15 до 60 м), абразия отразится по-разному. При длительном положении уровня Каспия на уровне –25 м на месте участков, сложенных слабосцементированными хвалынскими суглинками, могут образоваться бухты. Там же, где цоколи клифов сложены сарматскими известняками и песчаниками, а в ряде мест плотными хазарскими конгломератами, берега не претерпят существенных изменений, и на таких участках сформируются мысы. Таким образом, выровненный узкопляжевый берег на бенче, примыкающий к высокому клифу, может превратиться в абразионный бухтовый. Будут отступать клифы, цоколи которых сложены сарматскими глинами. На этом участке берега в процессе абразии интенсифицируются склоновые процессы. Там, где клифы сложены хвалынскими суглинками, вследствие их подмыва, возникнут обвально-осыпные процессы, а на участках клифов, цоколи которых сложены сарматскими глинами, – оползневые процессы. Скорость отступления клифов, сложенных податливыми породами, на участке от мыса Турали на севере до устья р. Количи, будет зависеть от высоты клифа (т.е. от объема материала, поступающего к линии уреза), от состава слагающих его пород, ширины бенча у подножия клифа, а также характера перемещения наносов на этом участке – вдольберегового или по нормали к берегу.

Таким образом, описанные выше берега Каспийского моря будут по-разному реагировать на подъем уровня Каспия. Наибольшее смещение береговой линии в сторону суши будет наблюдаться на берегах к северу от дельты Терека: береговая линия развитых здесь осушенных берегов может сместиться в сторону суши на 10–15 км (при нагонах это расстояние может достигать десятков километров). В дельте Волги при подъеме уровня до –26 м ее край отступит на 5–10 км. При подъеме уровня до –25 м полоса затопления может увеличиться в 2–2.5 раза, береговая линия в дельте сместится до границы култушной части дельты в ее бугровой части. Будут затоплены новые дельты Терека и Сулака и эфемерные дельты других рек. Осушенные и дельтовые берега, хотя и испытывают существенное смещение в сторону суши, морфологически практически не изменятся.

На основании проведенных наблюдений за динамикой берегов Каспийского моря в условиях повышения его уровня (1978–1995 гг.), Г.И. Рычагов внес коррективы в распространенную точку

зрения о том, что при повышении уровня моря происходят процессы размыва и абразии берегов (Рычагов, 2019). Анализ эволюции берегов Каспия показал, что возникновение абразионных берегов при подъеме уровня моря обусловлено не только, и даже не столько, уклонами ПБС, сколько уклонами той поверхности, на которую наступает море (рис. 7).

Не совсем корректно называть берега с уклонами ПБС около 0.0001 берегами пассивного затопления (см. рис. 7). Проведенные полевые наблюдения показали, что даже в условиях практически замкнутого, небольшого по площади, мелководного залива, берег представляет собой берег размыва и отступил за время подъема уровня моря на 50–75 м (сложен эоловыми осадками).

Г.И. Рычагов отмечал, что в рассматриваемых моделях нарушены начальные условия. Если рельеф прибрежной суши в случаях а) и г) поменять местами (точки на рис. 7), то при сохранении тех же уклонов ПБС, при подъеме уровня моря, в случае а) возникнет абразионный берег, а в случае г) – аккумулятивный.

Важно отметить, что Г.И. Рычагов был одним из тех специалистов, который мог спокойно пересмотреть свой взгляд, если считал, что новые доказательства убеждают его в правильности другой точки зрения. И если до конца дней он не смог согласиться с “молодым” возрастом хвалынских трансгрессий, считая его с общих геоморфологических и палеогеографических событий неубедительным, то в отношении существования гирканской трансгрессии (поздний плейстоцен), он пересмотрел свои данные и построения в монографии 1997 г. и признал эту трансгрессию (Рычагов, 2016) после того, как было подтверждено ее существование на материалах бурения (Янина и др., 2014).

Думается, сделанные на основании наблюдений за динамикой каспийских берегов приведенные выводы Г.И. Рычагова будут востребованы при прогнозировании трансформации берегов Мирового океана в связи с продолжающимся подъемом его уровня.

РЕКОНСТРУКЦИЯ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА КРАЕВОЙ ЗОНЫ МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

В середине 1970-х гг., в связи с началом широкого использования в палеогеографических исследованиях результатов абсолютного датирования, возникла тенденция к пересмотру временных рамок многих палеогеографических событий, обычно в сторону их омоложения. Это коснулось как

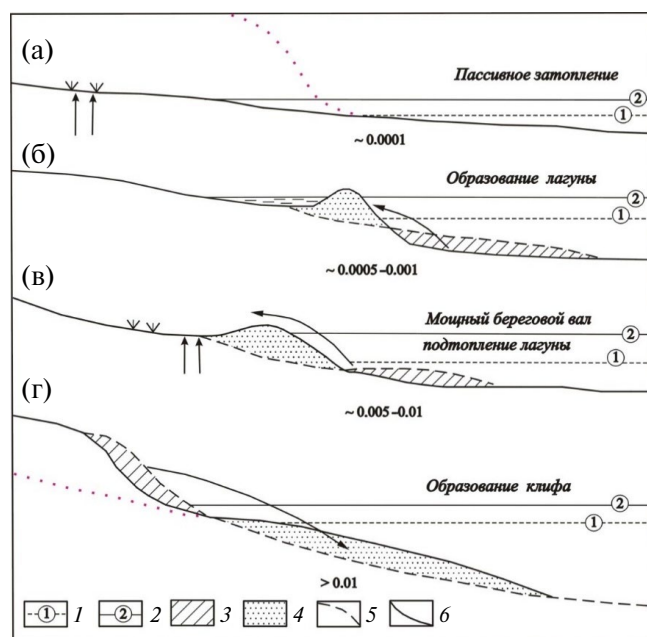


Рис. 7. Схема трансгрессивного развития береговой зоны Каспийского моря (по Е.И. Игнатову и др., 1992, с дополнениями Г.И. Рычагова (2019)): (а) — при уклонах подводного берегового склона <0.0001 ; (б) — от ~ 0.0005 до 0.001 ; (в) — от ~ 0.005 до 0.01 ; (г) — >0.01 . 1 — начальное положение уровня моря; 2 — трансгрессивный уровень моря; 3 — линзы размыва; 4 — аккумуляция наносов; 5 — прежний профиль берега; 6 — современный профиль берега.

Fig. 7. Scheme of transgressive development of the coastal zone of the Caspian Sea (Ignatov et al., 1992, with additions by G.I. Rychagov (2019)): (a) — with slopes of the underwater coastal slope <0.0001 ; (б) — from ~ 0.0005 to 0.001 ; (в) — from ~ 0.005 to 0.01 ; (г) — >0.01 . Legend: 1 — initial position of the sea level; 2 — transgressive sea level; 3 — erosion lenses; 4 — sediment accumulation; 5 — previous shore profile; 6 — modern shore profile.

корректировки возраста каспийских трансгрессий и регрессий, так и возрастных рамок плейстоценовых оледенений Восточно-Европейской равнины (Величко и др., 1977; Величко, 1980; Шик, 1985; Шик, Бирюков, 1989; Бирюков, Фаустова, Шик, 2001). Поэтому в своих трудах Г.И. Рычагов, помимо каспийской тематики, уделил значительное внимание изучению рельефа и стратиграфии среднего неоплейстоцена центральной части Русской (Восточно-Европейской) равнины. Детальные работы в бассейне р. Протвы (Сатинский учебно-научный полигон) дали обширный материал по указанной проблеме (заметим, что работы имели и учебные цели — обеспечение фактическим материалом общегеографической полевой практики географического факультета МГУ). Силами сотрудников кафедры геоморфологии и научно-исследовательской лаборатории новейших

отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ, под общим руководством Г.И. Рычагова, было доказано, что в среднем неоплейстоцене здесь имели место два самостоятельных покровных оледенения: днепровское и московское. А их морены разделены мощной толщей флювиогляциальных и озерно-аллювиальных осадков, включающей слои среднееоплейстоценового межледниковья. Важную роль в обосновании этих выводов сыграли комплексный анализ отложений, слагающих опорные разрезы полигона, а также сравнительный обзор рельефа территорий, подвергавшихся разновозрастным покровным оледенениям, а именно — применение палеогеографического и геоморфологического методов исследования (Рычагов и др., 1989; Антонов и др., 1991).

Отмеченное выше реформирование системы полевых учебных практик потребовало от преподавателей-геоморфологов, предоставлявших данные о морфолитогенной основе ландшафтов последующим преподавателям, более подробного, детального знания геолого-геоморфологического строения полигона, выходящего за пределы имеющихся материалов государственных геологических съемок. Поэтому всю 56-летнюю историю Сатинского полигона можно считать историей его “доизучения”. Начавшееся еще в первые годы проведения учебных практик силами студентов (экспедиции НСО) и сотрудников географического факультета (Боровский ландшафтный отряд, Лаборатория новейших отложений и др.), оно продолжилось в середине 1980-х гг. привлечением профессиональных инженерно-геологических организаций (ПНИИИС, Калужского геологического управления, ПГО “Центргеология” и др.). Всего в пределах Сатинского полигона в 1984–1986, 1990–1991 и 1993–2003 гг. было пробурено около 250 скважин глубиной от 3 до 90 м, общим объемом более 2200 м, в том числе 17 скважин, оборудованных фильтрами для гидрогеологических наблюдений (рис. 8). Все эти работы проходили под пристальным вниманием, а нередко — под прямым непосредственным руководством Г.И. Рычагова. Им было организовано и аналитическое исследование образцов рыхлых пород из ряда опорных скважин. Многолетние комплексные работы сделали Сатинский полигон (участок бассейна Средней Протвы) одним из самых изученных мест центрального региона Русской равнины (Рычагов и др., 1989; Антонов и др., 1991, 2000, 2004, 2007; Комплексный ..., 1992; Строение ..., 1996).

Основная часть четвертичного разреза полигона попадала в интервал между надежно датированными лихвинским и микулинским межледниковыми

горизонтами (рис. 9). На основании этого был сделан вывод о том, что послелихвинский сводный разрез среднего неоплейстоцена Сатинского полигона по представительности, полноте и детальности комплексного изучения с полным основанием может претендовать на статус стратотипического.

Второе среднелепесточное межледниковье по местонахождению стратотипа и в соответствии с требованиями стратиграфического кодекса целесообразно было назвать Сатинским. А детально изученный участок в бассейне Средней Протвы был предложен в качестве страторайона среднего неоплейстоцена Русской равнины (рис. 10) (Рычагов и др., 2007, 2008, 2012, 2013, 2018). Материалы Сатинского полигона убедительно сочетались с данными по Лихвинскому (Чекалинскому) разрезу в долине Верхней Оки.

Подобное предложение не было однозначно принято научным сообществом, хотя и не вызвало

резкой критики в научной печати. Высокая степень изученности бассейна Средней Протвы была очевидна и не могла вызывать замечаний, однако в частных беседах в кулуарах конгрессов и совещаний высказывались сомнения в надежности проводимых абсолютных датировок, представительности опорных разрезов, вскрытых лишь буровыми скважинами. Между тем, никто из оппонентов не взял на себя труд выступить с детальной аргументированной критикой позиций Г.И. Рычагова и его коллег.

С годами наличие подробно изученного Сатинского полигона в центре Русской равнины и особая позиция его исследователей в вопросах среднечетвертичной стратиграфии и геологической корреляции привлекла внимание сотрудников Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) России. В конце 2010 г. один из членов Комитета – Б.А. Борисов, работавший над новой

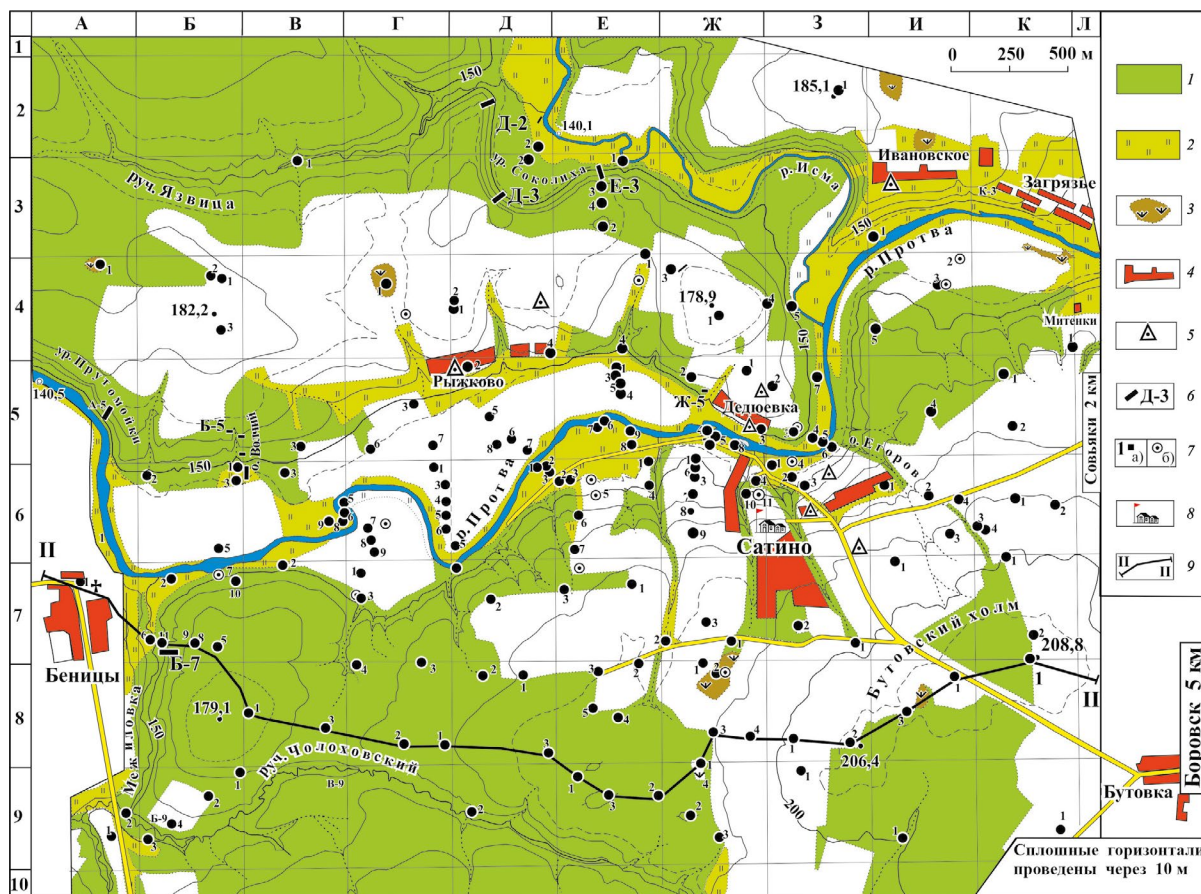


Рис. 8. Обзорная карта Сатинского страторайона.

1 – леса; 2 – луга; 3 – болота; 4 – населенные пункты; 5 – геодетические знаки; 6 – главные опорные разрезы; 7 – буровые скважины (а – геологические, б – гидрогеологические); 8 – положение Сатинской учебно-научной станции; 9 – линия профиля, показанного на рис. 9 (Судакова и др., 2008).

Fig. 8. Overview map of the Satino stratigraphical area.

1 – forests; 2 – meadows; 3 – swamps; 4 – populated areas; 5 – geodetic signs; 6 – main support geological cuts; 7 – boreholes (a – geological, b – hydrogeological); 8 – position of the Satino educational and scientific station; 9 – line of the profile shown in fig. 9 (Sudakova et al., 2008).

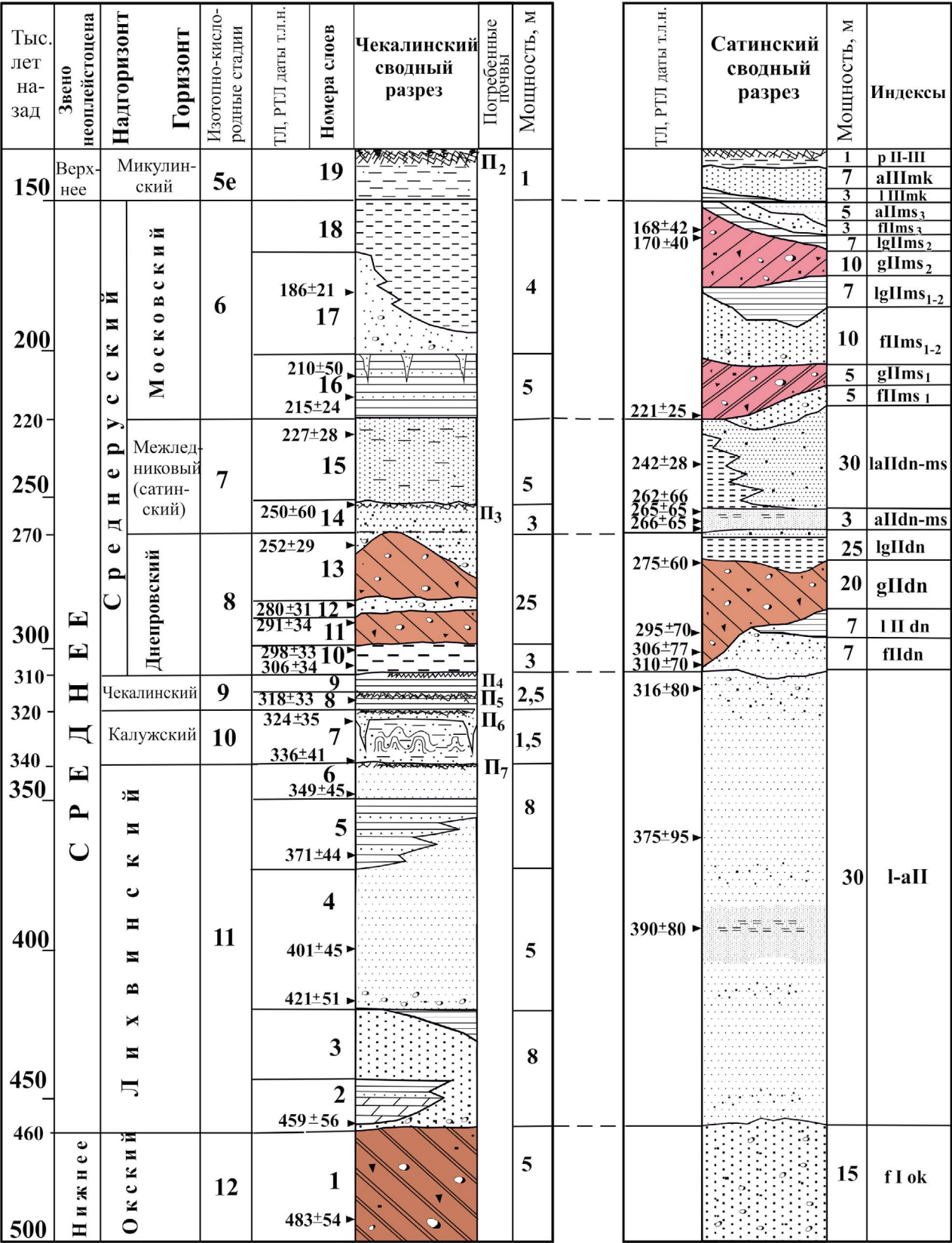


Рис. 10. Корреляционная таблица Чекалинского и Сатинского сводных разрезов. Усл. обозначения см. на рис. 9 (Рычагов и др., 2007).
Fig. 10. Correlation table of the Chekalinsky and Satinsky summary sections. For symbols, see fig. 9 (Rychagov et al., 2007).

а соответствующие геологические и палеогеографические выводы основывались на локальных данных (главным образом — на данных разрозненных буровых скважин), без учета общих физико-географических закономерностей.

Коснулся он и необоснованного увлечения ряда авторов “придумыванием” новых местных названий описанных стратиграфических подразделений. Введение в обиход терминов “ликовской”, “окатовской” и других морен не помогают реше-

нию проблемы, а только запутывают читателя, перекладывая на него труд по палеогеографической корреляции “новых” стратиграфических подразделений. Главным выводом ряда публикаций было заявление о том, что на сегодня нет убедительных оснований для изменения межрегиональной стратиграфической схемы среднего неоплейстоцена, утвержденной решением МСК в 1986 г. (рис. 11).

Другим важным заключением из публикаций Г.И. Рычагова, посвященных геологии и палеогеографии Центрального региона Европейской России, стала констатация того факта, что на современном исследовательском этапе произошел закономерный переход от изучения отдельных разрозненных опорных разрезов и скважин к исследованию целой группы подобных объектов в пределах определенного страторайона, характеризующегося единством геолого-геоморфологического строения и палеогеографического развития (рис. 12).

Именно такой подход поможет в дальнейшем исключить случайность и субъективность как в ходе полевых изысканий, так и в период камеральной интерпретации их результатов.

Шкала абсолютного возраста	Отдел	Надгоризонт	Горизонт	Изотопно-кислородные стадии	Временные рубежи (Тысяч лет назад)
150	СРЕДНИЙ	Поздний	Микулинский	5e	150
200		Среднерусский	Московский	6	220
250			Сатинский	7	270
300			Днепровский	8	310
350			Чекалинский	9	320
			Калужский	10	340
400		Ранний	Лихвинский	11	460
450			Окский	12	460
500					

Рис. 11. Предлагаемая схема стратиграфических подразделений среднего неоплейстоцена центра Русской равнины (Судакова и др., 2008).

Fig. 11. Proposed scheme of stratigraphic units of the Middle Neopleistocene of the Center of the Russian Plain (Sudakova et al., 2008).

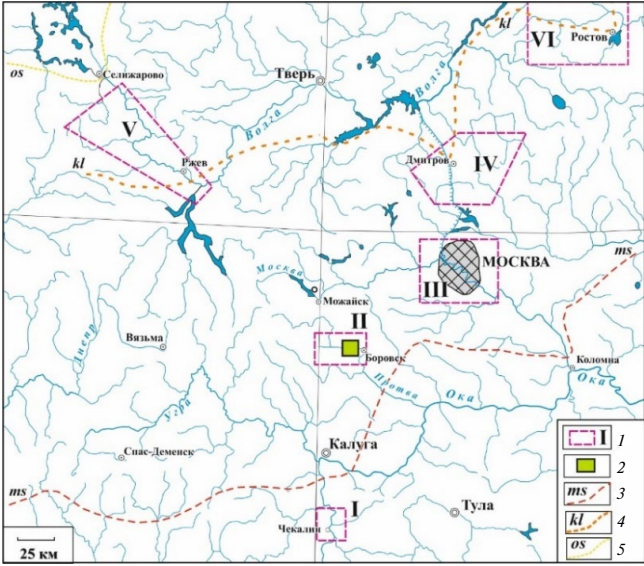


Рис. 12. Расположение объектов изучения новейших отложений в центральном регионе Русской равнины. 1 – страторайоны (I – Чекалинский, II – Сатинский, III – Московский, IV – Клинско-Дмитровский, V – Верхневолжский, VI – Ростовский); 2 – Сатинский учебный полигон; границы оледенений: 3 – московского, 4 – калининского, 5 – ошашковского. (Судакова и др., 2013).

Fig. 12. Location of objects for studying recent deposits in the central region of the Russian Plain. 1 – stratorайоны (I – Chekalinsky, II – Satinsky, III – Moscow, IV – Klinsko-Dmitrovsky, V – Verkhnevolzhsky, VI – Rostovsky); 2 – Satinsky training ground; boundaries of glaciations: 3 – Moscow, 4 – Kalinin, 5 – Ostashkov. (Sudakova et al., 2013).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как говорил Г.И. Рычагов, история Каспийского моря — это история его колебаний. Им были установлены пределы этих колебаний в течение неоплейстоцена и голоцена. Разработанный им палеогеоморфологический метод, базирующийся на детальном геолого-геоморфологическом анализе строения приустьевых частей малых рек дагестанского и азербайджанского побережий, вкуче с изучением рельефа каспийских террас, позволил установить пределы колебания уровня Каспийского моря в современный субатлантический период голоцена (2–2.5 тыс. л). Главное достоинство этого метода состоит в том, что он позволил установить зону риска (от –30 до –25 м БС), в пределах которой уровень моря будет колебаться и в ближайшем будущем (50–100 лет), если не произойдет кардинальных глобальных изменений климата. На эту амплитуду колебаний уровня и следует ориентироваться при ведении хозяйственной деятельности в береговой зоне. Прогнозы, основанные на этом методе, уже дважды оправдались.

Опираясь на палеогеоморфологический метод прогноза уровня Каспийского моря, которым установлены пределы возможных современных его колебаний при стабильной климатической обстановке, Г.И. Рычагов выделил 2 сценария развития его российских берегов на ближайшее будущее (50–100 лет). Им установлено, что реакция берегов при колебаниях уровня моря будет зависеть не только от их морфологии, характера рельефа ПБС и прилегающей суши и состава слагающих их пород, а также от гидродинамических процессов в береговой зоне.

Методические указания Г.И. Рычагова о моделях трансгрессивного развития береговой зоны Каспийского моря могут быть использованы как в прогнозных целях (при прогнозе эволюции берегов Мирового океана в условиях наблюдаемого в настоящее время повышения его уровня), так и при палеогеографических реконструкциях.

Рассмотрение палеогеографических аспектов развития Каспийского моря Г.И. Рычагов не мыслил отдельно от геолого-геоморфологической истории его бассейна, от истории развития долины Волги и ее притоков. Неудовлетворительное состояние с ледниковой стратиграфией и палеогеографией центрального региона Русской равнины он связывал с узостью подхода к решению этой сложнейшей проблемы. При концентрации внимания исключительно на геологических (стратиграфических) вопросах из учета практически исключались ландшафтно-геоморфологические данные и, прежде всего, рельеф — важнейший компонент географического ландшафта. При этом

выводы порой основывались на частных, локальных данных (главным образом — на материалах разрозненных буровых скважин), без учета общих физико-географических закономерностей.

Детальное изучение территории Сатинского учебно-научного полигона МГУ в бассейне среднего течения р. Протвы (ключевой участок в центре Восточно-Европейской равнины, в пределах Каспийского бассейна) под руководством Г.И. Рычагова сделали полигон стратотипическим районом для среднего неоплейстоцена этого обширного региона. Второе средненеоплейстоценовое межледниковье по местонахождению стратотипа и в соответствии с требованиями стратиграфического кодекса целесообразно было назвать Сатинским. Важнейшим аспектом исследования областей, подвергавшихся плейстоценовым покровным оледенениям, Г.И. Рычагов считал геоморфологический метод, и во многом на его основе (вкуче с комплексным палеогеографическим изучением ледниковых и межледниковых толщ) он рассматривал днепровское и московское оледенения как самостоятельные.

Важным методическим вкладом в развитие высшего географического образования стала внедренная Г.И. Рычаговым стратегия проведения комплексной учебной практики 1 курса географов представителями разных специализаций на единой трансекте.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антонов С.И., Рычагов Г.И. (1993). Флювиальный литоморфогенез в бассейне р. Протвы. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 6. С. 68–76.
- Антонов С.И., Рычагов Г.И., Малаева Е.М. и др. (2000). Климатостратиграфические подразделения московского горизонта юго-западного Подмосковья. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. Т. 8. № 3. С. 100–112.
- Антонов С.И., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г. (1991). К вопросу о стратиграфии среднего плейстоцена Подмосковья. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 6. С. 24–31.
- Антонов С.И., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г. (2004). Среднеплейстоценовые оледенения Центра Русской равнины. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. № 65. С. 5–16.
- Афанасьев А.Н. (1967). Колебания гидрометеорологического режима на территории СССР. М.: Наука. 232 с.
- Бирюков И.П., Фаустова М.А., Шик С.М. (2001). Центральный сектор ледникового покрова. В кн.: *Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы*. М.: ГЕОС. С. 31–36.
- Величко А.А. (1980). О возрасте морен днепровского и донского ледниковых языков. В сб.: *Возраст и распро-*

- странение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука. С. 7–19.
- Величко А.А., Ударцев В.П., Морозова Т.Д. и др. (1977). О разновозрастности морен днепровской и донской лопастей покровного оледенения Восточно-Европейской равнины. *Доклады АН СССР*. Т. 232. № 5. С. 1142–1145.
- Игнатов Е.И., Каплин П.А., Лукьянова С.А., и др. (1992). Влияние современной трансгрессии Каспийского моря на динамику его берегов. *Геоморфология*. № 1. С. 12–21.
- Комплексный анализ среднечетвертичных отложений Сатинского учебного полигона: учебное пособие. (1992). Под ред. Г.И. Рычагова, С.И. Антонова. М.: Изд-во Моск. ун-та. 128 с.
- Координационный комитет по гидрометеорологии Каспийского моря (КАСПКОМ). [Электронный ресурс]. URL: https://www.caspcom.com/files/CASPCOM%20Bulletin%20No.%2026_1.pdf (дата обращения 22.03.2024).
- Косарев А.Н., Кураев А.В., Никонова Р.Е. (1996). Особенности современных гидрологических условий Северного Каспия. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 5. С. 47–53.
- Лиценберг Д.А. (1988). Геоморфолого-геодинамическое направление в оценке подвижности морфоструктур и изменчивости земной поверхности. *Известия АН СССР. Серия географическая*. № 6. С. 110–120.
- Маев Е.Г. (1993). Колебания уровня Каспийского моря: роль геологических факторов. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 4. С. 49–56.
- Мамедов А.М. (1976). Виды проявления грязевых вулканов в Южно-Каспийской впадине. *Доклады АН АзССР*. Т. 32. № 5. С. 25–29.
- Михайлов В.Н., Повалишников Е.С. (1998). Еще раз о причинах изменений уровня Каспийского моря в XX веке. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 3. С. 35–38.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю. (2021). Вклад талых ледниковых вод в формирование стока Волги в последнюю ледниковую эпоху. *Водные ресурсы*. Т. 48. № 6. С. 656–663. <https://doi.org/10.31857/s0321059621060146>
- Родкин М.В., Костэйн Дж. К. (1995). О связи водного баланса Каспия с режимом подземных вод и сейсмичностью. В сб.: *Сборник рефератов Международной конференции “Каспийский регион: экономика, экология, минеральные ресурсы*. Москва, июнь 20–23, 1995. М.: С. 42.
- Розанов Л.Л. (1982). О емкости котловины Каспийского моря в голоцене. *Известия АН СССР. Серия географическая*. № 2. С. 114–122.
- Рычагов Г.И. (1993). Уровенный режим Каспийского моря за последние 10000 лет. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 2. С. 38–49.
- Рычагов Г.И. (1997). Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та. 268 с.
- Рычагов Г.И. (2011). Колебания уровня Каспийского моря: причины, последствия, прогноз. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 2. С. 4–12.
- Рычагов Г.И. (2016). Гирканский этап в истории Каспийского моря. *Геоморфология*. № 1. С. 3–17. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2016-1-3-17>
- Рычагов Г.И. (2017). Географический подход к реконструкции палеогеографических событий. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. № 75. С. 112–134.
- Рычагов Г.И. (2019). К методике геоморфологических исследований (геоморфологические уроки Каспия). *Геоморфология*. № 4. С. 27–39. <https://doi.org/10.31857/S0435-42812019427-39>
- Рычагов Г.И., Алешинская З.В., Антонов С.И. и др. (1989). Новые разрезы микулинских отложений центра Русской равнины. В сб.: *Четвертичный период. Стратиграфия. XXVIII сессия Международного геологического конгресса*. М.: Наука. С. 35–42.
- Рычагов Г.И., Антонов С.И., Гунова В.С. и др. (2019). Развитие долины р. Протвы в позднем неоплейстоцене. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 4. С. 88–99.
- Рычагов Г.И., Антонов С.И., Судакова Н.Г. (2007). Ледниковая ритмика среднего плейстоцена Центра Русской равнины (по материалам Сатинского страторегиона). *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 4. С. 15–22.
- Рычагов Г.И., Антонов С.И., Судакова Н.Г. (2012). О ледниковой стратиграфии и палеогеографии центра Восточно-Европейской равнины. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 1. С. 36–44.
- Рычагов Г.И., Михайлов В.Н., Повалишников Е.С. (1999). Неизбежен ли экологический и хозяйственный ущерб в условиях нестабильности уровня Каспия. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 5. С. 47–55.
- Свиточ А.А. (2015). Палеогеография Большого Каспия. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 4. С. 69–80.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. (2008). Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене. *Водные ресурсы*. Т. 35. № 4. С. 406–416.
- Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю., Панин А.В. (2021). Оценка годового стока Волги в позднеледниковье по данным о размерах палеорусел. *Водные ресурсы*. Т. 48. № 6. С. 643–655. <https://doi.org/10.31857/S0321059621060171>
- Строение и история развития долины р. Протвы. (1996). Под ред. Г.И. Рычагова, С.И. Антонова. М.: Изд-во Московского ун-та. 129 с.
- Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И. и др. (2013). Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. М.: Географический факультет. 96 с.
- Судакова Н.Г., Рычагов Г.И., Антонов С.И. и др. (2008). Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. М.: Географический факультет МГУ. 167 с.

- Технико-экономический доклад по защите народно-хозяйственных объектов и населенных пунктов прибрежной полосы в пределах Дагестанской АССР, Калмыцкой АССР и Астраханской области от наводнений в связи с повышением уровня Каспийского моря. Основные положения. М.: Экопрос. 1992. 48 с.
- Устья рек Каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления. (2013). Под ред. В.Н. Михайлова, В.Н. Коротаева, Г.И. Рычагова и др. М.: ГЕОС. 703 с.
- Учебно-научные географические станции вузов России. (2001). Под ред. Г.И. Рычагова, С.И. Антонова. М.: Географический факультет МГУ. 589 с.
- Физико-географическое районирование нечерноземного центра. (1963). Под ред. Н.А. Гвоздецкого, В.К. Жучковой. М.: Изд-во Моск. ун-та. 451 с.
- Шик С.М. (1985). Проблемы корреляции нижнечетвертичных отложений области Донского ледникового языка и Подмоскovie. В сб.: *Краевые образования материковых оледенений. Материалы VII Всесоюзного совещания*. М.: Наука. С. 183–185.
- Шик С.М., Бирюков И.П. (1989). Стратиграфия нижнего и среднего плейстоцена центральных районов Европейской территории СССР. В сб.: *Четвертичный период. Стратиграфия. XXVIII сессия Международного Геологического Конгресса*. М.: Наука. С. 27–35.
- Шило Н.А. (1989). Природа колебаний уровня Каспия. *Доклады АН СССР*. Т. 305. № 2. С. 412–416.
- Штейнберг В.В. (1981). Колебание грунта вблизи очага землетрясения. *Известия АН АзССР. Серия: Физика Земли*. № 6. С. 18–31.
- Электронный атлас Каспийского моря [Электронный ресурс]. URL: <http://de.geogr.msu.ru/casp/> (дата обращения 23.02.2024).
- Янина Т.А., Сорокин И.М., Безродных Ю.П., и др. (2014). Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 3. С. 3–9.
- Bezrodnykh Y., Yanina T., Sorokin V. et al. (2020). The Northern Caspian Sea: Consequences of climate change for level fluctuations during the Holocene. *Quat. Int.* № 540. P. 68–77.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.01.041>
- Gelfan A., Panin A., Kalugin A. et al. (2024). Hydroclimatic processes as the primary drivers of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea: new developments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* V. 28. P. 241–259.
<https://doi.org/10.5194/hess-28-241-2024>
- Hoogendoorn R.M., Boels J.F., Kroonenberg S.B. et al. (2005). Development of the Kura Delta, Azerbaijan; a record of Holocene Caspian sea-level changes. *Mar. Geol.* V. 222–223. P. 359–380.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.007>
- Kakroodi A.A., Leroy S.A.G., Kroonenberg S.B. et al. (2015). Late Pleistocene and Holocene sea-level change and coastal paleoenvironment evolution along the Iranian Caspian shore. *Mar. Geol.* V. 361. № 1. P. 111–125.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.12.007>
- Koriche S.A., Singarayer J.C., Valdes P.J. et al. (2022). What are the drivers of Caspian Sea level variation during the late Quaternary? *Quat. Sci. Rev.* V. 283. P. 1–19.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107457>
- Kroonenberg S.B., Abdurakhmanov G.M., Badyukova E.N. et al. (2007). Solar-forced 2600 BP and Little Ice Age highstands of the Caspian Sea. *Quat. Int.* V. 173. P. 137–143.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.03.010>
- Lahijani H., Leroy S.A.G., Arpe K. et al. (2023). Caspian Sea level changes during instrumental period, its impact and forecast: A review. *Earth-Sci. Rev.* V. 241. Article 104428.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104428>
- Naderi Beni A., Lahijani H., Mousavi Harami R. et al. (2013). Caspian Sea level changes during the last millennium: historical and geological evidences from the south Caspian Sea. *Climate of the Past*. V. 52. № 1. P. 1645–1665.
<https://doi.org/10.5194/cp-9-1645-2013>
- Overeem I., Kroonenberg S.B., Veldkamp A. et al. (2003). Small-scale stratigraphy in a large ramp delta: Recent and Holocene sedimentation in the Volga delta, Caspian Sea. *Sediment. Geol.* V. 159. № 3–4. P. 133–157.
[https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00256-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00256-7)
- Yanina T.A., Sorokin I.M., Bezrodnykh Yu.P., Romanyuk B. (2018). Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data). *Quat. Int.* V. 465. Part A. P. 130–141.

SCIENTIFIC CONTRIBUTION OF G.I. RYCHAGOV TO THE STUDY OF THE CASPIAN SEA AND ITS BASIN¹

A. V. Bredikhin^a, S. I. Bolysov^a, S. I. Antonov^a, and M. A. Kuznetsov^{a, #}

^a*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

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

Based on many years of geomorphological studies over the coast of the largest lake in the world, the outstanding Russian geomorphologist G.I. Rychagov formulated the idea of the Caspian Sea as a complex self-regulating system in which the altitude position of the basin level is determined not only by the values of the components of the water balance, but also by the topography of the bottom and the land adjacent to its water area. Regarding the modern (Holocene) stage of its development, the author determined the amplitude of level fluctuations in the range of absolute values from –25 to –30 m. The long-term forecast for the development of the Caspian Sea level was justified twice during the author's lifetime. The experience of paleogeographical studies of the Caspian coast allowed G.I. Rychagov to formulate and solve a number of scientific and methodological issues. First of all, it showed the high information content of geomorphological data and geomorphological analysis in paleogeographical and forecasting work. Thus, data on the depths of incision of the mouth areas of the valleys of small rivers flowing into the Caspian Sea, in addition to the heights of the surfaces of the Neo-Caspian marine terraces, turned out to be excellent indicators of the magnitude of sea level fluctuations. The close connection between the development of the Caspian Sea and the processes in its basin required a detailed study of its largest part – the Volga River basin. The key site here was the Satinsky educational and scientific polygon in the basin of the middle reaches of the Protva River. Many years of comprehensive work under the leadership of G.I. Rychagov made the Satinsky polygon one of the most studied geologically and geomorphologically in the central region of the East European Plain. The geomorphological and complex paleogeographical method of studying the relief of the territory and the Middle-Upper Neopleistocene strata composing it allow us to consider the test site as a stratotypic area for the Middle Neopleistocene of the region. The independence of two glaciations of the Middle Neopleistocene – Moscow and Dnieper – was shown.

Keywords: Internal drainage region, East European Plain, shore, sea level fluctuations, stratotype region, Middle Neopleistocene

REFERENCES

- Afanasyev A.N. (1967). Kolebaniya gidrometeorologicheskogo rezhima na territorii SSSR (Fluctuations in the hydrometeorological regime on the territory of the USSR). M.: Nauka (Publ.). 232 p. (in Russ.)
- Antonov S.I., Rychagov G.I., Malaeva E.M. et al. (2000). Climatostratigraphic units of the Moscow horizon of the southwestern Moscow region. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*. Iss. 8. № 3. P. 100–112. (in Russ.)
- Antonov S.I., Rychagov G.I., Sudakova N.G. (2004). Middle Pleistocene glaciations of the Center of the Russian Plain. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. № 65. P. 5–16. (in Russ.)
- Antonov S.I., Rychagov G.I. (1993). Fluvial lithomorphogenesis in the Protva river basin. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya. 5. Geografiya*. № 6. P. 68–76. (in Russ.)
- Antonov S.I., Rychagov G.I., Sudakova N.G. (1991). On the question of Middle Pleistocene stratigraphy of the Moscow region. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya. 5. Geografiya*. № 6. P. 24–31. (in Russ.)
- Bezrodnykh Y., Yanina T., Sorokin V. et al. (2020). The Northern Caspian Sea: Consequences of climate change for level fluctuations during the Holocene. *Quat. Int.* № 540. P. 68–77.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.01.041>
- Birjukov I.P., Faustova M.A., Shik S.M. (2001). Central sector of the ice sheet. In: *Oledeneniya srednego pleistotsena Vostochnoi Evropy*. M.: GEOS (Publ.). P. 31–36. (in Russ.)
- Elektronnyi atlas Kaspiiskogo morya (Electronic atlas of the Caspian Sea) [Electronic data]. Access way: <http://de.geogr.msu.ru/casp/> (access date: 23.02.2024).
- Gelfan A., Panin A., Kalugin A. et al. (2024). Hydroclimatic processes as the primary drivers of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea: new developments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* V. 28. P. 241–259.
<https://doi.org/10.5194/hess-28-241-2024>
- Gvozdeckiy N.A., Zhuchkova V.K. (Eds.). (1963). Fiziko-geograficheskoe raionirovanie nechernozemnogo tsentra (Physico-geographical zoning of the non-chernozem center). Moscow: MGU (Publ.). 451 p. (in Russ.)
- Hoogendoorn R.M., Boels J.F., Kroonenberg S.B. et al. (2005). Development of the Kura Delta, Azerbaijan;

¹For citation: Bredikhin A.V., Bolysov S.I., Antonov S.I., Kuznetsov M.A. (2024). Scientific contribution of G.I. Rychagov to the study of the Caspian Sea and its basin. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 3. P. 32–52. (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S2949178924030025>; <https://elibrary.ru/PMHSOB>

- a record of Holocene Caspian sea-level changes. *Mar. Geol.* V. 222–223. P. 359–380.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.007>
- Ignatov E.I., Kaplin P.A., Lukyanova S.A., Solovyova G.D. (1992). Recent Caspian transgression: impact on the coastal dynamics. *Geomorphologiya*. No. 1. P. 12–21.
- Kakroodi A.A., Leroy S.A.G., Kroonenberg S.B. et al. (2015). Late Pleistocene and Holocene sea-level change and coastal paleoenvironment evolution along the Iranian Caspian shore. *Mar. Geol.* V. 361. № 1. P. 111–125.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.12.007>
- Koordinatsionnyi komitet po gidrometeorologii Kaspiiskogo morya (KASPKOM) (Coordination Committee for Hydrometeorology of the Caspian Sea (CASPCOM)). [Electronic data]. Access way: https://www.caspcom.com/files/CASPCOM%20Bulletin%20No.%2026_1.pdf (access date 22.03.2024).
- Koriche S.A., Singarayer J.C., Valdes P.J. et al. (2022). What are the drivers of Caspian Sea level variation during the late Quaternary? *Quat. Sci. Rev.* № 283. P. 1–19.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107457>
- Kosarev A.N., Kuraev A.V., Nikonova R.E. (1996). Features of modern hydrological conditions of the Northern Caspian Sea. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya. 5. Geografiya*. № 5. P. 47–53. (in Russ.)
- Kroonenberg S.B., Abdurakhmanov G.M., Badyukova E.N. et al. (2007). Solar-forced 2600 BP and Little Ice Age highstands of the Caspian Sea. *Quat. Int.* V. 173. P. 137–143.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.03.010>
- Lahijani H., Leroy S.A.G., Arpe K. et al. (2023). Caspian Sea level changes during instrumental period, its impact and forecast: A review. *Earth-Sci. Rev.* V. 241. Article 104428.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104428>
- Lilienberg D.A. (1988). Geomorphological-geodynamic direction in assessing the mobility of morphostructures and variability of the earth's surface. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geograficheskaya*. № 6. P. 110–120. (in Russ.)
- Maev E.G. (1993). Fluctuations in the level of the Caspian Sea: the role of geological factors. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya. 5. Geografiya*. № 4. P. 49–56. (in Russ.)
- Mamedov A.M. (1976). Types of manifestation of mud volcanoes in the South Caspian depression. *Doklady AN AzSSR*. Iss. 32. № 5. P. 25–29. (in Russ.)
- Mihailov V.N., Korotaev V.N., Rychagov G.I. et al. (Eds.). (2013). Ust'ya rek Kaspiiskogo regiona: istoriya formirovaniya, sovremennyye gidrologo-morfologicheskie protsessy i opasnye gidrologicheskie yavleniya (River mouths of the Caspian region: history of formation, modern hydrological and morphological processes and dangerous hydrological phenomena). M.: GEOS (Publ.). 703 p. (in Russ.)
- Mihajlov V.N., Povalishnikova E.S. (1998). Once again about the reasons for changes in the level of the Caspian Sea in the twentieth century. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya. 5. Geografiya*. № 3. P. 35–38. (in Russ.)
- Naderi Beni A., Lahijani H., Mousavi Harami R. et al. (2013). Caspian Sea level changes during the last millennium: historical and geological evidences from the south Caspian Sea. *Climate of the Past*. V. 52. № 1. P. 1645–1665.
<https://doi.org/10.5194/cp-9-1645-2013>
- Overeem I., Kroonenberg S.B., Veldkamp A. et al. (2003). Small-scale stratigraphy in a large ramp delta: Recent and Holocene sedimentation in the Volga delta, Caspian Sea. *Sediment. Geol.* V. 159. № 3–4. P. 133–157.
[https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00256-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00256-7)
- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., Ukrantsev V.Yu. (2021). The contribution of glacial melt water to annual runoff of Volga River in the Last Glacial Epoch. *Water resources*. V. 48. P. 877–885.
<https://doi.org/10.31857/s0321059621060146>
- Rodkin M.V., Kostejn Dzh. K. (1995). On the relationship between the Caspian water balance and groundwater regime and seismicity. In: *Sbornik referatov Mezhdunarodnoi konferentsii "Kaspiiskii region: ekonomika, ekologiya, mineral'nye resursy. Moskva, iyun' 20-23, 1995*. Moscow: P. 42. (in Russ.)
- Rozanov L.L. (1982). On the capacity of the Caspian Sea basin in the Holocene. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geograficheskaya*. № 2. P. 114–122. (in Russ.)
- Rychagov G.I., Antonov S.I., Gunova V.S. et al. (2019). Development of the Protva River valley in the Late Neopleistocene. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya. 5. Geografiya*. № 4. P. 88–99. (in Russ.)
- Rychagov G. I., Antonov S.I., Sudakova N.G. (2007). Glacial rhythms of the Middle Pleistocene of the Center of the Russian Plain (based on materials from the Satin stratoregion). *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya. 5. Geografiya*. № 4. P. 15–22. (in Russ.)
- Rychagov G.I., Antonov S.I. (Eds.). (1992). Kompleksnyi analiz srednechetvertichnykh otlozhenii Satinskogo uchebnogo poligona: Uchebnoye posobie (Complex analysis of mid-Quaternary deposits of the Satinskii training site: Textbook). Moscow: MGU (Publ.). 128 p. (in Russ.)
- Rychagov G.I., Antonov S.I. (Eds.). (1996). Stroenie i istoriya razvitiya doliny r. Protvy (The structure and history of the development of the Protva River Valley). Moscow: MGU (Publ.). 129 p. (in Russ.)
- Rychagov G.I., Antonov S.I. (Eds.). (2001). Uchebno-nauchnye geograficheskie stantsii vuzov Rossii (Educational and scientific geographical stations of Russian universities). Moscow: Geograficheskii facultet (Publ.). 589 p. (in Russ.)
- Rychagov G.I. (1993). Level regime of the Caspian Sea over the last 10,000 years. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya. 5. Geografiya*. № 2. P. 38–49. (in Russ.)
- Rychagov G.I. (1997). Pleistotsenovaya istoriya Kaspiiskogo morya (Pleistocene history of the Caspian Sea). Moscow: MGU (Publ.). 268 p. (in Russ.)
- Rychagov G.I. (2011). Fluctuations in the level of the Caspian Sea: causes, consequences, forecast. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya. 5. Geografiya*. № 2. P. 4–12. (in Russ.)
- Rychagov G.I. (2016). The Hyrcanian stage in the history of the Caspian Sea. *Geomorfologiya*. № 1. P. 3–17. (in Russ.)
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2016-1-3-17>
- Rychagov G.I. (2017). A geographical approach to the reconstruction of paleogeographic events. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. № 75. P. 112–134. (in Russ.)

- Rychagov G.I. (2019). To the methods of geomorphological research (geomorphological lessons of the Caspian). *Geomorfologiya*. № 4. P. 27–39. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S0435-42812019427-39>
- Rychagov G.I., Aleshinskaja Z.V., Antonov S.I. et al. (1989). New sections of Mikulin deposits in the center of the Russian Plain. In: *Chetvertichnyi period. Stratigrafiya. XXVIII sessiya Mezhdunaradnogo Geologicheskogo Kongressa*. M.: Nauka (Publ.). P. 35–42. (in Russ.)
- Rychagov G.I., Antonov S.I., Sudakova N.G. (2012). On glacial stratigraphy and paleogeography of the center of the East European Plain. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geografiya*. № 1. P. 36–44. (in Russ.)
- Rychagov G.I., Mihajlov V.N., Povalishnikova E.S. (1999). Is environmental and economic damage inevitable in conditions of instability of the Caspian Sea level? *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geografiya*. № 5. P. 47–55. (in Russ.)
- Shik S.M. (1985). Problems of correlation of lower Quaternary sediments of the Don glacial tongue region and the Moscow region. In: *Kraevye obrazovaniya materikovykh oledeneni. Materialy VII Vsesoyuznogo soveshchaniya*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 183–185. (in Russ.)
- Shik S.M., Birjukov I.P. (1989). Lower and Middle Pleistocene stratigraphy of the central regions of the European territory of the USSR. In: *Chetvertichnyi period. Stratigrafiya. XXVIII sessiya Mezhdunaradnogo Geologicheskogo Kongressa*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 27–35. (in Russ.)
- Shilo N.A. (1989). The nature of Caspian level fluctuations. *Doklady AN SSSR*. Iss. 305. № 2. P. 412–416. (in Russ.)
- Shtejenberg V.V. (1981). Ground motion near the source of an earthquake. *Izvestiya AN AzSSR. Seriya: Fizika Zemli*. № 6. P. 18–31. (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*. V. 35. P. 386–396.
<https://doi.org/10.1134/S0097807808040027>
- Sidorchuk A.Yu., Ukraintsev V.Yu., Panin A.V. (2021). Estimating annual Volga runoff in the Late Glacial Epoch from the size of river paleochannels. *Water resources*. V. 48. P. 864–876.
<https://doi.org/10.31857/S0321059621060171>
- Sudakova N.G., Antonov S.I., Vvedenskaya A.I. et al. (2013). Paleogeographical patterns of development of morpholithosystems of the Russian Plain. Raionirovanie. Stratigrafiya. Geoekologiya. Moscow: Geograficheskii facul'tet MGU (Publ.). 96 p. (in Russ.)
- Sudakova N.G., Rychagov G.I., Antonov S.I. et al. (2008). Rekonstruktsiya paleogeograficheskikh sobytii srednego neopleistotsena Tsentra Russkoi ravniny (Reconstruction of paleogeographic events of the Middle Neopleistocene of the Center of the Russian Plain). Moscow: Geograficheskii facul'tet MGU (Publ.). 167 p. (in Russ.)
- Svitoch A.A. (2015). Paleogeography of the Greater Caspian Sea. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geografiya*. № 4. P. 69–80. (in Russ.)
- Tekhniko-ekonomicheskii doklad po zashchite narodno-khozyaistvennykh ob"ektov i naselennykh punktov pribrezhnoi polosy v predelakh Dagestanskoi ASSR, Kalmytskoi ASSR i Astrakhanskoi oblasti ot navodnenii v svyazi s povysheniem urovnya Kaspiiskogo morya. Osnovnye polozheniya (Technical and economic report on the protection of national economic facilities and settlements of the coastal strip within the Dagestan Autonomous Soviet Socialist Republic, the Kalmyk Autonomous Soviet Socialist Republic and the Astrakhan Region from floods due to rising levels of the Caspian Sea. Basic provisions). (1992). Moscow: Jekopros (Publ.). 48 p. (in Russ.)
- Velichko A.A. (1980). On the age of moraines of the Dnieper and Don glacial tongues. In: *Vozrast i rasprostranenie maksimal'nogo oledeneniya Vostochnoi Evropy*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 7–19. (in Russ.)
- Velichko A.A., Udarcev V.P., Morozova T.D. et al. (1977). On the different ages of moraines of the Dnieper and Don blades of the cover glaciation of the East European Plain. *Doklady AN SSSR*. Iss. 232. № 5. P. 1142–1145. (in Russ.)
- Yanina T.A., Sorokin I.M., Bezrodnykh Yu.P., et al. (2014). The Hyrcanian stage in the Pleistocene history of the Caspian Sea. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geografiya*. № 3. P. 3–9. (in Russ.)
- Yanina T.A., Sorokin I.M., Bezrodnykh Yu.P., Romanyuk B. (2018). Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data). *Quat. Int.* V. 465. Part A. P. 130–141.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ ПО КОСМОГЕННОМУ ^{10}Be ДЛЯ ОЦЕНКИ ВОЗРАСТА И МАСШТАБОВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКОВЫХ КОМПЛЕКСОВ хр. ЧЕРСКОГО)[#]

© 2024 г. С. Г. Аржанников^{1,*}, А. В. Аржанникова¹, А. А. Чеботарев¹,
Н. В. Торговкин², Д. В. Семиколенных³, М. С. Лукьянычева⁴, Р. Н. Курбанов^{3,4}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия

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

⁴Институт географии РАН, Москва, Россия

*E-mail: sarzhan@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 30.05.2024 г.

После доработки 17.06.2024 г.

Принята к публикации 19.07.2024 г.

История изучения ледниковых комплексов Северо-Восточной Сибири насчитывает более 150 лет. За этот период получен обширный геологический и геоморфологический материал, давший возможность определить этапы, характер и размеры оледенений. В то же время дефицит прямых датировок ледникового рельефа, полученных геохронологическими методами, не позволяет проводить полноценные палеогеографические реконструкции. Это приводит к дискуссиям как в российской, так и в англоязычной литературе о возможности существования покровного оледенения в горах Северо-Восточной Сибири. В связи с этим для определения размеров и времени оледенения южной части хр. Черского нами был проведен комплекс геоморфологических и геохронологических исследований, в результате которых в долине р. Малык-Сиен (хр. Охандя) определен возраст трех конечно-моренных гряд, соответствующих различным этапам оледенения. На основе датирования экспонированных валунов в пределах конечно-моренных комплексов получены 22 даты по космогенному ^{10}Be . Средний экспонированный возраст для внешней морены составляет 120.8 ± 13.7 тыс. л., для средней — 37.7 ± 4.9 тыс. л. и для внутренней морены — 13.8 ± 2.2 тыс. л. Строение морен и возраст отложений свидетельствуют о горно-долинном характере оледенения хр. Черского в среднем и позднем плейстоцене. Последовательное уменьшение размера ледника в долине р. Малык-Сиен начиная с МИС 6 к МИС 2 указывает на увеличение дефицита атмосферных осадков и значительную криоаридизацию на юго-востоке хр. Черского. Эта тенденция контрастирует с большей частью районов, затронутых оледенением в Северном полушарии, где максимальная площадь ледников позднего плейстоцена реконструируется для времени последнего ледникового максимума (LGM, МИС 2).

Ключевые слова: хребет Охандя, долина р. Малык-Сиен, горно-долинные ледники, конечная морена, изотопное датирование

DOI: 10.31857/S2949178924030039, **EDN:** PMDUGC

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучение ледниковой истории суши является одной из задач, решение которой во многом заложило основу четвертичной геологии и па-

леогеографии. В последние годы реконструкция масштабов, хронологии и климатических условий древнего оледенения в горах Евразии и Северной Америки привлекает значительное внимание ввиду особого значения ледников в понимании климата прошлого, связи их эволюции с изменениями температуры и увлажнения. Для значительной части гор Северной Евразии в последние десятилетия получены детальные реконструкции этапов формирования ледников, определены закономерности их развития (Svendsen et al., 2004; Hidy et al., 2013). Одним из регионов, имеющих многочисленные

[#]Ссылка для цитирования: Аржанников С.Г., Аржанникова А.В., Чеботарев А.А. и др. (2024). Опыт применения метода датирования по космогенному ^{10}Be для оценки возраста и масштабов плейстоценового оледенения северо-восточной Сибири (на примере ледниковых комплексов хр. Черского). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 3. С. 53–72. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030039>; <https://elibrary.ru/PMDUGC>

следы плейстоценовых оледенений, является Северо-Восточная Сибирь. Изучение оледенений на востоке Сибири, начавшееся во второй половине XIX века с исследований П.А. Кропоткина (1873) и продолженное в XX веке, показало, что оледенения в северо-восточной части региона возникали неоднократно и имели широкое распространение. В рамках поисковых работ, научно-исследовательских программ и геологического картирования был получен обширный материал по четвертичным отложениям, в том числе и по ледниковым комплексам востока СССР (Онищенко, 1965; Хворостова, 1965; Гольдфарб, 1972; Кинд, 1975; Заморуев, 1976, 1978; Чанышева, Бредихин, 1981; Афаньев и др., 1982, 1984; Воскресенский и др., 1984; Глушкова, 1984; Дегтяренко, 1984; Величко, 1991; Глушкова, Гуалтиери, 1998; и мн. др.). На ранних этапах исследований построение хронологии оледенений основывалось на палинологических данных и стратиграфических взаимоотношениях морен с перекрывающими и подстилающими отложениями неледникового генезиса.

Таким образом, для Северо-Восточной Сибири имеется большое количество работ, посвященных изучению четвертичного оледенения, связанных с ним форм рельефа и осадочных комплексов. Главные выводы были сделаны на основе геоморфологических наблюдений, результатов палинологических и палеонтологических исследований, а также ограниченных серий абсолютных дат, выполненных радиоуглеродным (^{14}C), люминесцентными методами и по космогенному ^{36}Cl . Опубликованные на данный момент представления о размерах, фазах и времени оледенения кардинальным образом отличаются, а иногда и противоречат друг другу. Тем не менее большинство исследователей склоняются к мнению о позднеплейстоценовом возрасте сохранившихся в рельефе конечно-моренных комплексов и о горно-долинном характере оледенения гор Северо-Восточной Сибири. По современным представлениям максимальным было зырянское оледенение (Q_3^2) и меньшим по размерам следующее за ним — сартанское (Q_3^4). Отложения более ранних ледниковых эпох (ранний и средний плейстоцен¹) встречаются в погребенном виде. Однако ряд исследователей реконструируют в регионе масштабные ледники, которые могут быть отнесены к покровному или полупокровному типу.

Развитие методов датирования по космогенным радионуклидам (^{10}Be , ^{36}Cl , ^{26}Al) и связанная с этим возможность определения абсолютного возраста конечных морен открывают новые пути для вре-

менной привязки ледниковых отложений горных массивов и предгорий Северо-Восточной Сибири и реконструкции оледенений. Некоторая неопределенность в четвертичной истории развития данной территории, связанная с дефицитом прямых датировок ледниковых комплексов, дала толчок к проведению широкомасштабных геоморфологических и геохронологических исследований в рамках международного проекта *Searching for the missing ice sheet in Eastern Siberia*, главной целью которого стало уточнение возраста и масштаба плейстоценовых оледенений данной территории на основе датирования экспонированных поверхностей валунов в пределах конечно-моренных комплексов по космогенному ^{10}Be . Вторая цель заключалась в том, чтобы на базе полученных данных провести палеогеографическую реконструкцию размеров оледенения в МИС 2 и решить вопрос дисбаланса объема льда на континентах и объема воды, изъятый из океанов в этот период.

В данной статье мы представляем первые результаты проведенного датирования по космогенному ^{10}Be серии конечно-моренных комплексов с тремя четко очерченными валами, образованными выводным малыксийским ледником из горного массива Охандя (хр. Черского) с абсолютными высотами до ~2300 м (рис. 1).

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследований расположен в одной из крупнейших горных стран Северо-Восточной Сибири — в хр. Черского (рис. 1, (а)), который представляет собой протяженный горный пояс шириной 400 км при длине 1500 км, состоящий из параллельных, вытянутых с СЗ на ЮВ гряд с максимальными абсолютными высотами чуть более 3000 м. Основной объект исследований расположен в его юго-восточной части и состоит из непротяженных горных массивов, представлявших собой в плейстоцене центры оледенения с системами выводных ледников. Одним из них является хр. Охандя (рис. 1, (б)) северо-западного простирания с абсолютными высотами 2000–2300 м, где широко представлены кары и трюги, а также формы аккумулятивного рельефа, связанные с плейстоценовыми оледенениями. Изучение ледниковых форм рельефа и отбор образцов проводились в долине р. Малык-Сиен (рис. 1, (б)).

Климат территории резко континентальный с отрицательными среднегодовыми температурами. Количество осадков варьирует от 300 до 700 мм/год. Повсеместно распространена многолетняя мерзлота.

Комплекс исследований включал геолого-геоморфологические и геохронологические методы,

¹Здесь и далее имеется ввиду неоплейстоцен российской шкалы.

среди которых выделяются: дистанционное зондирование и геоморфологическое картирование, маршрутные наблюдения, отбор и документация образцов, датирование по космогенному ^{10}Be экспонированных валунов в пределах конечно-моренных комплексов.

Анализ распространения конечно-моренных гряд в долине р. Малак-Сиен выполнялся посредством дешифрирования космических снимков различного разрешения (Google Earth Pro, https://www.google.com/intl/ru_ALL/earth/versions), изучения цифровой модели рельефа ArcticDEM (Morin et al., 2016; <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/>) и составления карт-схем различного масштаба.

Для определения возраста конечно-моренных комплексов мы использовали метод датирования экспонированных поверхностей крупных валунов по космогенному ^{10}Be . Атомы бериллия образуются под действием космических лучей в силикатных минералах, в особенности в кварце, и, следовательно, подходят для датирования экспонированных поверхностей (Gosse, Phillips, 2001). Поскольку содержание космогенного ^{10}Be невелико, для анализа требуется всего 10–30 г кварца (Wagner, 1998).

Одним из основных условий получения качественных данных при датировании этим методом является неподвижность образца с момента его экспозиции. Время стабилизации валуна на по-

верхности конечной морены совпадает со временем отступления ледника, и его положение (ориентация в пространстве) должно сохраняться до момента отбора образца (Gosse, Phillips, 2001). Однако с момента прекращения воздействия ледника на датируемый образец в работу включаются процессы, влияющие на его сохранность и стабильность на поверхности конечной морены. К ним относятся: речная эрозия (донная и боковая), термокарст, денудация, ветровое воздействие и десквамация.

Эрозия существенно деформирует поверхность конечных морен. Однако она локализуется на узких участках, которые исключаются из потенциальных мест отбора образцов. Также немаловажным фактором является морозное пучение грунтов с эксгумацией валунов на поверхность морены. В этом случае важно детально изучить район отбора образцов на предмет активности проявления данного процесса. Развитие термокарста при деградации многолетней мерзлоты включает протаивание высокольдистых отложений и подземных льдов, сопровождающееся просадкой поверхности и возникновением отрицательных форм мезо- и микрорельефа. Наличие субгоризонтальных поверхностей большой площади свидетельствует об отсутствии каких-либо активных термокарстовых процессов на протяжении дли-



Рис. 1. (а) — Местоположение района исследований на обзорной карте (выделено красным квадратом) и (б) — долина р. Малак-Сиен и хр. Охандя.

Fig. 1. (a) — Location of the study area on the overview map (highlighted with a red square) and (b) — Malyk-Sien River valley and Ohandya Ridge.

тельного периода времени, возможно, с момента деградации оледенения.

Другим важным показателем физической устойчивости во времени датируемых валунов является первичная форма морены. В работе (Putkonen, O'Neal, 2006) показано, что после отступления ледника морена, имеющая крутые склоны и острый гребень, испытывает интенсивную денудацию. Это приводит к сглаживанию первичного ледникового рельефа, смещению части обломочного материала и, как следствие, значительному омоложению его экспонированного возраста. Это справедливо как для одиночных конечных валов, так и для более сложно построенных морен (Bennet, 2001).

Еще одним фактором, способным влиять на точность определения времени экспонирования образца, является экранирование объекта от влияния космического излучения различными формами рельефа, растительным и снежным покровами. Степень топографического затенения выясняется в процессе отбора простым круговым замером углов и простираения секторов тени от горных вершин или протяженных хребтов, что и учитывается в дальнейшем при датировании. Растительный покров также экранирует космическое излучение, но незначительно, порядка 2–4% (Gosse, Phillips, 2001).

Основная трудность при отборе образцов в долине р. Малык-Сиен заключалась в поиске валуна или глыбы, отвечающих перечисленным выше стандартам космогенного датирования. Опробование велось с помощью электрической угловой шлифовальной машины, молотка и зубила. Отбирался поверхностный слой толщиной 2–3 см. Координаты фиксировались с помощью портативного GPS приемник с ошибкой ± 5 м. Также определялась топографическая тень по сторонам света. Всего было опробовано и проанализировано 22 валуна, расположенных в пределах трех конечно-моренных валов. 9 образцов были отобраны с внешней моренной гряды, 6 – со средней и 7 – с внутренней морены (табл. 1). Все валуны имели гранитный состав, и ни на одном из них не было обнаружено следов отслаивания или десквамации.

Предварительная обработка проб выполнена в лаборатории OSL и космогенного датирования МГУ/ИГРАН. Определение содержания космогенного ^{10}Be в образцах выполнялось в лаборатории космогенного датирования Орхусского университета и в центре ускорительной масс-спектрометрии (Дания). Итоговый возраст был получен с помощью онлайн-калькуляторов (CRONUS-Earth (версия 3); Balco et al., 2008).

Поправки на экранирование космических лучей из-за топографии, растительности и снежного

покрова рассчитывались согласно (Gosse, Phillips, 2001). Топографическая тень, оцененная по полевым наблюдениям, включена в наши расчеты возраста. Экранирование растительностью считалось незначительным из-за редкого проективного покрытия. Толщина снежного покрова оценивалась по ближайшим метеостанциям Якутска и Магадана (толщина около 50 см, сохранность до 8 месяцев в году), однако, учитывая, что станции расположены в низинах и далеко от нашего полевого участка, мы признаем высокую неопределенность этих оценок. В качестве меры предосторожности мы удваиваем оценку мощности снежного покрова с 50 до 100 см, что фактически увеличивает возраст воздействия с ~4 % до ~8 % соответственно. Такие эффекты не влияют на результаты нашего исследования, поэтому мы пренебрегаем ими в основном тексте.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Строение конечно-моренных гряд

По данным дешифрирования космических снимков и изучения карт четвертичных отложений, а также анализа опубликованных геологических данных (Гольдфарб, 1972), в районе исследования область ледниковых отложений распространяется вплоть до слияния рек Малык-Сиен и Берелёх (рис. 2). Рельеф поверхности гляциального комплекса холмисто-западинный. В 20 км от края ледниковых отложений вверх по течению р. Малык-Сиен выделяется три вала конечных морен, расположенных на расстоянии 2–3 км друг от друга. Для определения возраста экспонирования конечно-моренных комплексов были проведены работы по поиску и отбору образцов валунов и глыб, расположенных на поверхности моренных отложений в долине р. Малык-Сиен (рис. 3). Степень выраженности в рельефе трех изученных моренных валов различная. Наиболее хорошо сохранились средняя и внутренняя морены.

Внешняя моренная гряда крупнее, более высокая и занимает большую территорию по сравнению с другими. Она представляет собой вал шириной до 3 км и высотой 65–160 м, который в срединной части прорезан р. Малык-Сиен на глубину до 70–90 м. Проксимальный склон морены имеет крутизну 3–5°, дистальный – более пологий – 2–3°. Склоны конечной морены расчленены временными водотоками, в некоторых местах на их поверхности имеются небольшие озера. В целом морена имеет сглаженные очертания и, по всей видимости, претерпела значительные изменения в результате воздействия различных агентов денудации. На ее поверхности встречаются редкие валуны и глыбы до 2 м в поперечнике. Образцы

были отобраны в основном с дистального склона, гребня и платообразной площадки внешней морены. В связи с тем, что количество валунов для датирования было ограничено, дистанция между ними достигала нескольких сотен метров. Для опробования рассматривались экземпляры размерами не менее 1 м в диаметре. В итоге с дистального склона была взята серия образцов, расположенных от подножия до гребня моренного вала. На проксимальном склоне была обнаружена субгоризонтальная площадка с несколькими валунами, три из которых также были опробованы.

Средняя морена расположена в 3 км выше по течению р. Малак-Сиен. Ее высота достигает 50 м при ширине 1.5–1.9 км. Крутизна дистального склона морены составляет в среднем $5-7^\circ$, проксимального — $3-4^\circ$. Для нее характерен холмисто-западинный рельеф с хорошо выраженными грядами и небольшими озерами. Северная часть вала осложнена серией крупных термокарстовых понижений. Валы, расположенные в апикальной части моренной гряды, возвышаются над ее поверхностью в среднем на 50–60 см, иногда на 1 м. Образцы были взяты в привершинной части фрагмента морены, расположенного к северу от р. Малак-Сиен. Расстояние между опробованными валунами составляет 150–200 м.

Внутренняя морена расположена от средней в 2.5 км выше по течению р. Малак-Сиен. Ширина конечно-моренного комплекса по основанию составляет 2 км, высота около 30–40 м. В отличие от внешней и средней морены, внутренняя делится на серию валов, которые, возможно, фиксируют стадии отступления ледника. Фронтальный склон морены имеет уклон до 10° и представляет собой единую подковообразную структуру. Второй вал осложнен серией понижений. Хорошо очерченные гряды с крутыми склонами и относительно острыми гребнями характеризуют ее как наиболее молодую из рассмотренных морен. Широко распространены небольшие озера. На внутренней морене в ее правобережной части относительно долины р. Малак-Сиен была опробована серия валунов, высота которых над поверхностью составляла от 0.2 до 2 м, расстояние между точками опробования составляло от первых метров до 300 м. Отбор образцов проводился преимущественно на субгоризонтальных площадках.

На основе анализа содержания атомов космогенного ^{10}Be в образцах получены 22 даты (табл. 1). Девять дат внешней морены (рис. 4) можно разделить на две возрастные группы. Первая — это образцы с дистального пологого склона и гребня морены, здесь отмечается значительный разброс — от 7 до 66 тыс. л. н. Вторая группа,

отобранная с платообразной площадки внешней морены, формирует компактный кластер 109 ± 7 , 124 ± 8 , 130 ± 9 тыс. л. (табл. 1). Для средней морены получено 6 дат от 32 до 89 тыс. л. н. Остальные семь — характеризуют возраст внутренней морены: от 11 до 40 тыс. л.

3.2. Причины разброса возрастов морен

Наблюдаемый разброс экспонированных возрастов валунов в моренах может быть обусловлен двумя причинами: (1) постседиментационным экранированием отложений (циклическое погребение и экспонирование, например, золовыми или другими процессами) или их более поздней эксгумацией (выведение на поверхность валунов в процессе денудации верхней части морены); и (2) наличием накопленных за предыдущий цикл экспозиции радионуклидов. Экранирование дает омоложенный возраст морены, тогда как унаследованный космогенный ^{10}Be приводит к его удрев-

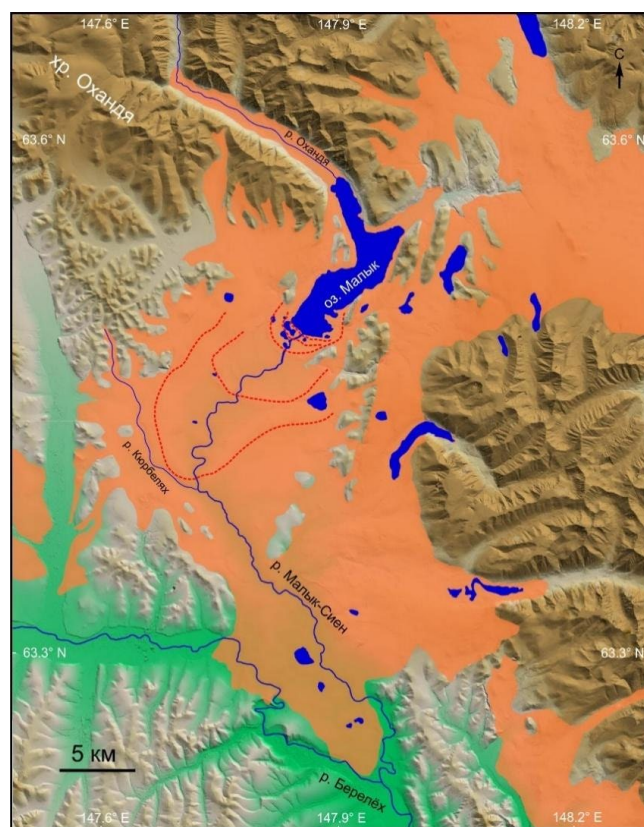


Рис. 2. Характер и площадь распространения ледниковых отложений (Гольдфарб, 1972) в районе исследования и на прилегающих территориях. Оранжевым цветом показаны ледниковые отложения. Красной пунктирной линией отмечена осевая часть конечных морен в долине р. Малак-Сиен.

Fig. 2. The nature and area of glacial deposits distribution in the study area and in adjacent territories (Goldfarb, 1972). Glacial deposits are shown in orange. The red dotted line marks the axial part of the terminal moraines in the Malyk-Sien River valley.

нению (Fabel, Harbour, 1999; Applegate et al., 2010; Neuman et al., 2011). Такие факторы необходимо учитывать при идентификации возраста конечных морен и в долине р. Малак-Сиен, принимая во внимание широкий разброс для всех групп образцов (рис. 5). Анализ распределения дат должен учитывать логичное увеличение возраста трех моренных валов от внутреннего к внешнему. Помимо этого, все моренные гряды подвержены постепенному разрушению, то есть снижению высоты за счет выполаживания крутых участков склонов. Таким образом, с течением времени форма вала будет изменяться, тем самым меняя эф-

фект экранирования валунов в морене (Putkonen, Swanson, 2003; Neuman et al., 2011). Этот эффект наблюдается при заметном увеличении разброса возрастов от внутренней молодой морены к внешней, древней и более денудированной (от ~29 до 123 тыс. л. соответственно, рис. 5). Хотя наследование радионуклидов в валунах является в значительной степени стохастическим, оно оказывает непропорционально сильное влияние на более молодые морены, потому что унаследованный бериллий может составлять значительную часть итогового возраста. Например, унаследованный ^{10}Be идентифицирован в 27% ($n = 590$)

Таблица 1. Результаты космогенного датирования образцов из трех конечно-моренных комплексов долины р. Малак-Сиен (хр. Черского)

Table 1. Results of cosmogenic dating of samples from three end-moraine complexes of the Malyk-Sien river valley (Chersky Ridge)

Номер образца	Широта	Долгота	Высота над у. м., м	Концентрация ^{10}Be , (10^5 ат/г)	Толщина образца, см	Высота валуна, см	Экспонированный возраст, тыс. л.
Внешняя морена							
MS-MB-4	63.425	147.668	991	0.763 ± 0.051	3	30	6.8 ± 0.6
MS-MB-2	63.423	147.662	965	1.312 ± 0.069	3	50	11.9 ± 0.9
MS-MB-1	63.420	147.660	950	2.901 ± 0.132	2.5	65	26.7 ± 2.0
MS-MB-10	63.418	147.669	967	3.741 ± 0.031	2	15	33.8 ± 2.0
MS-MB-5	63.426	147.669	993	4.669 ± 0.110	3	40	41.7 ± 2.7
MS-MB-12	63.417	147.674	980	7.274 ± 0.193	2.5	55	65.8 ± 4.3
MS-M1, 5B-2	63.432	147.685	984	11.873 ± 0.170	3	130	108.6 ± 6.8
MS-M1, 5B-1	63.431	147.688	982	13.717 ± 0.202	1	130	124.1 ± 7.8
MS-M1, 5B-3	63.432	147.687	980	14.243 ± 0.475	1.5	150	129.8 ± 9.1
Средняя морена							
MS-M2B-2	63.456	147.765	998	3.605 ± 0.126	3	65	32.0 ± 2.2
MS-M2B-6	63.456	147.760	988	4.208 ± 0.112	2	65	37.4 ± 2.4
MS-M2B-3	63.454	147.764	987	4.203 ± 0.085	2.5	55	37.5 ± 2.4
MS-M2B-4	63.455	147.763	983	4.899 ± 0.128	2	60	43.8 ± 2.9
MS-M2B-7	63.456	147.757	987	7.539 ± 0.110	2	100	67.5 ± 4.2
MS-M2B-8	63.457	63.457	985	9.894 ± 0.543	1.5	60	88.9 ± 7.3
Внутренняя морена							
MS-M3B-9	63.484	147.821	972	1.174 ± 0.041	1.5	25	10.5 ± 0.7
MS-M3B-8	63.484	147.821	978	1.455 ± 0.044	2	35	13.0 ± 0.9
MS-M3B-4	63.485	147.822	986	1.504 ± 0.147	2	60	13.3 ± 1.5
MS-M3B-1	63.486	147.823	975	1.592 ± 0.094	3	80	14.4 ± 1.2
MS-M3B-3	63.486	147.823	974	2.012 ± 0.062	2	60	18.0 ± 1.2
MS-M3B-11	63.482	147.825	966	3.138 ± 0.085	2	200	28.4 ± 1.9
MS-M3B-7	63.484	147.821	978	4.442 ± 0.081	2	80	39.8 ± 2.5

перемещенных льдом валунов, датированных в Фенноскандии (Jansen et al., 2019).

3.3. Возраст трех конечно-моренных комплексов в долине р. Малык-Сиен

Представление о том, что разброс дат для внешнего вала является результатом более длительного экспонирования, денудации и выполаживания морены, согласуется с расположением изученных валунов в пространстве (рис. 4). Известно, что заглупление валунов (высота над поверхностью

морены) напрямую связано с периодом экспонирования. То есть чем менее он заглуплен, тем больший период времени объект находится под воздействием космических лучей. Для групп валунов с широким разбросом дат обычно следует рассматривать наиболее древнюю в качестве минимального возраста дегляциации (Heueman et al., 2016).

Этот же тренд, хотя и в меньшей степени, отмечается и для среднего вала, но полностью отсут-



Рис. 3. Выборка сравнительно высоко выступающих валунов и их опробование для датирования времени экспозиции (табл. 1). *Валуны, расположенные на моренах:* (а), (б), (в) – на внешней, (г) – на средней, (д), (е) – на внутренней.

Fig. 3. Selection of relatively high and stable boulders and their sampling for exposure dating (tab. 1). *Boulders located within:* (а), (б), (в) – the outer moraine, (г) – the middle moraine, (д), (е) – the inner moraine.

ствует на внутреннем, что отражает различную степень постседиментационных преобразований разновозрастных морен. Соответственно, наша интерпретация возраста внешней морены основана на трех наиболее древних образцах, формирующих компактную группу (MS-M1, 5B-1; MS-M1, 5B-2; MS-M1, 5B-3; табл. 1, рис. 5). Эти валуны расположены на уплощенной площадке проксимального склона конечной морены (рис. 4), т.е. в более стабильных геоморфологических условиях,

что позволяет говорить о незначительном влиянии экзогенных процессов и вторичного перемещения. Все они возвышаются над уровнем земли более чем на 130 см, что более чем в два раза превышает высоту над поверхностью морены валунов, расположенных на ее дистальном склоне (табл. 1). Таким образом, средний экспонированный возраст внешней морены в долине р. Малак-Сиен составляет 120.8 ± 13.7 тыс. л. и соответствует концу МИС 6 – началу МИС 5 (рис. 6). В то же время

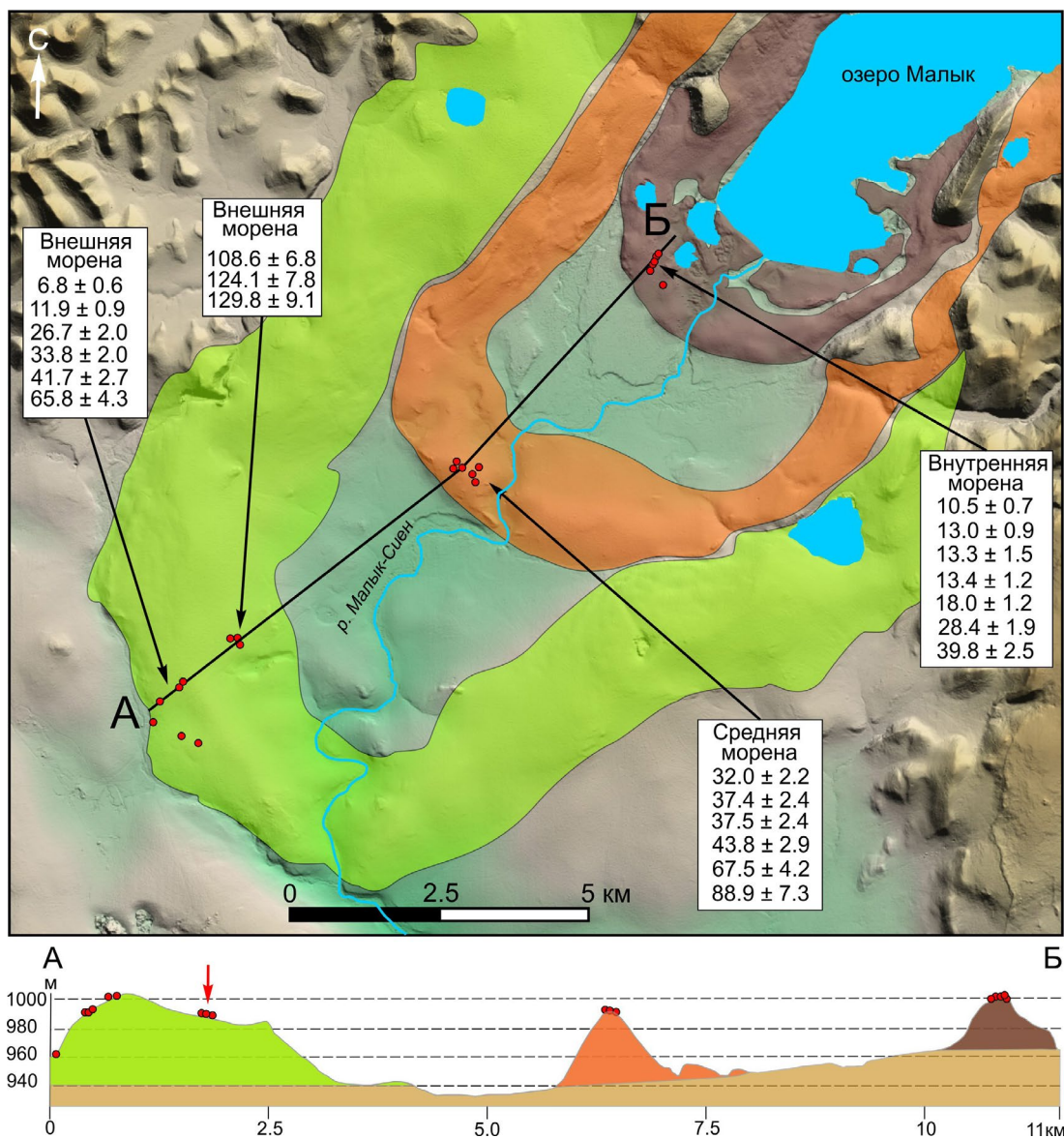


Рис. 4. Фрагмент долины р. Малак-Сиен с конечными моренами и места отбора проб (красные точки). Прямоугольники показывают возраст экспонирования моренных валунов. В нижней части рисунка представлен продольный топографический профиль с конечно-моренными валами, на которых показаны высоты мест отбора проб. Красная стрелка на внешней морене указывает на ключевые образцы MS-M15B-1, MS-M15B-2 и MS-M15B-3, положение которых в постседиментационный период было более стабильным.

Fig. 4. Fragment of the Malyk-Sien River valley with terminal moraines and sampling locations (red dots) with the exposure ages of moraine boulders. The lower part of the figure shows a longitudinal topographic profile with terminal moraine ridges and heights of the sampling sites. The red arrow on the outer moraine indicates the key samples MS-M15B-1, MS-M15B-2 and MS-M15B-3, whose position was more stable during the post-depositional period.

необходимо отметить, что молодые даты могли быть получены также при неправильной оценке геоморфологической позиции внешней конечной морены. В связи с тем, что ее возраст достаточно древний и степень эрозионного расчленения и денудации высока, существует вероятность неправильной интерпретации ее размеров. Что имеется в виду? В данном случае вал внешней конечной морены с фронтальной стороны подчеркнут долиной р. Кюрбелях, однако на правом берегу ледниковые отложения также фиксируются и распространяются на расстоянии до 3 км (рис. 2). Возможно, что водная эрозия могла расчленить ранее единый массив конечной морены и в настоящее время валуны, расположенные на дистальном склоне, были экспонированы по мере углубления вреза. Если мы посмотрим на первый кластер и его расположение в пространстве, то мы можем увидеть некоторую закономерность в распределении возраста экспозиции валунов. То есть наиболее молодые — расположены в нижней части долины (за исключением образца с возрастом

~7 т. л.) и, по мере подъема по склону, датировки показывают все более древний возраст (рис. 4). На геоморфологической схеме Малак-Сиенской впадины Ю.И. Гольдфарб (1972) выделил внешнюю конечную морену в тех же размерах, в каких рассматриваем и мы. Но по возрасту он отнес ее к далекинской фазе (зырянское оледенение, МИС 4), а правобережную морену (относительно р. Кюрбелях) к концу среднего плейстоцена (малаксиенская фаза). Такой же возраст (МИС 4) для внешней морены показан и на карте четвертичных образований (Карта ..., 2020).

Интерпретация возраста средней морены вызывает некоторые трудности. Распределение дат на временной шкале (рис. 5, 6) показало концентрацию четырех из них в МИС 3, а два образца относятся к МИС 4 и МИС 5. Если для средней морены мы также будем использовать модель постседиментационного экранирования или поздней эксгумации как основную причину наблюдаемого разброса экспонированного возраста (от ~89 до 32 тыс. л.), то мы необоснованно

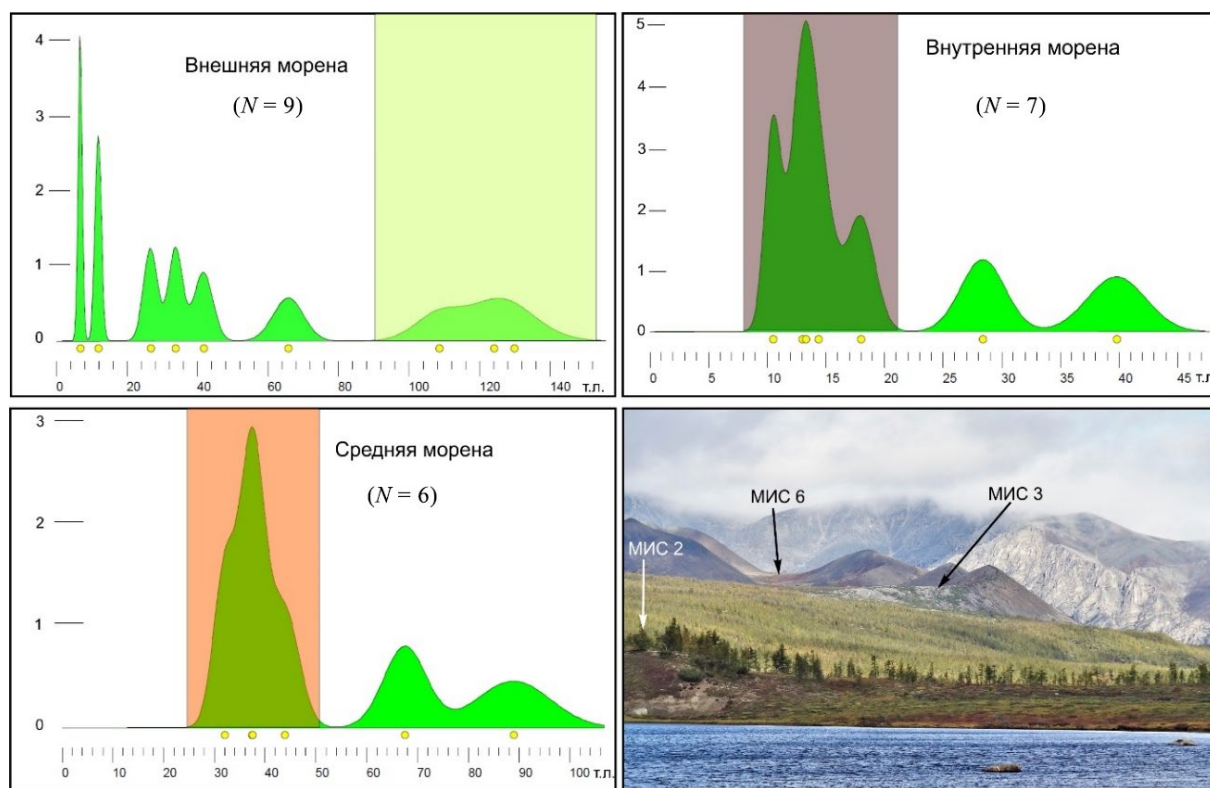


Рис. 5. Распределение плотности (probability density plot, PDP — по вертикальной оси) космогенных дат для внешней, средней и внутренней морен. Прямоугольники, окрашенные в цвета, соответствующие цвету морен на рис. 4, отражают диапазон дат, принятых как наиболее достоверные. На фотографии показан западный берег озера Малак. Черные стрелки указывают на уровень краевых морен, сформировавшихся в разные периоды среднего и позднего плейстоцена. Белой стрелкой отмечены моренные отложения сартанского времени.

Fig. 5. Probability density plot of cosmogenic ages for outer, middle and inner moraines. Colored rectangles correspond to the color of the moraines in fig. 4 and reflect the range of ages accepted as the most reliable. The photograph shows western shore of Lake Malyk. Black arrows indicate the level of marginal moraines formed during different stages of the Middle and Late Pleistocene. The white arrow marks moraine deposits of MIS 2.

исключим из рассмотрения значительную часть компактно сосредоточенных дат 43.8–32 тыс. л. (табл. 1, рис. 5, 6). Как было сказано выше, для Северо-Восточной Сибири наряду с зырянской и сартанской фазами оледенения Н.В. Кинд (1975) выделила жиганский этап выдвигания ледников в период 33–30 тыс. л. н. Принимая во внимание факт соответствия размеров зырянского оледенения и жиганской фазы можно интерпретировать возраст экспозиции валунов как результат двух оледенений. Учет этих особенностей позволяет определить средний экспонированный возраст в 37.7 ± 4.9 тыс. л. и объединить группу образцов, сосредоточенную в пределах МИС 3 (рис. 5), как

близкую к жиганской фазе. Выдвижение ледников в это время может быть связано с все еще низкими среднегодовыми температурами и увеличением влажности в каргинское время. Такие же подвижки ледников в МИС 3 характерны для отдельных районов западной, северной и центральной Монголии (Gillespie et al., 2008; Batbaatar et al., 2018; Blomdin et al., 2018). Возраст средней и внутренней морен на карте четвертичных образований (Карта..., 2020) и в работе Ю.И. Гольдфарба (1972) указан как сартанский (МИС 2).

Семь дат по валунам внутренней морены в целом моложе и лучше согласуются друг с другом, чем даты для внешней морены (табл. 1, рис. 5, 6).

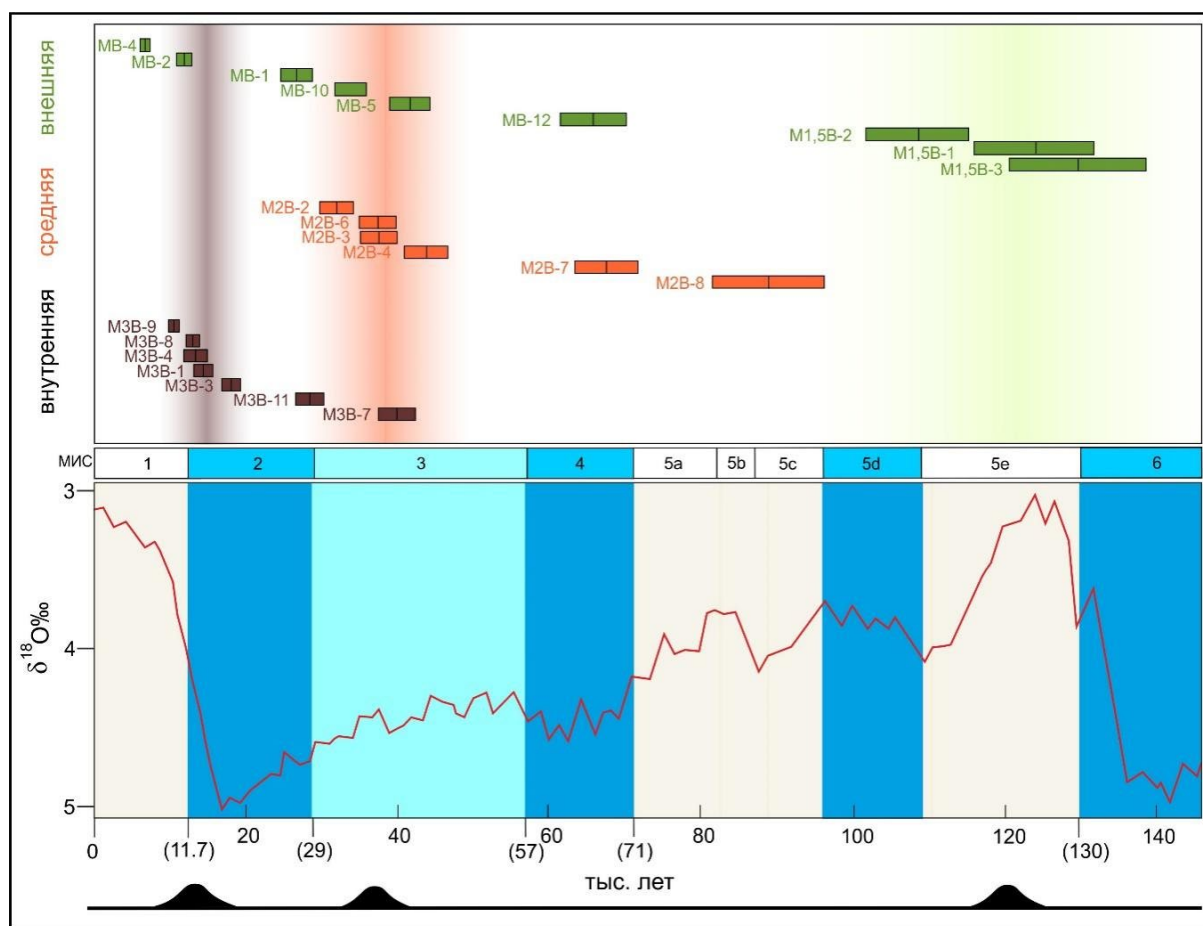


Рис. 6. На схеме прямоугольниками различных цветов показан экспонированный возраст валунов с учетом ошибки 1–σ для внешней (зеленый), средней (оранжевый) и внутренней (коричневый) морен. Тон соответствует наиболее вероятному возрасту морены (зеленый – внешняя морена, оранжевый – средняя, темно-фиолетовый – внутренняя). На морской изотопной шкале (Lisiecki, Raymo, 2005) голубым и синим цветами обозначены стадии оледенения (цифры в скобках отражают границы морских изотопных стадий). Самая нижняя панель представляет собой визуализацию предполагаемых стадий (МИС 6 – МИС 2) максимального выдвигания ледников в долине р. Мале-Сен.

Fig. 6. Dating results: rectangles of different colors show age of the boulders, taking into account the 1–σ error for the outer (green), middle (orange) and inner (brown) moraines. The tone corresponds to the most probable age of the moraine (green – outer moraine, orange – middle, dark purple – inner). On the marine isotope scale (Lisiecki, Raymo, 2005), blue and blue colors indicate the stages of glaciation (the numbers in brackets reflect the boundaries of the MIS). The lowest panel is a visualization of the expected stages (MIS 6 – MIS 2) of maximum glacier advance in the Malyk-Sien River valley.

Следуя модели, упомянутой выше, здесь причина разброса дат может быть связана с наследованием радионуклидов, накопленных в предыдущие эпохи оледенения и осадконакопления. Наиболее вероятным сценарием, объясняющим наблюдаемый разброс, является участие датированных валунов в более ранних этапах оледенения. Этот процесс мог привести к тому, что время экспонирования некоторых валунов оказалось более длительным, чем возраст самой морены (Neuman et al., 2011). Таким образом образцы МЗВ-7 и МЗВ-11 мы считаем удревленными. Характерно что во внутренней морене такие даты соответствуют возрасту средней морены, а в средней — близки к возрасту внешнего вала. В целом для внутренней морены остальные даты укладываются в период после окончания глобального LGM (рис. 5, 6). Таким образом, средний экспонированный возраст внутренней морены мы оцениваем в 13.8 ± 2.2 тыс. л.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

4.1. Дискуссионные вопросы ледниковой истории Северо-Восточной Сибири

Несмотря на длительное изучение четвертичной истории региона и полученный значительный фактологический материал, исследователи сформулировали различные реконструкции оледенения Северо-Восточной Сибири, которые отличаются как масштабами распространения ледников, так и хронологией их формирования в разные этапы плейстоцена.

Так, по результатам изучения четвертичных отложений и рельефа в пределах хребта Черского и прилегающих территорий Б.А. Онищенко (1965) выделил четыре оледенения (в том числе и голоценовое). По его оценке, в раннем плейстоцене оно было небольшим и оставило следы в виде толщ несортированных отложений (30–70 м) с включением неокатанных глыб. Среднеплейстоценовое оледенение не было максимальным и носило горно-долинный характер. Что касается позднеплейстоценового оледенения, то, по мнению автора, оно было максимальным. Мощность ледников достигала 300–500 м.

Для бассейнов рек Индигирки и Колымы З.М. Хворостова (1965) выделяет средне- и позднеплейстоценовое оледенения, допуская возможность существования и более ранних этапов выдвигания ледников.

В 1960–1970 гг. были получены первые радиоуглеродные даты для Верхоянского хребта (Кинд, 1975). Их анализ показал, что наиболее древними являются самаровские ледниковые отложения (Q_2^4), выходящие за рамки радиоуглеродного датирования. Причем масштаб распространения

самаровской морены был меньше, чем размеры последующих оледенений. Зырянская стадия оледенения (Q_3^2) определена путем датирования перекрывающих ледниковые отложения толщ. Возраст межледниковых отложений колеблется от 40 до 33 тыс. л., т.е. они относятся к каргинскому времени. Следующей по времени является жиганская морена, которая соответствует каргинскому кратковременному похолоданию и могла сформироваться в период между 33 и 30 тыс. л. н. Серию из трех морен Н.В. Кинд (1975) относит к сартанскому оледенению — между 26 и 15 тыс. л. н.

Ю.И. Гольдфарб (1972) на основе анализа разрезов глубоких шахт и геоморфологических наблюдений в бассейне р. Берелёх (хр. Черского) выделил пять плейстоценовых оледенений: одно в раннем, два в среднем и два в позднем.

В.В. Заморуев (1976), приводя накопленные к тому времени новые данные, ставит вопрос о пересмотре сложившихся взглядов на историю четвертичного оледенения Северо-Востока СССР. Он выдвигает тезис о том, что максимальное распространение ледников было не в среднем плейстоцене, а в позднем. В подтверждение своих предположений он приводит результаты полевых исследований в Аллах-Юньском районе (правобережье р. Алдан). На основе изучения эрратических валунов, рыхлых отложений и датирования погребенной древесины радиоуглеродным методом В.В. Заморуев (1978) пришел к выводу о том, что максимальное выдвигание ледников в этой части горного массива было в позднем плейстоцене. Причем он акцентирует внимание на том, что максимум это оледенение достигло не ранее 40 тыс. л. н., а его распад завершился в начале голоцена. По его мнению, оледенение Аллах-Юньского района являлось частью Южно-Верхоянского горного ледникового покрова.

По мнению В.В. Колпакова (1979), в западном Приверхоянье максимальное выдвигание ледников произошло в первую фазу позднеплейстоценового оледенения. Отложения этого возраста перекрывают самаровский ледниковый комплекс. Что касается сартанского оледенения, то его размеры были сопоставимы с зырянским.

Для северо-западного Приохотья Г.С. Ананьевым и др. (1984) выделяются ранне-, средне- и позднеплейстоценовое оледенения. На основе датирования термолюминесцентным методом (Ананьев и др., 1982) достаточно выветрелых погребенных ледниковых отложений сделано заключение о двух фазах выдвигания ледников в раннем плейстоцене. Формы аккумулятивного рельефа этих этапов оледенения не сохранились. В среднем плейстоцене выделены также две фазы оледене-

ния, причем максимальным было первое. Следы позднеплейстоценового оледенения в рельефе представлены хорошо сохранившимися конечными, боковыми моренами, плотинными озерами и др. На основе изучения ледникового комплекса определены два горизонта, которые коррелируются с зырянским и сартанским оледенениями (Ананьев и др., 1984).

Версия о максимальном первом раннеплейстоценовом оледенении для территории, расположенной в пределах южных отрогов хр. Черского, предложена в работе (Чанышева, Бредихин, 1981). Всего для района исследований авторами выделено пять похолоданий и соответствующие им пять оледенений: одно в раннем плейстоцене, два в среднем и два в позднем. Также, проводя анализ масштаба оледенений, авторы пришли к выводу о том, что в позднем плейстоцене они носили горно-долинный характер, а в среднем и раннем — полупокровный и покровный, соответственно (Чанышева, Бредихин, 1981).

К интересным выводам по размерам плейстоценовых оледенений пришла О.Ю. Глушкова (1984). На основе анализа различных параметров, а также морфологии экзарационного и аккумулятивного ледникового рельефа с привлечением данных по составу и возрасту коррелятных осадков были определены размер и возраст позднеплейстоценовых оледенений Северо-Восточной Сибири. В позднем плейстоцене автор выделяет два оледенения, зырянское и сартанское, разделенные каргинским потеплением. Размеры зырянского оледенения были больше, чем сартанского, и охватывали 40% площади исследуемой территории. Сартанские ледники занимали 14% территории и были сосредоточены, главным образом, в разрозненных, обособленных ледниковых узлах (Глушкова, 1984).

В бассейне верхней и средней Колымы С.С. Воскресенским с коллегами (1984) выделено шесть эпох похолодания и пять оледенений. Для позднего плейстоцена это зырянская и сартанская фазы. Для среднего плейстоцена — тазовское и самаровское оледенения. Для раннего плейстоцена имеются следы одной фазы выдвижения ледников. Проводя реконструкции оледенения исследуемого района, С.С. Воскресенский отмечал, что хоть и имеются надежные корреляции отложений, тем не менее при отсутствии датировок по разрезам, судить о времени возникновения оледенений достаточно сложно (Воскресенский и др., 1984).

По данным, полученным Ю.П. Дегтяренко (1984), максимальным для Корякского нагорья было позднеплейстоценовое оледенение (возраст определен по геоморфологическим, биостратигра-

фическим и радиоуглеродным данным), которое охватывало территорию площадью 300 000 км². Длина зырянских ледников составляла 200 км и более. По времени первая фаза оледенения проявилась между 75 и 48 тыс. л. н., затем, во время каргинского потепления, происходило сокращение ледников. Вторая фаза оледенения (сартанская) фиксируется в период 26—11 тыс. л. н.

В.Ф. Иванов (1984) для Восточной Чукотки выделил четыре самостоятельных фазы оледенения: два в среднем плейстоцене и два в позднем. Причем максимальными были второе среднеплейстоценовое и первое позднеплейстоценовое.

С.А. Архипов (1983), учитывая глобальный характер климатических изменений в плейстоцене, попытался синхронизировать оледенения по всей Сибири. На основе опубликованных данных для Северо-Востока СССР им были выделены шесть похолоданий и приуроченных к ним оледенений: два в раннем плейстоцене — раннемиогинское, или авлукитское (580±150 тыс. л. н.); позднемитогинское, или охотское (470±120 тыс. л. н.); два в среднем — оляйонское, или юровское (250±50 тыс. л. н.); среднекрестовское, или номанкурское (145±40 тыс. л. н.); два в позднем — ванкаремское, или тылхойское, и искатеньское, хаймикинское, или гордеевское (24±4, 17±4 тыс. л. н.). Однако в этой схеме не была учтена кратковременная жиганская фаза выдвижения ледников в каргинский интерстадиал 33—30 тыс. л. н., выделенная (Кинд, 1975). Позднее А.А. Величко (1991) включил жиганскую ледниковую подвижку в хроностратиграфические компоненты позднего плейстоцена ледниковых областей Северо-Востока СССР.

Согласно работам (Stauch et al., 2007; Stauch, Lehmkuhl, 2010), в центральной части Верхоянских гор и в Приверхоянье в долинах рек Дянушка, Тумара и Келе сохранилась серия конечных морен с возрастом 140—135, 120—100, 90—85 и моложе 50 тыс. л. (возраст определен IRSL методом). По данным (Stauch et al, 2007; Stauch, Gualtieri, 2008), горное оледенение на северо-востоке Сибири достигло максимальных размеров на самых ранних стадиях последнего ледникового периода, то есть в МИС 5d и 5c примерно 110—90 тыс. л. н. Это указывает на то, что ледниковый покров этой территории становился все меньше по мере того, как ледниковые щиты Северной Америки и Фенноскандии увеличивались в течение последнего ледникового цикла. Было высказано предположение, что эта “противоположная” тенденция в северо-восточной части Сибири была вызвана уменьшением переноса влаги в этот район (Шейнкман, 2008) отчасти именно из-за роста сканди-

навского ледникового покрова (Stauch, Lehmkuhl, 2010; Barr, Clark, 2012).

Во время зырянского оледенения (МИС 4) формировались крупные долинные ледники, которые выходили во внутриворонные прогибы и на предгорные равнины (Галанин, 2012; Barr, Clark, 2012). По мнению А.А. Галанина (Галанин, Глушкова, 2006), в пределах Тауйской губы зырянское оледенение началось примерно 74 тыс. л. н. и продолжалось до 60 тыс. л. н. На основе датирования по ^{14}C и ^{36}Cl минимальный возраст зырянских морен в долине р. Танюер оценивается как 69.4–55.5 тыс. л. (Brigham-Grette et al., 2003).

Ряд исследователей считает, что около 20 тыс. л. н. в регионе существовала серия крупных соединяющихся ледниковых щитов толщиной до 2000 м с центром на Янском плоскогорье (Grosswald, Hughes, 2002). Другие полагают, что оледенение ограничивалось местными горными ледниками протяженностью не более 20 км (Gualtieri et al., 2000; Stauch et al., 2007; Stauch, Gualtieri, 2008).

По (Brigham-Grette et al., 2003), последнее оледенение на Чукотском полуострове имело возраст около 20 тыс. л. и относилось к горно-долинному типу (Верховская, 1986). Данные радиоуглеродного датирования и палинологического анализа осадков из оз. Сансет (бассейн Нижнего Анадыря) показывают, что формирование озера произошло в период активного таяния сартанских ледников, связанного с быстрым потеплением климата около 12.4 тыс. л. н. (Шило и др., 2005).

По данным (Галанин, Глушкова, 2006), сартанское оледенение (27.4–12.5 тыс. л. н.) было локализовано на немногочисленных обособленных участках в системе гор Черского, в осевой части Верхоянского хребта, в горных системах Тихоокеанско-Арктического водораздела и на Корякском нагорье.

4.2. Сокращение протяженности ледников Северо-Восточной Сибири начиная со среднего плейстоцена

Полученные для долины р. Малый-Сиен результаты представляют собой первую ^{10}Be хронологию этапов оледенения центральной части Северо-Восточной Сибири и свидетельствуют о формировании внешней морены не в зырянское время, как это принято в работах (Гольдфарб, 1972; Карта ..., 2020), а в конце среднего - начале позднего плейстоцена. Также это касается средней морены, возраст которой определен нами как каргинский (жиганская фаза), а не сартанский, как полагали Ю.И. Гольдфарб (1972) и составители карты четвертичных образований (Карта ..., 2020).

Новые данные и опубликованные ранее материалы (Glushkova, 2011), позволяют предложить для юго-востока хр. Черского следующую рекон-

струкцию развития оледенения: протяженность ледников LGM находится в пределах значений, зарегистрированных для более ранних стадий последнего ледникового цикла (Brigham-Grette et al., 2003; Stauch et al., 2007; Stauch, Lehmkuhl, 2010), которые, в свою очередь, меньше протяженности ледников, формировавшихся в предыдущий ледниковый максимум – пик МИС 6 ~150–135 тыс. л. н. (Stauch et al., 2007; Stauch, Lehmkuhl, 2010).

Сокращение площади оледенения в среднем и позднем плейстоцене характерно и для других регионов Евразии и Северной Америки. Это относится к восточной окраине Евразийского ледникового щита (Svendsen et al., 2004; Astakhov et al., 2016), окраине Кордильерского ледникового щита на Юконе (Hidy et al., 2013; Ward et al., 2017), а также к горным ледникам Аляски (Kaufman, Manley, 2004; Briner, Kaufman, 2008), к горам Южной и Восточной Сибири (Blondin et al., 2016; Margold et al., 2016). Мы можем предположить, что эти сокращавшиеся массивы континентального льда отражали недостаток влаги, вызванный значительной площадью Лаврентийского и Евразийского ледниковых щитов, во многом изменявших характер атмосферной циркуляции во время ледниковых максимумов (Löfflerström et al., 2014).

В большинстве континентальных регионов, упомянутых выше, проблема времени развития максимального оледенения в плейстоцене остается нерешенной. Полученные нами результаты по возрасту конечно-моренных комплексов в долине р. Малый-Сиен подтверждают опубликованные ранее палеогеографические реконструкции (Гольдфарб, 1972; Чанышева, Бредихин, 1981; Glushkova, 2011), указывавшие на отсутствие в центральной части Северо-Восточной Сибири (хр. Черского) значительных объемов льда. Новые данные позволяют исключить исследованный регион из списка возможных районов, которые могли бы компенсировать “недостающий ледниковый покров LGM” (Simms et al., 2019) в системе “понижение уровня океана – оледенение суши”. Действительно, если бы где-то на северо-востоке Сибири в LGM образовался большой ледниковый щит, маловероятно, что он совпал с минимальным распространением ледников на его западной (Верхоянский хребет) и восточной перифериях (тихоокеанское побережье), а также в центральной части.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые для Северо-Восточной Сибири представлены 22 новые даты, полученные по экспонированным поверхностям валунов в пределах трех конечно-моренных комплексов в южной части хр. Черского в долине р. Малый-Сиен. На воз-

раст, определенный по космогенному ^{10}Be , влияют геологические процессы, вызывающие как частичное удревнение дат (унаследованный ^{10}Be), так и их омоложение в результате выхода на дневную поверхность образцов в процессе воздействия различных агентов денудации. С учетом этих факторов для исследованной долины р. Малык-Сиен выделено три разновозрастных моренных комплекса, время формирования которых связано с МИС 6 для внешнего вала, МИС 3 для средней и МИС 2 для внутренней морен. Новые данные подчеркивают тренд к постепенному уменьшению максимальной протяженности ледников в этой части Северо-Восточной Сибири начиная с МИС 6. Сокращение размеров оледенений может быть связано с резко континентальными условиями, наблюдаемыми во внутренних районах Евразии и в западной части Северной Америки, а также с уменьшением количества годовых осадков в результате увеличения дальности переноса атлантических воздушных масс и их блокирования Евразийским ледниковым щитом (Шейнкман, 2008; Krinner et al., 2011).

Полученные результаты, основанные на датировании ледниковых комплексов в долине р. Малык-Сиен по космогенному ^{10}Be , уточняют возраст внешней и средней морен и подтверждают выводы о том, что в пределах хребта Черского (Гольдфарб, 1972; Чанышева, Бредихин, 1981), как и в других районах Северо-Восточной Сибири (Gualtieri et al., 2000; Brigham-Grette et al., 2003; Stauch et al., 2007; Stauch, Lehmkuhl, 2010; Glushkova, 2011), позднеплейстоценовое оледенение имело горнодолинный характер, отличаясь от масштабных покровов Европы и Северной Америки. Учитывая достаточно ограниченную площадь ледников на территории Черского и Верхоянского хребтов к концу МИС 6 (~130 тыс. л.), наличие обширных горных ледниковых покровов на северо-востоке Сибири в позднем плейстоцене представляется маловероятным.

БЛАГОДАРНОСТИ

Коллектив авторов благодарит руководителя и исполнителей международного проекта Searching for the missing ice sheet in Eastern Siberia (грант независимого исследовательского фонда Дании — Естественные науки 9040-00199В) М. Кнудсена, Е. Норгаарда, М. Маргольда, В. Тумского, Т. Романис за организацию и финансовое сопровождение полевых исследований, за энтузиазм и целеустремленность в нелегких маршрутах по горной Якутии. Большую благодарность выражаем А.В. Панину за ценные комментарии и советы при подготовке статьи. Авторы выражают благо-

дарность рецензентам за ценные советы и замечания, которые улучшили первоначальный вариант статьи.

КОММЕНТАРИЙ

В связи с запретом правительства Дании на совместные публикации с российскими научными организациями было принято решение опубликовать результаты, полученные в рамках международного проекта Searching for the missing ice sheet in Eastern Siberia исследовательскими группами Дании и России, отдельно: в журнале Geophysical Research Letters (датский коллектив) и “Геоморфология и палеогеография” (российский коллектив).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьев Г.С., Ананьева Э.Г., Пахомов А.Ю. (1984). Четвертичные оледенения северо-западного Приохотья. В сб.: *Плейстоценовые оледенения Востока Азии*. Магадан. С. 43–56.
- Ананьев Г.С., Смирнова Т.И., Ананьева Э.Г. и др. (1982). Генезис и возраст четвертичных отложений Северо-западного Приохотья. В сб.: *Четвертичные отложения востока СССР*. Препринт. Магадан. С. 7–10.
- Архипов С.А. (1983). Корреляция четвертичных оледенений Сибири и Северо-Востока. В сб.: *Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене*. Новосибирск. С. 4–18.
- Величко А.А. (1991). Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях северного полушария. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. № 60. С. 14–28.
- Верховская Н.Б. (1986). Плейстоцен Чукотки. Палинo-стратиграфия и основные палеогеографические события. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 116 с.
- Воскресенский С.С., Чанышева М.Н., Воскресенский И.С. и др. (1984). Плейстоценовые оледенения бассейна Колымы. В сб.: *Плейстоценовые оледенения Востока Азии*. Магадан. С. 57–65.
- Галанин А.А. (2012). Возраст последнего ледникового максимума на северо-востоке Азии. *Криосфера Земли*. Т. 16. № 3. С. 39–52.
- Галанин А.А., Глушкова О.Ю. (2006). Оледенения, климат и растительность района Тауйской губы (Северное Приохотье) в позднечетвертичное время. *Геоморфология*. № 2. С. 50–61.
- Глушкова О.Ю. (1984). Морфология и палеогеография позднеплейстоценовых оледенений северо-востока СССР. В сб.: *Плейстоценовые оледенения Востока Азии*. Магадан. С. 28–42.
- Глушкова О.Ю., Гуалтиери Л. (1998). Особенности позднечетвертичного оледенения северной части Корякского нагорья. В сб.: *Изменение природной среды Берингии в четвертичный период*. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. С. 112–132.

- Гольдфарб Ю.И. (1972). В бассейне р. Берелёх пять плейстоценовых оледенений. В сб.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока СССР*. Магаданское книжное издательство. С. 225–242.
- Дегтяренко Ю.П. (1984). Масштабы современного и четвертичных оледенений Корякского нагорья и Восточной Чукотки. В сб.: *Плейстоценовые оледенения Востока Азии*. Магадан. С. 66–76.
- Заморуев В.В. (1976). “Главный климатический рубеж плейстоцена” и горное оледенение Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. *Известия РГО*. Т. 108. Вып. 1. С. 16–21.
- Заморуев В.В. (1978). Четвертичное оледенение Аллах-Юньского района (Южное Верхоянье). *Известия РГО*. Т. 110. Вып. 2. С. 135–142.
- Иванов В.Ф. (1984). Четвертичные оледенения Восточной Чукотки. В сб.: *Плейстоценовые оледенения Востока Азии*. Магадан. С. 77–89.
- Карта четвертичных образований масштаба 1 : 200 000 (Р-55-IV). (2020). Под ред. Ш.Г. Грищенко, Н.П. Павлова. Л.: ВСЕГЕИ. 1 л.
- Кинд Н.В. (1975). Оледенения Верхоянских гор и положение их в абсолютной геохронологической шкале верхнего антропогена Сибири. В сб.: *Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена*. М.: Наука. С. 124–132.
- Колпаков В.В. (1979). Ледниковый и перигляциальный рельеф Верхоянской ледниковой области и новые радиоуглеродные данные. В сб.: *Региональная геоморфология районов нового освоения*. М.: МФГО СССР. С. 83–98.
- Кропоткин П.А. (1873). Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции для отыскания скотопроегонного пути из Нерчинского округа в Олекминский, снаряженной в 1866 г. *Записки Русского географического общества по общей географии*. Т. 3. 681 с.
- Онищенко Б.А. (1965). Новые данные к проблеме четвертичного оледенения северо-востока СССР (на примере горной системы Черского). В сб.: *Основные проблемы изучения четвертичного периода*. М.: Наука. С. 123–128.
- Хворостова З.М. (1965). Четвертичное оледенение горной части бассейнов рек Индигирки и Колымы. В сб.: *Основные проблемы изучения четвертичного периода*. М.: Наука. С. 272–276.
- Чанышева М., Бредихин А.В. (1981). О границе плейстоценовых оледенений в бассейне верхнего и среднего течения р. Колымы. *Геоморфология*. № 3. С. 97–103.
- Шейнкман В.С. (2008). Четвертичное оледенение в горах Сибири как результат взаимодействия гляциальных и мерзлотных процессов. *Материалы гляциологических исследований*. Т. 105. С. 51–74.
- Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М. и др. (2005). Новые радиоуглеродные и палеоботанические данные о развитии ледниковых озер Чукотки. *ДАН*. Т. 404. № 5. С. 687–689.
- Applegate P. J., Urban N. M., Laabs B. J. et al. (2010). Modeling the statistical distributions of cosmogenic exposure dates from moraines. *Geoscientific Model Development*. V. 3. P. 293–307. <https://doi.org/10.5194/gmd-3-293-2010>
- ArcticDEM – Polar Geospatial Center [Электронный ресурс]. URL: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/> (дата обращения: 07.04.2023).
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A. et al. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* V. 420. P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Balco G., Stone J.O., Lifton N. A. et al. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quat. Geochronology*. V. 3. № 3. P. 174–195. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>
- Barr I.D., Clark C.D. (2012). Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony. *Quat. Sci. Rev.* V. 53. P. 72–87. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.004>
- Batbaatar J., Gillespie A.R., Fink D. et al. (2018). Asynchronous glaciations in arid continental climate. *Quat. Sci. Rev.* V. 182. P. 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.12.001>
- Bennett M.R. (2001). The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth-Science Rev.* V. 53. 197e236. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00039-8](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00039-8)
- Blomdin R., Heyman J., Stroeve A. P. et al. (2016). Glacial geomorphology of the Altai and Western Sayan Mountains, Central Asia. *J. of Maps*. V. 12. № 1. P. 123–136. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.992177>
- Blomdin R., Stroeve A., Harbor J. et al. (2018). Timing and dynamics of glaciation in the Ikh Turgen Mountains, Altai region, High Asia. *Quat. Geochronology*. V. 47. P. 54–71. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.05.008>
- Brigham-Grette J., Gualtieri L. M., Glushkova O. Y. et al. (2003). Chlorine-36 and C-14 chronology support a limited last glacial maximum across central Chukotka, northeastern Siberia, and no Beringian ice sheet. *Quat. Res.* V. 59. № 3. P. 386–398. [https://doi.org/10.1016/s0033-5894\(03\)00058-9](https://doi.org/10.1016/s0033-5894(03)00058-9)
- Briner J.P., Kaufman D.S. (2008). Late Pleistocene Mountain glaciation in Alaska: key chronologies. *J. of Quat. Sci.* V. 23. № 6–7. P. 659–670. <https://doi.org/10.1002/jqs.1196>
- Fabel D., Harbor J. (1999). The use of in-situ produced cosmogenic radionuclides in glaciology and glacial geomorphology. *Annals of Glaciology*. V. 28. P. 103–110. <https://doi.org/10.3189/172756499781821968>
- Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G. et al. (2008). Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia. *Quat. Res.* V. 69. P. 169–187. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.01.001>
- Glushkova O.Y. (2011). Late Pleistocene glaciations in north-east Asia. *Developments in Quat. Sci.* V. 15. P. 865–875. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00063-5>
- Google Earth PRO [Electronic data]. URL: https://www.google.com/intl/ru_ALL/earth/versions (дата обращения: 07.04.2023).
- Gosse J. C., Phillips F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat. Sci. Rev.* V. 20. P. 1475–1560. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2)

- Grosswald M.G., Hughes T.J. (2002). The Russian component of an Arctic ice sheet during the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* V. 21. №. 1–3. P. 121–146.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00078-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00078-6)
- Gualtieri L., Glushkova O.Y., Brigham-Grette J. (2000). Evidence for restricted ice extent during the last glacial maximum in the Koryak Mountains of Chukotka, far eastern Russia. *GSA Bulletin*. V. 112 P. 1106–1118.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1106:EFR IED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1106:EFR IED>2.0.CO;2)
- Heyman J., Applegate P. J., Blomdin R. et al. (2016). Boulder height – exposure age relationships from a global glacial ¹⁰Be compilation. *Quat. Geochronology*. V. 34. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.03.002>
- Heyman J., Stroeve A. P., Harbor J. M. et al. (2011). Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Sci. Letters*. V. 302. P. 71–80.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.040>
- Hidy A.J., Gosse J.C., Froese D.G. et al. (2013). A latest Pliocene age for the earliest and most extensive Cordilleran Ice Sheet in northwestern Canada. *Quat. Sci. Rev.* V. 61. P. 77–84.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.009>
- Jansen J.D., Knudsen M.F., Andersen J.L. et al. (2019). Erosion rates in Fennoscandia during the past million years. *Quat. Sci. Rev.* V. 207. P. 37–48.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.01.010>
- Kaufman D.S., Manley W.F. (2004). Pleistocene Maximum and Late Wisconsinan glacier extents across Alaska, U.S.A. *Developments in Quat. Sci.* V. 2. P. 9–27.
- Krinner G., Diekmann B., Colleoni F. et al. (2011). Global, regional and local scale factors determining glaciation extent in Eastern Siberia over the last 140,000 years. *Quat. Sci. Rev.* V. 30. № 7–8. P. 821–831.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.01.001>
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. (2005). A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*. V. 20. Iss. 1. PA1003.
<https://doi.org/10.1029/2004pa001071>
- Löfverström M., Caballero R., Nilsson J. et al. (2014). Evolution of the large-scale atmospheric circulation in response to changing ice sheets over the last glacial cycle. *Climate of the Past*. V. 10. № 4. P. 1453–1471.
<https://doi.org/10.5194/cp-10-1453-2014>
- Margold M., Jansen J.D., Gurinov A.L. et al. (2016). Extensive glaciation in Transbaikalia, Siberia, at the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* V. 132. P. 161–174.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.11.018>
- Morin P., Porter C., Cloutier M. et al. (2016). ArcticDEM; a publically available, high resolution elevation model of the Arctic. EGU General Assembly, held 17–22 April, in Vienna Austria, id. EPSC2016-8396.
- Putkonen J., O’Neal M. (2006). Degradation of unconsolidated quaternary landforms in the western North America. *Geomorphology*. V. 75. P. 408–419.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.024>
- Putkonen J., Swanson T. (2003). Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quat. Res.* V. 59. № 2. P. 255–261.
[https://doi.org/10.1016/s0033-5894\(03\)00006-1](https://doi.org/10.1016/s0033-5894(03)00006-1)
- Simms A.R., Lisiecki L., Gebbie G. et al. (2019). Balancing the last glacial maximum (LGM) sea-level budget. *Quat. Sci. Rev.* V. 205. P. 143–153.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.018>
- Stauch G., Gualtieri L. (2008). Late Quaternary glaciations in northeastern Russia. *J. of Quat. Sci. Published for the Quat. Res. Association*. V. 23. № 6–7. P. 545–558.
<https://doi.org/10.1002/jqs.1211>
- Stauch G., Lehmkuhl F. (2010). Quaternary glaciations in the Verkhoyansk Mountains, Northeast Siberia. *Quat. Res.* V. 74. № 1. P. 145–155.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.04.003>
- Stauch G., Lehmkuhl F., Frechen M. (2007). Luminescence chronology from the Verkhoyansk Mountains (North-Eastern Siberia). *Quat. Geochronology*. V. 2. № 1–4. P. 255–259.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.05.013>
- Svensen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* V. 23. № 11–13. P. 1229–1271.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Wagner G. (1988). Age Determination of Young Rocks and Artifacts. Springer. 466 p.
- Ward B.C., Bond J.D., Gosse J.C. (2017). Evidence for a 55–50 ka (early Wisconsin) glaciation of the Cordilleran ice sheet, Yukon Territory, Canada. *Quat. Res.* V. 68. № 1. P. 141–150.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.04.002>

EXPERIENCE OF APPLYING THE COSMOGENIC DATING METHOD (^{10}Be) TO ASSESS THE AGE AND SCALE OF THE PLEISTOCENE GLACIATION IN NORTHEASTERN SIBERIA (BASED ON THE EXAMPLE OF GLACIER COMPLEXES OF THE CHERSKY RIDGE)²

S. G. Arzhannikov^{a, #}, A. V. Arzhannikova^a, A. A. Chebotarev^a, N. V. Torgovkin^b,
D. V. Semikolennykh^c, M. S. Lukyanycheva^d, and R. N. Kurbanov^{c, d, e}

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

^b*Institute of Permafrost Science, SB RAS, Yakutsk, Russia*

^c*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

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

^e*Institute of Water Problems, Hydropower and Ecology of the NAST, Dushanbe, Tajikistan*

[#]*E-mail: sarzhan@crust.irk.ru*

The history of studying glacial complexes in North-Eastern Siberia goes back more than 150 years. During this period, extensive geological and geomorphological features were obtained, which made it possible to determine the stages, nature and extent of glaciations. At the same time, the lack of direct dating of the glacial relief obtained by geochronological methods does not allow for full-fledged paleogeographic reconstructions. This leads to discussions in both Russian and English literature about the possibility of the existence of glaciation in the mountains of North-Eastern Siberia. In this regard, to determine the size and time of glaciation in the southern part of the Chersky Range, we carried out a complex of geomorphological and geochronological studies, which are part of the international project "Searching for the missing ice sheet in Eastern Siberia". Because of fieldwork in the Ohandya Ridge, in the Malyk-Sien River valley, three terminal moraine ridges have been identified, reflecting different stages of glaciation. Based on the dating of exposed boulders within three terminal moraine complexes, 22 ^{10}Be cosmogenic dates were obtained. The average exposed age for the outer moraine is 120.8 ± 13.7 ka, for the middle one North-Eastern 37.7 ± 4.9 ka and for the internal moraine North-Eastern 13.8 ± 2.2 ka. The age of the terminal moraine complexes testifies to the mountain-valley character of the glaciation of the Chersky Range in the Middle and Late Pleistocene, and emphasizes the trend towards a gradual decrease in the maximum length of glaciers in Northeast Asia. The successive reduction of glaciers from MIS 6 to MIS 2 indicates an increase in the deficit of atmospheric precipitation and a significant cryoaridization of the region. The decreasing trend may be related to the sharply continental conditions observed in the interior of Eurasia and western North America. This trend contrasts with much of the glaciated areas in the Northern Hemisphere, where the maximum area of Late Pleistocene glaciers is reconstructed for LGM time (MIS 2). The obtained datings of the glacial complexes of the Chersky Ridge confirm that at the end of the Middle and Late Pleistocene glaciations here were of a limited nature and there was no single ice cover in the mountains.

Keywords: Okhandya Ridge, Malyk-Sien River valley, mountain-valley glaciers, terminal moraine, cosmogenic dating

ACKNOWLEDGMENTS

The team of authors would like to thank Mads Knudsen, Jesper Norgaard, Martin Margold, Vladimir Tumskoy, Tatiana Romanis, the leader and executors of the international project (grant of the Independent Research Foundation of Denmark – Natural Sciences 9040-00199B) "Searching for the missing ice sheet in Eastern Siberia" for organization and financial accompaniment of field research, for enthusiasm and determination in difficult routes through the mountainous Yakutia. We are very grateful to Andrei Valerievich Panin for valuable comments and advice in preparing the article. The authors are grateful to

the reviewers for valuable advice and comments that improved the original version of the paper.

COMMENTS

Due to the Danish government's ban on joint publications with Russian scientific organizations, it was decided to publish the results obtained under the international project "Searching for the missing ice sheet in Eastern Siberia" by the research teams of Denmark and Russia separately: in the journal "Geophysical Research Letters" (Danish collective) and "Geomorfologiya i Paleogeografiya" (Russian collective).

²For citation: Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Chebotarev A.A. et al. (2024). Experience of applying the cosmogenic dating method (^{10}Be) to assess the age and scale of the Pleistocene Glaciation in North-Eastern Siberia (based on the example of glacier complexes of the Chersky Ridge). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 3. P. 52–72. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924030039>; <https://elibrary.ru/PMDUGC>

REFERENCES

- Anan'ev G.S., Anan'eva E.G., Pakhomov A.Yu. (1984). Quaternary glaciations of the north-western Okhotsk region. In: *Pleistotsenovyie oledeneniya Vostoka Azii*. Magadan. P. 43–56. (in Russ.)
- Anan'ev G.S., Smirnova T.I., Anan'eva E.G. et al. (1982). Genesis and age of Quaternary deposits of the North-Western Okhotsk region. In: *Chetvertichnye otlozheniya vostoka SSSR*. Preprint. Magadan. P. 7–10. (in Russ.)
- Applegate P.J., Urban N.M., Laabs B.J. et al. (2010). Modeling the statistical distributions of cosmogenic exposure dates from moraines. *Geoscientific Model Development*. V. 3. P. 293–307. <https://doi.org/10.5194/gmd-3-293-2010>
- ArcticDEM – Polar Geospatial Center [Electronic data]. Access way: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/> (access date: 07.04.2023).
- Arkipov S.A. (1983). Correlation of Quaternary glaciations of Siberia and the Northeast. In: *Oledeneniya i paleoklimaty Sibiri v pleistotsene*. Novosibirsk. P. 4–18. (in Russ.)
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A. et al. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* V. 420. P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Balco G., Stone J.O., Lifton N.A. et al. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quat. Geochronology*. V. 3. № 3. P. 174–195. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>
- Barr I.D., Clark C.D. (2012). Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony. *Quat. Sci. Rev.* V. 53. P. 72–87. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.004>
- Batbaatar J., Gillespie A.R., Fink D. et al. (2018). Asynchronous glaciations in arid continental climate. *Quat. Sci. Rev.* V. 182. P. 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.12.001>
- Bennett M.R. (2001). The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth-Science Rev.* V. 53. 197e236. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00039-8](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00039-8)
- Blomdin R., Heyman J., Stroeve A.P. et al. (2016). Glacial geomorphology of the Altai and Western Sayan Mountains, Central Asia. *J. of Maps*. V. 12. № 1. P. 123–136. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.992177>
- Blomdin R., Stroeve A., Harbor J. et al. (2018). Timing and dynamics of glaciation in the Ikh Turgen Mountains, Altai region, High Asia. *Quat. Geochronology*. V. 47. P. 54–71. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.05.008>
- Brigham-Grette J., Gualtieri L.M., Glushkova O.Yu. et al. (2003). Chlorine-36 and C-14 chronology support a limited last glacial maximum across central Chukotka, northeastern Siberia, and no Beringian ice sheet. *Quat. Res.* V. 59. № 3. P. 386–398. [https://doi.org/10.1016/s0033-5894\(03\)00058-9](https://doi.org/10.1016/s0033-5894(03)00058-9)
- Briner J.P., Kaufman D.S. (2008). Late Pleistocene Mountain glaciation in Alaska: key chronologies. *J. of Quat. Sci.* V. 23. № 6–7. P. 659–670. <https://doi.org/10.1002/jqs.1196>
- Chanysheva M., Bredikhin A.V. (1981). On the boundary of Pleistocene glaciations in the upper and middle area of the Kolyma River. *Geomorphology*. № 3. P. 97–103. (in Russ.)
- Degtyarenko Yu.P. (1984). The scale of modern and Quaternary glaciations of the Koryak Highlands and Eastern Chukotka. In: *Pleistotsenovyie oledeneniya Vostoka Azii*. Magadan. P. 66–76. (in Russ.)
- Fabel D., Harbor J. (1999). The use of in-situ produced cosmogenic radionuclides in glaciology and glacial geomorphology. *Annals of Glaciology*. V. 28. P. 103–110. <https://doi.org/10.3189/172756499781821968>
- Galanin A.A. (2012). Age of the Last Glacial Maximum in Northeast Asia. *Kriosfera Zemli*. V. 16. № 3. P. 39–52. (in Russ.)
- Galanin A.A., Glushkova O.Yu. (2006). Glaciations, climate and vegetation of the Tau Bay (Northern Okhotsk region) in the late Quaternary. *Geomorfologiya*. № 2. P. 50–61. (in Russ.)
- Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G. et al. (2008). Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia. *Quat. Res.* V. 69. P. 169–187. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.01.001>
- Glushkova O.Yu. (1984). Morphology and paleogeography of the Late Pleistocene glaciations of the northeast of the USSR. In: *Pleistotsenovyie oledeneniya Vostoka Azii*. Magadan. P. 28–42. (in Russ.)
- Glushkova O.Yu. (2011). Late Pleistocene glaciations in north-east Asia. *Developments in Quat. Sci.* V. 15. P. 865–875. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00063-5>
- Glushkova O.Yu., Gualtieri L. (1998). Features of the Late Quaternary glaciation of the northern part of the Koryak Highlands In: *Izmenenie prirodnoi sredy Beringii v chetvertichnyi period*. Magadan: SVNTS DVO RAN (Publ.). P. 112–132. (in Russ.)
- Gol'dfarb Yu.I. (1972). In the Berelekh River five Pleistocene glaciations. *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym severo-vostoka SSSR*. Magadan: Magadanskoe knizhnoe izdatel'stvo. (Publ.) S. 225–242.
- Google Earth PRO [Electronic data]. Access way: https://www.google.com/intl/ru_ALL/earth/versions (access date: 07.04.2023).
- Gosse J.C., Phillips F.M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat. Sci. Rev.* V. 20. P. 1475–1560. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2)
- Grishchenko Sh.G., Pavlova N.P. (Eds.). (2020). Karta chetvertichnykh obrazovaniy (P-55-IV) m-ba 1 : 200 000 (Map of Quaternary formations (P-55-IV) on a scale of 1 : 200 000). VSEGEI. 1 l. (in Russ.)
- Grosswald M.G., Hughes T.J. (2002). The Russian component of an Arctic ice sheet during the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* V. 21. №. 1–3. P. 121–146. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00078-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00078-6)

- Gualtieri L., Glushkova O.Yu., Brigham-Grette J. (2000). Evidence for restricted ice extent during the last glacial maximum in the Koryak Mountains of Chukotka, far eastern Russia. *GSA Bulletin*. V. 112. P. 1106–1118. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1106:EFR IED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1106:EFR IED>2.0.CO;2)
- Heyman J., Applegate P. J., Blomdin R. et al. (2016). Boulder height – exposure age relationships from a global glacial ^{10}Be compilation. *Quat. Geochronology*. V. 34. P. 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.03.002>
- Heyman J., Stroeve A. P., Harbor J. M. et al. (2011). Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Science Letters*. V. 302. P. 71–80. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.040>
- Hidy A.J., Gosse J.C., Froese D.G. et al. (2013). A latest Pliocene age for the earliest and most extensive Cordilleran Ice Sheet in northwestern Canada. *Quat. Sci. Rev.* V. 61. P. 77–84. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.009>
- Ivanov V.F. (1984). Quaternary glaciations of Eastern Chukotka. In: *Pleistotsenovye oledeneniya Vostoka Azii*. Magadan. P. 77–89. (in Russ.)
- Jansen J.D., Knudsen M.F., Andersen J.L. et al. (2019). Erosion rates in Fennoscandia during the past million years. *Quat. Sci. Rev.* V. 207. P. 37–48. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.01.010>
- Kaufman D.S., Manley W.F. (2004). Pleistocene Maximum and Late Wisconsinan glacier extents across Alaska, U.S.A. *Developments in Quat. Sci.* V. 2. P. 9–27.
- Khorostova Z.M. (1965). Quaternary glaciation of the mountainous part of the Indigirka and Kolyma River basins. In: *Osnovnye problemy izucheniya chetvertichnogo perioda*. M.: Nauka (Publ.). P. 272–276. (in Russ.)
- Kind N.V. (1975). Glaciations of the Verkhoyansk Mountains and their position in the absolute geochronological scale of the Upper Anthropocene of Siberia. In: *Paleogeografiya i periglyatsialnye yavleniya pleistotsena*. M.: Nauka (Publ.), P. 124–132. (in Russ.)
- Kolpakov V.V. (1979). Glacial and periglacial relief of the Verkhoyansk glacial region and new radiocarbon data. In: *Regional'naya geomorfologiya raionov novogo osvoeniya*. M.: MFGO USSR (Publ.). P. 83–98. (in Russ.)
- Krinner G., Diekmann B., Colleoni F. et al. (2011). Global, regional and local scale factors determining glaciation extent in Eastern Siberia over the last 140,000 years. *Quat. Sci. Rev.* V. 30. № 7–8. P. 821–831. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.01.001>
- Kropotkin P.A. (1873). Report on the Olekma-Vitim expedition to find a cattle route from the Nerchinsk district to Olekminsky, equipped in 1866. *Zapiski Russkogo geograficheskogo obshchestva po obshchei geografii*. V. 3. 681 p.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*. V. 20. Iss. 1. PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004pa001071>
- Löfverström M., Caballero R., Nilsson J. et al. (2014). Evolution of the large-scale atmospheric circulation in response to changing ice sheets over the last glacial cycle. *Climate of the Past*. V. 10. № 4. P. 1453–1471. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1453-2014>
- Margold M., Jansen J. D., Gurinov A. L. et al. (2016). Extensive glaciation in Transbaikalia, Siberia, at the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* V. 132. P. 161–174. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.11.018>
- Morin P., Porter C., Cloutier M. et al. (2016). ArcticDEM; a publically available, high resolution elevation model of the Arctic. EGU General Assembly, held 17–22 April, in Vienna Austria, id. EPSC2016-8396.
- Onishchenko B.A. (1965). New data on the problem of Quaternary glaciation in the northeast of the USSR (using the example of the Chersky mountain system). In: *Osnovnye problemy izucheniya chetvertichnogo perioda*. M.: Nauka (Publ.). P. 123–128. (in Russ.)
- Putkonen J., O'Neal M. (2006). Degradation of unconsolidated quaternary landforms in the western North America. *Geomorphology*. V. 75. P. 408–419. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.024>
- Putkonen J., Swanson T. (2003). Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quat. Res.* V. 59. № 2. P. 255–261. [https://doi.org/10.1016/s0033-5894\(03\)00006-1](https://doi.org/10.1016/s0033-5894(03)00006-1)
- Sheinkman V.S. (2008). Quaternary glaciation in the Siberian mountains as a result of the interaction of glacial and permafrost processes. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. V. 105. P. 51–74. (in Russ.)
- Shilo N.A., Lozhkin A.V., Anderson P.M. et al. (2005). New radiocarbon and paleobotanical data on the development of glacial lakes in Chukotka. *DAN*. V. 404. № 5. P. 687–689. (in Russ.)
- Simms A. R., Lisiecki L., Gebbie G. et al. (2019) Balancing the last glacial maximum (LGM) sea-level budget. *Quat. Sci. Rev.* V. 205. P. 143–153. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.018>
- Stauch G., Gualtieri L. (2008). Late Quaternary glaciations in northeastern Russia. *J. of Quat. Sci. Published for the Quat. Res. Association*. V. 23. № 6–7. P. 545–558. <https://doi.org/10.1002/jqs.1211>
- Stauch G., Lehmkuhl F. (2010). Quaternary glaciations in the Verkhoyansk Mountains, Northeast Siberia. *Quat. Res.* V. 74. № 1. P. 145–155. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.04.003>
- Stauch G., Lehmkuhl F., Frechen M. (2007). Luminescence chronology from the Verkhoyansk Mountains (North-Eastern Siberia). *Quat. Geochronology*. V. 2. № 1–4. P. 255–259. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.05.013>
- Svensden J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* V. 23. № 11–13. P. 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Velichko A.A. (1991). Correlation of late Pleistocene events in glacial regions of the northern hemisphere. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. № 60. P. 14–28. (in Russ.)
- Verkhovskaya N.B. (1986). Pleistotsen Chukotki. Palinostratigrafiya i osnovnye paleogeograficheskie sobytiya.

- (Pleistocene of Chukotka. Palinostratigraphy and major paleogeographic events) Vladivostok: DVNTS AN SSSR (Publ.). 116 p. (in Russ.),
- Voskresensky S.S., Chanyшева M.N., Voskresensky I.S. et al. (1984). Pleistocene glaciations of the Kolyma area. In: *Pleistotsenovye oledeneniya Vostoka Azii*. Magadan. P. 57–65. (in Russ.)
- Wagner G. (1988). Age Determination of Young Rocks and Artifacts. Springer. 466 p.
- Ward B.C., Bond J.D., Gosse J.C. (2017). Evidence for a 55–50 ka (early Wisconsin) glaciation of the Cordilleran ice sheet, Yukon Territory, Canada. *Quat. Res.* V. 68. № 1. P. 141–150.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.04.002>
- Zamoruev V.V. (1976). “The main climatic boundary of the Pleistocene” and mountain glaciation of Eastern Siberia and the North-East of the USSR. *News of the Russian Geographical Society*. V. 110. Iss. 1. P. 16–21. (in Russ.)
- Zamoruev V.V. (1978). Quaternary glaciation of the Allah-Yun region (Southern Verkhoyansk). *News of the Russian Geographical Society*. V. 110. Iss. 2. P. 135–142. (in Russ.)

СЕЛЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА БЕРЕГОВЫХ МОРЕНАХ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ (АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР)[#]

© 2024 г. М. Ю. Беккиев¹, М. Д. Докукин^{1,*}, М. Ч. Залиханов¹,
Р. Х. Калов¹, Л. М. Федченко¹, А. Р. Акаев¹

¹Высокогорный геофизический институт, Нальчик, Россия

*E-mail: inrush@bk.ru

Поступила в редакцию 10.01.2024 г.

После доработки 07.04.2024 г.

Принята к публикации 19.07.2024 г.

В последние годы наблюдается ускоренная деградация горных ледников. В результате деградации формируются морены различных типов, сопряженные с гляциально-коллювиальными и другими отложениями. Наиболее активно в селевые процессы вовлекаются конечные морены с протяженными крутыми уступами, на которых развиваются селевые врезы. Значительно реже селевые очаги появляются на береговых моренах, но эти селевые потоки могут достигать катастрофических размеров. Приведены данные о селевых очагах, связанных с береговыми моренами горных ледников, карманами береговых морен, а также с находящимися в них озерами и водотоками. Такие очаги охарактеризованы для Центрального Кавказа, Анд, Гиндукуша, Гималаев и Тибета. Самые крупные селевые катастрофы связаны с прорывами озер Палькакоча в Перу в 1941 г. и Чорабари в Индии в 2013 г. с числом погибших до 6054, а также с прорывом озера Лхонак Южное в Сиккиме (Индия) в 2023 г. На береговых моренах, сопряженных с пьедесталами бывших ледников притоков, объемы селевых выносов могут достигать 6.5 млн м³ (ледник Ганготри в Гималаях в 2017 г.). Селевые процессы на береговых моренах необходимо учитывать при освоении горных территорий как вблизи морен, так и на значительном от них удалении.

Ключевые слова: береговая морена, селевой очаг, прорыв озера, моренный пьедестал, селевой врез

DOI: 10.31857/S2949178924030049, **EDN:** PLUOGZ

ВВЕДЕНИЕ

В результате изменения климата в последние годы наблюдается ускоренная деградация горных ледников. От них остается обломочный материал в виде морен, который вовлекается в эрозионные и оползневые процессы. Появляются селевые очаги вследствие таяния заключенного в моренах льда, размыва потоками ледниковых вод или ливневыми осадками. Сели возможны уже в начальный период отступления ледников и быстро достигают максимальной силы, постепенно в них вовлекаются и береговые морены¹. Для их склонов характерны равномерно распределенные эрозионные рытвины (борозды). Оценка скорости формирования таких борозд проводилась в ряде работ (Харченко и др., 2021; Dusik et al., 2019; Ash, 2020; Woerkom et al., 2019; Wang et al., 2022).

Иногда на береговых моренах образуются крупные селевые врезы глубиной от нескольких десятков до 100 м и более, приуроченные к резким перегибам профиля склона (СП 479.1325800.2019). Примеры проявления подобных селей нами изучены на Центральном Кавказе и в других районах (Беккиев и др., 2021a; Беккиев и др., 2021b). С береговыми моренами связаны крупнейшие селевые катастрофы в Перу (прорыв озера Палькакоча в 1941 г.) и в Индии (прорыв озера Чорабари в 2013 г.) (Докукин, 2014; Dobhal et al., 2013; Rao et al., 2014; Allen et al., 2015; Klimesh et al., 2016), прорыв озера Лхонак Южное в 2023 г. (Число погибших, 2023; Active deformation, 2023). В настоящей статье обобщены данные публикаций по селепроявлениям на участках береговых морен и приведены материалы анализа космо- и аэрофо-

[#]Ссылка для цитирования: Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Залиханов М.Ч. и др. (2024). Селевые процессы на береговых моренах горных ледников (аналитический обзор). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 3. С. 73–89. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030049>; <https://elibrary.ru/PLUOGZ>

¹Береговая морена — морена горных ледников, отложенная в виде гряд или ступеней вдоль склонов долины, при частичном или неполном таянии ледника. Образуется из морены боковой, которая остается при вытаивании на склонах долины (Геологический словарь, 1978, с. 482).

тоснимков, позволяющие систематизировать и типизировать эти случаи и определить механизмы селеформирования, а в дальнейшем использовать и при оценке селеопасности территорий горно-ледниковых районов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе были использованы космоснимки Sentinel-2 и Landsat 4-9 с сайта <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/> с пространственным разрешением 10–30 м и с различными вариантами обработки, в том числе в 3D-формате, а также космоснимки сверхвысокого разрешения с сервисов Google Earth, Bing Maps (QuickBird, WorldView-2, GeoEye-1, Pleiades-1A). Кроме этого, использованы материалы аэрофотосъемки селевого очага до и после селя 13 августа 2022 г. в верховьях р. Мижирги (бассейн р. Черек-Безенгийский, Центральный Кавказ) с применением квадрокоптера DJI Mavic Air 2 (Акаев, Шидугов, 2023; Беккиев и др., 2023).

Разновременные космические снимки сравнивались визуально в программе ArcMap с использованием инструмента “зашторить слой” (Swipe Layer) для выявления селепроявлений, а также построения векторных слоев контуров селевых вре-

зов и отложений, на основе которых проводились автоматические вычисления их площади и определения длины. В программе Agisoft Metashape Professional построены ортофотопланы и цифровые модели местности и определены объемы выноса материала из массива береговой морены ледника Мижирги.

ПРОЦЕССЫ НА БЕРЕГОВЫХ МОРЕНАХ И ПРОРЫВЫ ОЗЕР

В результате отступления ледников на дне долин образуются озера, подпруженные валами конечных морен. Нередко они располагаются между высокими склонами береговых морен. Озера образуются также в карманах береговых морен (пространство между склоном долины и береговой мореной) и возвышаются над дном долин. Такие озера могут существовать долго, пока не возникнут условия для прорыва.

Озеро Чорабари (Ганди Саровар) существовало более 100 лет на высоте 3860 м в кармане правой береговой морены ледника Чорабари (рис. 1, (а)) в верховьях долины р. Мандакини (правый приток р. Алакнанда в штате Уттаракханд, Индия). Его прорыв 17 июня 2013 г. стал крупнейшей селевой катастрофой (Докукин, 2014; Dobhal et al., 2013; Allen

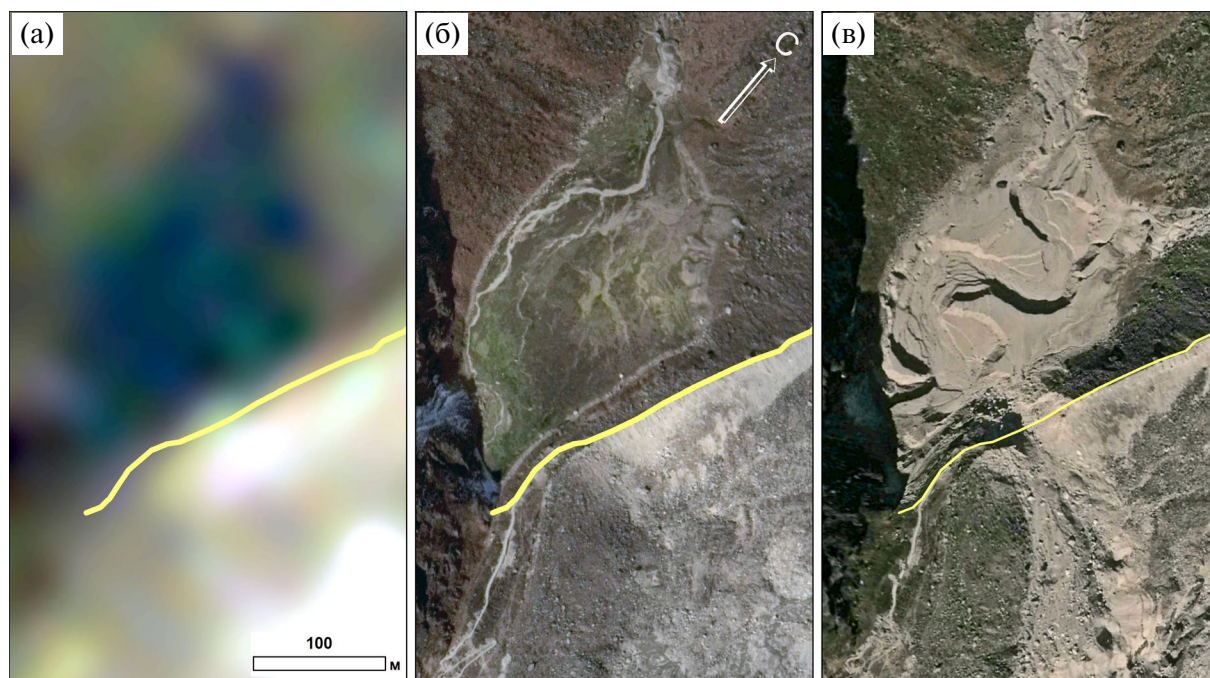


Рис. 1. Участок кармана правой береговой морены ледника Чорабари до и после прорыва озера Чорабари на космоснимках: (а) – 26.09.2010 Landsat 4-5 TM, (б) – 09.11.2011 WorldView-2, (в) – 14.12.2013 Pleiades-1A. Желтая линия – гребень береговой морены.

Fig. 1. A section of the pocket of the right lateral moraine of the Chorabari glacier before and after the Chorabari Lake outburst on satellite images: (a) – 26.09.2010 Landsat 4-5 TM, (б) – 09.11.2011 WorldView-2, (в) – 14.12.2013 Pleiades-1A. The yellow line is the ridge of the lateral moraine.

et al., 2015). Сток с озера осуществлялся по фильтрационным каналам в береговой морене. Площадь водосбора озера составляла 2.2 км² (Беккиев и др., 2021), минимальная высота гребня береговой морены над дном котловины озера — 12–15 м. Глубина озера обычно не превышала 2–4 м. Часто озеро отсутствовало (рис. 1, (б)), так как пропускная способность фильтрационных каналов была достаточной для пропуска вод ручья, протекавшего по карману береговой морены. Питание озера осуществлялось в результате снеготаяния и дождей. Прорыв озера произошел после ливневых дождей (за двое суток выпало 325 мм) (Dobhal et al., 2013), когда по дну кармана проходил селевой поток и уровень воды достиг гребня морены. При переливе волнами от проходящего селевого потока морена быстро размывалась и обрушилась на участке шириной 80 м (рис. 1, (в)). Объем озера перед прорывом достигал 400 тыс. м³, а расход прорывного паводка — около 800 м³/с (Rao et al., 2014). Были разрушены населенные пункты в долине р. Мандакини и погибло 6054 человека (Human ..., 2000–2019). Подобный механизм в виде селевой волны наблюдался при прорыве озера Башкара в долине р. Адылсу (Центральный Кавказ) в 2017 г. (Докукин и др., 2020).

Озера в карманах береговых морен могут со временем заполняться аллювиально-пролювиальными отложениями. В кармане морены ледника Дых-Котю-Бугайсу (Дых-Су) в верховьях долины р. Черек-Балкарский (Центральный Кавказ), подобного Чорабари, но уже заполненного, сошел сель в 2017 г. (рис. 2). По плоскому дну кармана шириной 45–50 м и площадью 7.5 тыс. м², похожему на дно бывшего озера, до села растекался водный поток, берущий начало с трех малых ледников и имеющий площадь водосбора 3.3 км². На участке замыкания гребня береговой морены водный поток протекал по подземному фильтрационному каналу длиной 40–45 м (рис. 2, (а)). После ливня 5 августа 2017 г. паводок размыв участок дна котловины и склоны береговой морены, образовал врез шириной до 120 м, площадью — 34.5 тыс. м² (рис. 2, (б, в)). Площадь селевых отложений составила 139 тыс. м² (рис. 2, (б)) (Беккиев и др., 2021б). Ниже по долине р. Черек-Балкарский на удалении 16.5 км селевым потоком было размывто 300 м участка дороги Урвань–Уштулу.

Причиной прорывов озер, расположенных на дне долин между береговыми моренами, могут быть оползни на участках, сопряженных с гляциально-коллювиальными отложениями карманов береговых морен. На рис. 3, (в, г) показано озеро Цзиньцзо (Jinwuso, Jiwenso) в долине правого притока р. Нидоу (Ниду) Цзанбо (уезд Лхари, Ти-

бет, Китай) до и после прорыва 26 июня 2020 г. и участок оползня на левой береговой морене ледника Цзиньцзо (рис. 3, (а, б)). Объем сползших с береговой морены масс составил 1.2 млн м³ (Zheng et al., 2021), а объем сброшенной воды из озера — 5.4 млн м³ (Wang et al., 2021). Оползневой процесс захватил массив береговой морены шириной около 230 м. Он был сопряжен с конусом гляциально-коллювиальных отложений, заполнивших карман береговой морены. На соседних слева и справа конусах наблюдаются следы ниши отрыва и эрозионного вреза, что свидетельствует о развитии аналогичных процессов, но в меньших размерах. Селевым потоком был причинен значительный ущерб населенным пунктам ниже по долине Нидоу Цзанбо, разрушена дорога на протяжении 43.9 км, снесено 7 мостов, затоплены и занесены сельхозугодия на площади более 25 га, уничтожено 9 га леса.

В работе М.Д. Докукина (2014) приведены данные о прорыве Артизонских озер в Перуанских Андах в 2012 г. в результате оползня объемом около 800 тыс. м³ с левой береговой морены ледника, спускающегося с горы Артесонраху, в верховьях левого притока р. Санта-Крус.

Оползнем на береговой морене 4 октября 2023 г. был вызван катастрофический прорыв озера Лхонак Южное на высоте 5200 м в долине р. Тиста (штат Сикким, Индия), во время которого погибло 82 человека и более 140 человек пропали без вести. В общей сложности пострадали свыше 25 тыс. человек, более 7 тыс. вывезены в безопасные места и размещены во временных лагерях. Повреждены более 1.2 тыс. домов, разрушены свыше десятка мостов и плотина ГЭС Тиста III в Чунгтханге, размыты дороги (Число погибших, 2023; Active deformation, 2023). Ранее оценивались возможные последствия прорыва этого озера от падения в него масс льда висячих ледников (Sattar, et al., 2021), а вариант воздействия оползня с береговой морены не рассматривался.

На рис. 4 показано озеро Лхонак Южное до и после прорыва. По нашим данным площадь озера до прорыва составляла 1.67 км², а после прорыва — 1.44 км². Длина озера составляла 2.87 км и уменьшилась на 250 м. Объем озера при площади 1.35 км² составлял 65.8 млн м³, а глубина — до 130 м (Sattar, et al., 2021).

Левая береговая морена ледника Южный Лхонак сопряжена с массивами конечных морен бывших левых притоков ледника Южный Лхонак — Северный Лхонак и Средний Лхонак, разделенных грядой срединной морены. Водный поток с ледника Северный Лхонак ранее прорезал береговую морену и в настоящее время впадает в озеро Лхо-

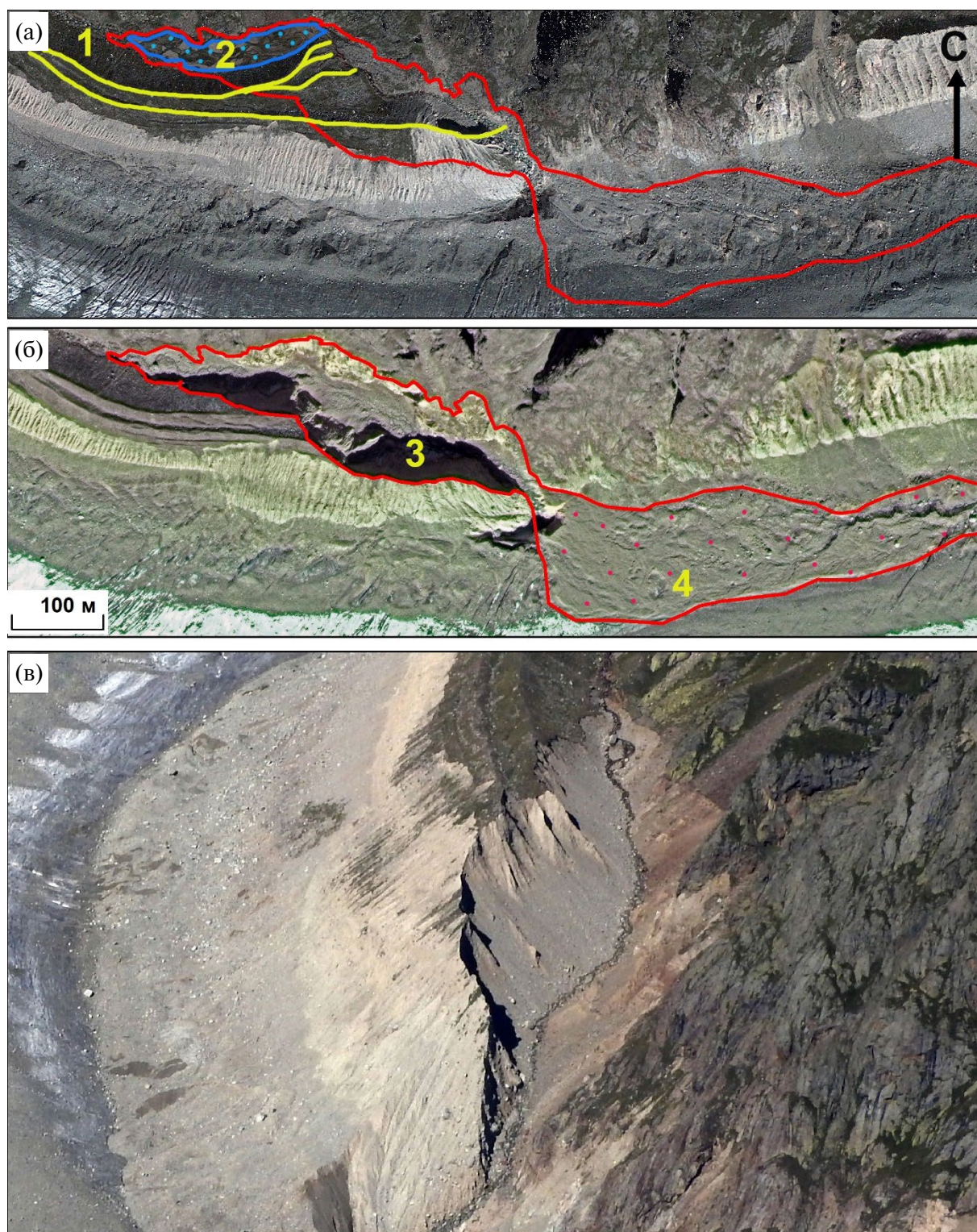


Рис. 2. Участок кармана левой береговой морены ледника Дых-Котю-Бугайсу (Дых-Су) до и после селя 5 июля 2017 г. на космоснимках: (а) – 19.09.2011 GeoEye-1, (б) – 06.10.2017 GeoEye-1, на вертолетной фотографии М.Д. Докукина: (в) – 19.09.2023.

1 – гребни береговых морен; 2 – озеровидная площадка; 3 – селевой врез; 4 – селевые отложения.

Fig. 2. The section of the pocket of the left lateral moraine of the Dykh-Kotyu-Bugaysu glacier (Dykh-Su) before and after the debris flow on July 5, 2017 on satellite images: (a) – 19.09.2011 GeoEye-1, (б) – 06.10.2017 GeoEye-1, on a helicopter photo by M.D. Dokukin: (в) – 19.09.2023.

1 – ridges of lateral moraines; 2 – lake-like area; 3 – debris flow cut; 4 – debris flow deposits.

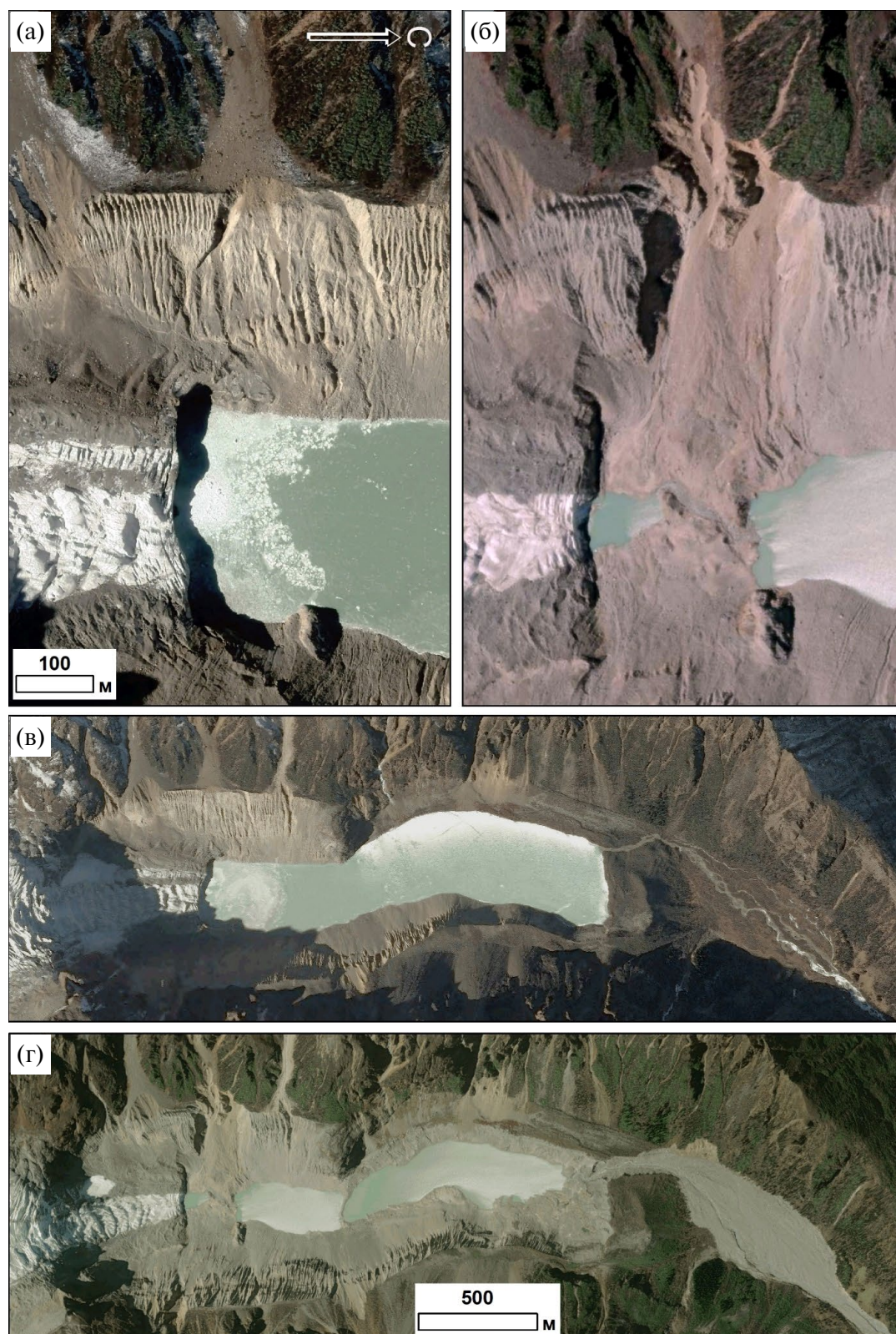


Рис. 3. Озеро Цзиньцую в долине р. Нидоу Цзанбо в уезде Лхари (Тибет, Китай) до и после прорыва в 2020 г. на космоснимках Bing Maps и Google Earth: (а) – 24.12.2017 Pleiades-1A, (б, г) – 17.10.2021 WorldView-2, (в) – 29.11.2016 Pleiades-1A.

Fig. 3. Jinwuco Lake in the valley of the Nidou Zangbo River in Lhari County (Tibet, China) before and after the outburst in 2020 on Bing Maps and Google Earth satellite images: (a) – 24.12.2017 Pleiades-1A, (б, г) – 17.10.2021 WorldView-2, (в) – 29.11.2016 Pleiades-1A.

нак Южное. Конечные морены ледника Средний Лхонак (на рис. 4, (а) слева от гряды срединной морены) содержат массы мертвых и погребенных льдов, при таянии которых увлажнялся внутренний склон левой береговой морены ледника Южный Лхонак, что, вероятно, способствовало образованию оползня 4 октября 2023 г. Оползень в зоне отрыва имел ширину около 950 м, площадь — 0.25 км², а превышение гребня морены над озером составляло 150 м. Объем оползня при толщине 20–50 м, определенной по изменению береговой линии на участке оползания, мог составлять порядка 5–8 млн м³. Анализ космоснимков показал, что в августе 2020 г. подобное оползание происходило на участке левой береговой морены выше описываемого на расстоянии 400 м. В то время массы оползня отложились на леднике. Если бы такой анализ был проведен ранее, то можно было

организовать мониторинг за состоянием морены и систему предупреждения о прорыве.

Предполагается, что причиной катастрофического прорыва озера Палькакоча в 1941 г. (Перуанские Анды) и селевого потока на р. Кохуп, принесшего разрушения в г. Уарас и гибель нескольких тысяч человек, был оползень на правой береговой морене, возвышающейся над озером (Klimeš et al., 2016).

Таким образом, прорывы озер в котловинах на дне долин были вызваны оползнями со склонов береговых морен, а озер, расположенных в карманах береговых морен — размывом береговых морен, их ограничивающих. Кроме этого, происходил размыв заполненных флювиально-лимногенными отложениями котловин в карманах береговых морен. Возможен также вариант прорыва озера в результате оползания массива береговой

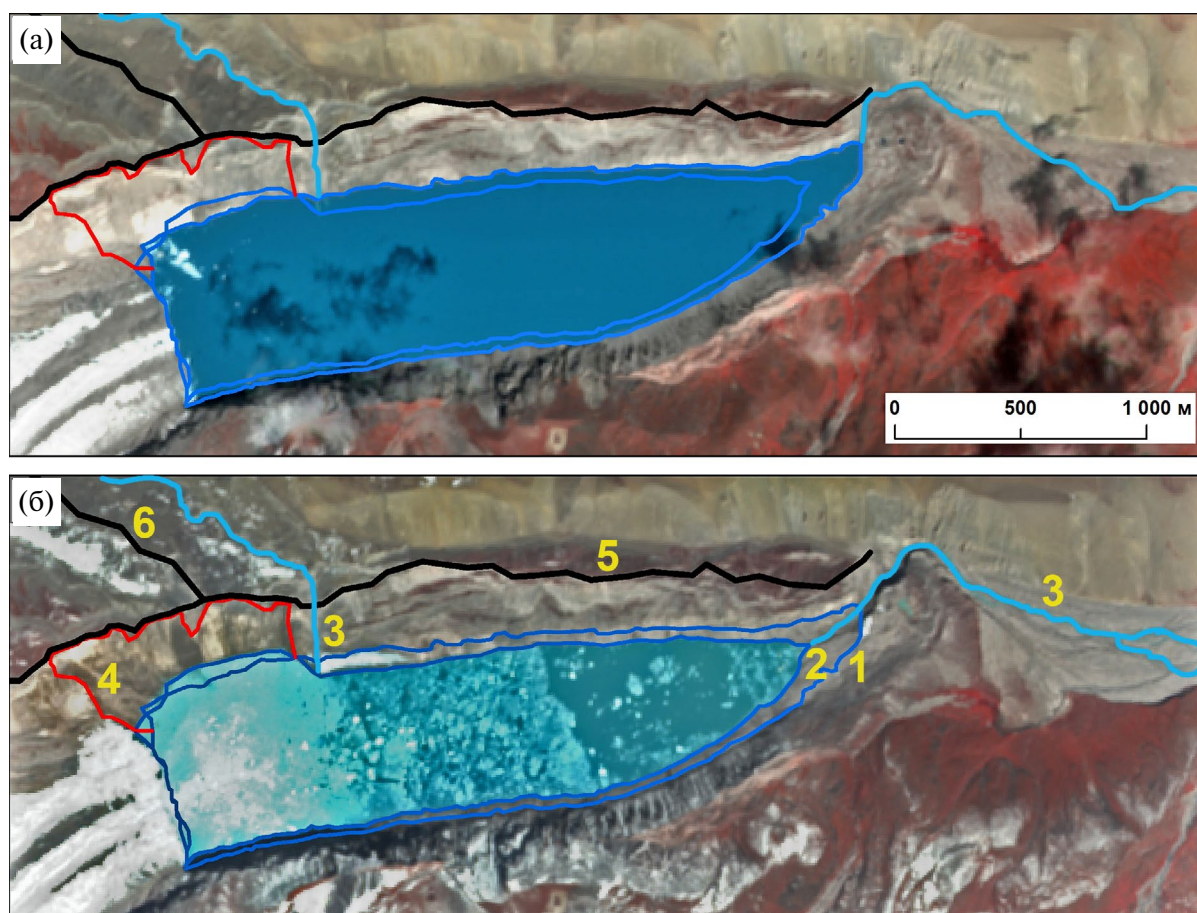


Рис. 4. Озеро Лхонак Южное в долине р. Тиста (Сикким, Индия) до и после прорыва 04.10.2023 на космоснимках Sentinel-2: (а) — 26.09.2023, (б) — 06.10.2023.

1 — граница озера 26.09.2023; 2 — граница озера 06.10.2023; 3 — водный поток, втекающий и вытекающий из озера; 4 — границы зоны оползня; 5 — гребень береговой морены; 6 — гряда срединной морены.

Fig. 4. South Lhonak Lake in the Teesta River valley (Sikkim, India) before and after the outburst in 10.04.2023 on Sentinel-2 satellite images: (a) — 26.09.2023, (b) — 06.10.2023.

1 — the boundary of the lake on 26.09.2023; 2 — the boundary of the lake on 06.10.2023; 3 — the water flow flowing in and out of the lake; 4 — the boundaries of the landslide zone; 5 — the crest of the lateral moraine, 6 — the ridge of the median moraine.

морены после длительного увлажнения существовавшим в кармане береговой морены озером. Такой случай зафиксирован в 2002 г. в долине р. Караугом (Центральный Кавказ) — прорыв озера Микелай площадью 9.3 тыс. м² с формированием вреза площадью 11 тыс. м² на правой береговой морене ледника Караугом (Тавасиев, 2018; Беккиев и др., 2021б).

СЕЛЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА УЧАСТКАХ БЕРЕГОВЫХ МОРЕН, СОПРЯЖЕННЫХ С МОРЕННЫМИ ПЬЕДЕСТАЛАМИ ЛЕДНИКОВ ПРИТОКОВ

Термин моренный пьедестал отсутствует в справочной литературе и словарях, в монографиях по гляциальной геоморфологии. Необычная моренная форма, напоминающая пьедестал, отмечена в работе (Репин, 1980) при описании морен пульсирующих ледников. Разнообразные морфологические типы моренных пьедесталов — языкообразных ледово-обломочных массивов, ограниченных с боков береговыми моренами и возвышающихся над днищами долин на 50–70 м, охарактеризованы в работе М.Д. Докукина (1988), но генезис этих форм был определен как гляциально-гравитационный. Предполагалось, что моренные пьедесталы образуются при выпадении обвально-осыпных конусов ледниками, формирующимися в начальном периоде стадийного наступания. В дальнейшем был сделан вывод о том, что моренные пьедесталы — продукт многочисленных подвижек насыщенных обломками ледников, тела которых накладывались друг на друга (Докукин и др., 2019). В процессе эволюции моренных пьедесталов происходит вытаивание заключенного в них льда и разжижение моренных масс до состояния готовности к селеформированию. Моренные пьедесталы как особая форма ледниковых отложений охарактеризованы в работе П.А. Окишева (2017), но они не были отделены от каменных глетчеров. В работе И.М. Васькова (2016) рассмотрены пьедестальные ледники и показана связь моренных пьедесталов с геологическим строением, новейшей тектоникой и изменениями климатических условий. В работах М.Д. Докукина с соавт. (2016) и М.Ю. Беккиева с соавт. (2021а) приведены данные о селепроявлениях, связанных с деградацией моренных пьедесталов.

Моренные пьедесталы ледников притоков в месте их впадения в главный ледник образуют комплексы, сочетающие береговую морену главного ледника с моренным пьедесталом ледника притока. Такие случаи рассмотрены в работе М.Ю. Беккиева с соавт. (2021б) на примере участков береговых морен ледников Ирик (бас-

сейн р. Баксан) и Дых-Котю-Бугайсу (бассейн р. Черек-Балкарский) с образованными на них врезами протяженностью около 500 м, площадью 30–50 тыс. м².

Одним из самых крупных селепроявлений на участках береговых морен долинных ледников, сопряженных с моренными пьедесталами ледников притоков, является врез, сформировавшийся в результате селевого процесса в июле 2017 г. на моренном пьедестале ледника Меру Бамак и левой береговой морене ледника Ганготри в верховьях р. Бхагиратхи — одного из истоков р. Ганг (штат Уттаракханд, Индия). На рис. 5 показан участок левой береговой морены ледника Ганготри и прилегающего к ней моренного пьедестала ледника Меру Бамак до и после селевого процесса.

Параметры образовавшего вреза и отложений на дне долины: объем вынесенного материала — около 8 млн м³, объем отложенного на дне долины селевого материала — около 6.5 млн м³. Площадь образовавшегося вреза составила 150 тыс. м², длина — около 1 км, а площадь селевых отложений — 470 тыс. м² (Kumar et al., 2019). Длина вреза могла быть больше, но он был ограничен концом ледника Меру Бамак. Большая часть вреза относится к моренному пьедесталу ледника Меру Бамак, меньшая — к береговой морене ледника Ганготри. Особенностью селевых процессов на береговых моренах, сопряженных с моренными пьедесталами, является почти полная аккумуляция селевых отложений сразу у конца вреза на участке дна главной долины протяженностью 1–2 км, мощностью, часто превышающей 10 м.

В тех случаях, когда боковой приток основного ледника образует с ним единый язык, вследствие нескольких произошедших подвижек он может составлять отдельную многослойную толщу в виде пьедестала, прислоненную к боковой морене. При отступании ледника эта толща, фактически являющаяся моренным пьедесталом, образует террасовидную береговую морену. Если ниже впадения такого притока со склона спускается каменный глетчер, то язык ледника оттесняет его к склону и образуется террасовидная береговая морена. Она сочетает материал моренного пьедестала и каменного глетчера, как в случае сложного моренного комплекса ледника бывшего левого притока ледника Батсват в долине р. Ишкоман (Северный Пакистан). Там в июле—августе 2018 г. в результате продолжительного селевого процесса образовался врез площадью 0.27 км², длиной 1.2 км (Беккиев и др., 2021а).

На рис. 6 показан этот участок до и после формирования вреза. Ранее небольшой врез сформировался на участке моренного пьедестала, при-

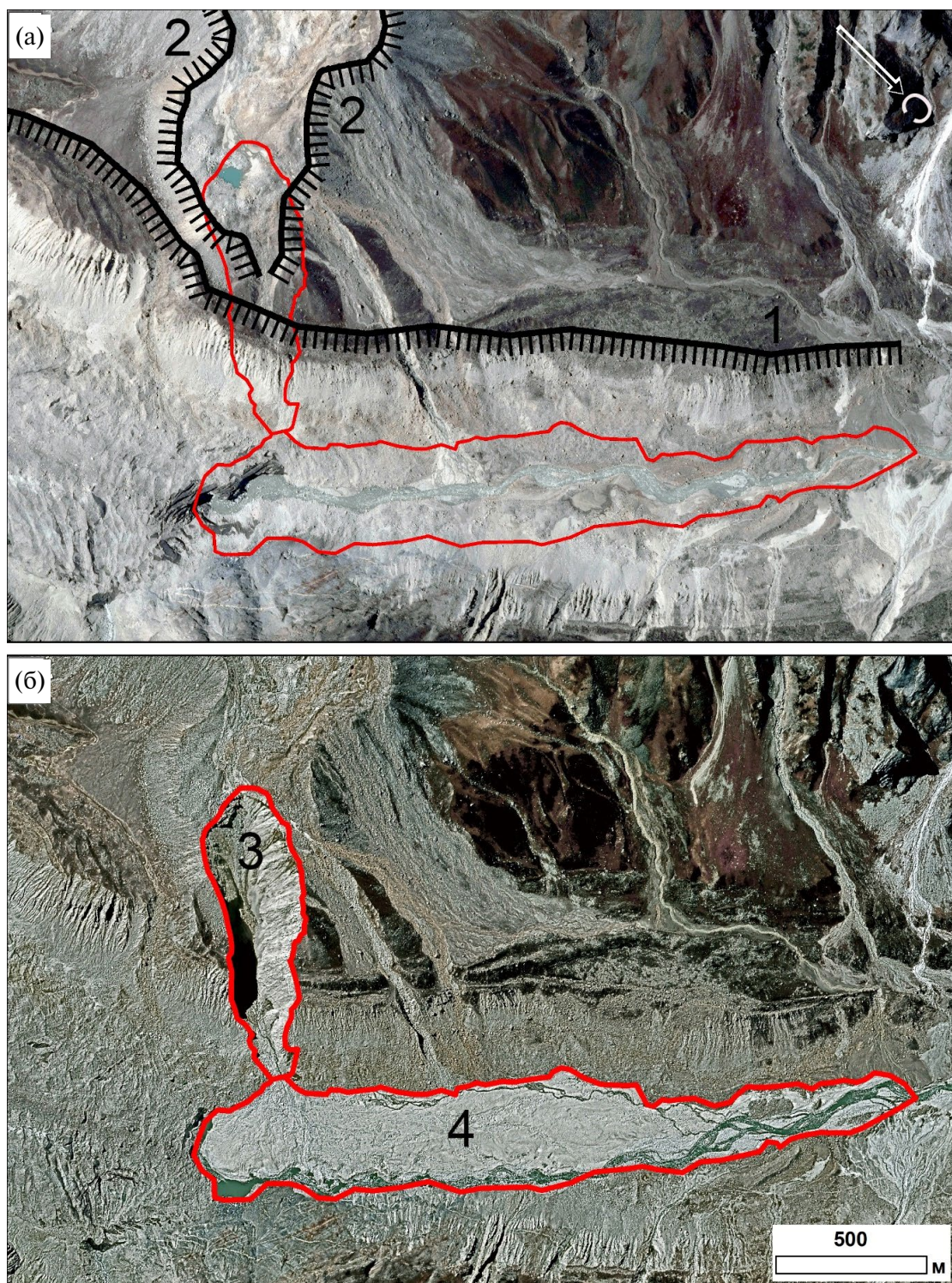


Рис. 5. Участок левой береговой морены ледника Ганготри и моренного пьедестала ледника Меру Бамак в верховьях р. Бхагиратхи (Гималаи, Индия) до и после селя в период с 16 по 19 июля 2017 г. на космоснимках Google Earth: (а) – 26.08.2014 Pleiades-1A, (б) – 07.10.2017 Pleiades-1A.

1 – гребень левой береговой морены ледника Ганготри; 2 – гребни береговых морен моренного пьедестала ледника Меру Бамак; 3 – селевой врез; 4 – селевые отложения.

Fig. 5. The section of the left lateral moraine of the Gangotri glacier and the moraine pedestal of the Meru Bamak glacier in the upper reaches of the Bhagirathi River (Himalayas, India) before and after the debris flow in the period from July 16 to 19, 2017 on Google Earth satellite images: (a) – 26.08.2014 Pleiades-1A, (b) – 07.10.2017 Pleiades-1A. 1 – ridge of the left lateral moraine of the Gangotri glacier; 2 – ridges of the lateral moraines of the moraine pedestal of the Meru Bamak glacier; 3 – debris flow cut; 4 – debris flow deposits.

слоненного к левой береговой морене, а в 2018 г. произошло образование объединенного вреза с исчезновением срединной разделяющей гряды. При этом каменный глетчер, как компонент террасовидной морены, был более устойчив к селевым процессам, и поэтому почти не был ими затронут. Последствиями селя были разрушения и затопления домов в поселке Батсват на расстоянии 5 км от очага.

СЕЛЕВОЙ ПРОЦЕСС НА УЧАСТКЕ ПРАВОЙ БЕРЕГОВОЙ МОРЕНЫ ЛЕДНИКА МИЖИРГИ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ) 13 АВГУСТА 2022 г.

13 августа 2022 г. в долине р. Мижирги (бассейн р. Черек-Безенгийский) сошел необычный сел, очаг которого располагался на правой береговой морене ледника (Акаев, Шидугов, 2023;

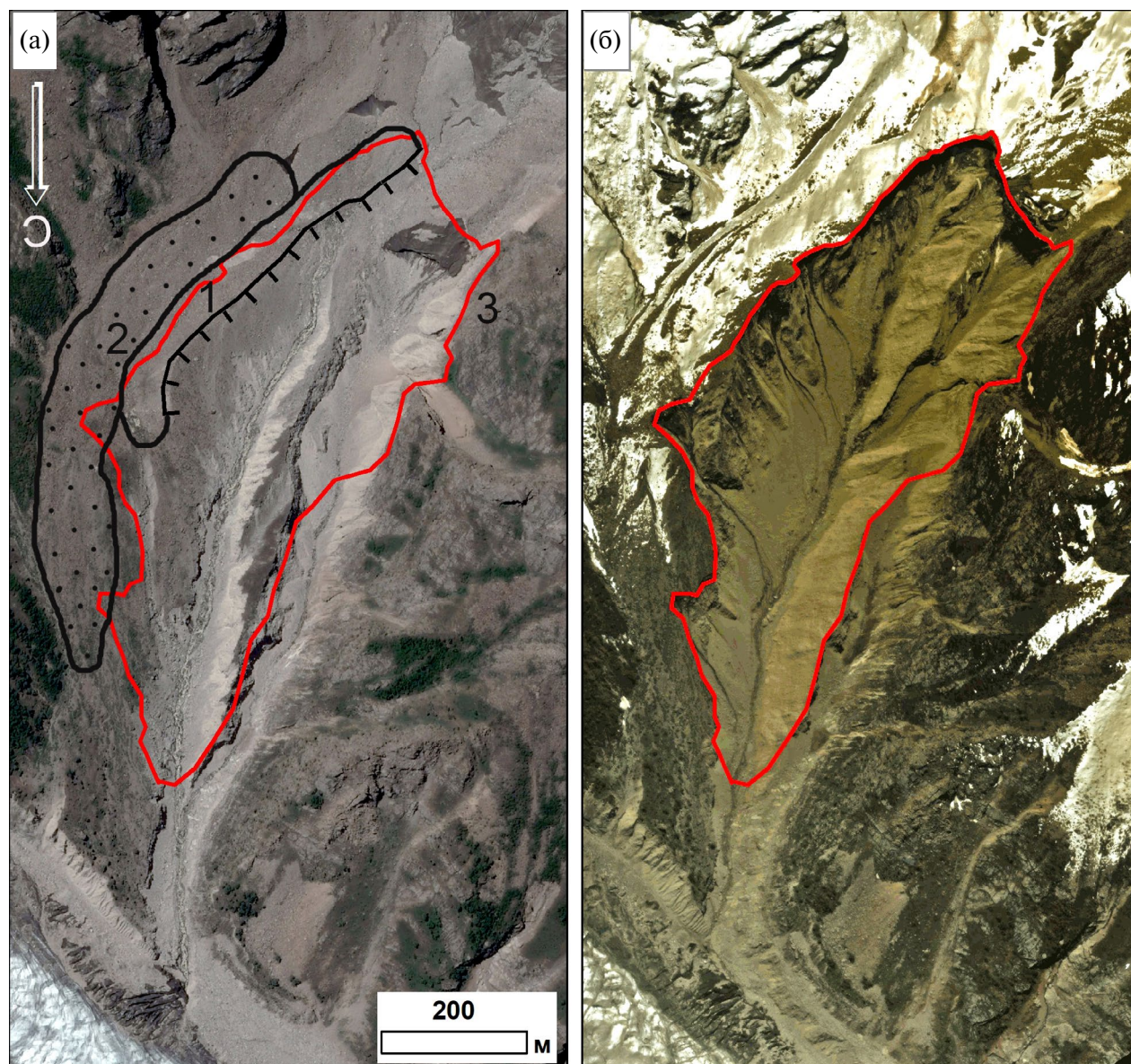


Рис. 6. Участок моренного комплекса бывшего левого притока ледника Батсват в долине левого притока р. Ишкоман (Пакистан) с террасовидным моренным пьедесталом до и после образования вреза в июле-августе 2018 г. на космоснимках Google Earth и Bing Maps: (а) – 10.07.2017 Pleiades-1A, (б) – 26.05.2020 WorldView-2. 1 – террасовидный моренный пьедестал; 2 – террасовидный каменный глетчер; 3 – селевой врез.

Fig. 6. A section of the moraine complex of the former left tributary of the Batswat glacier in the valley of the left tributary of the Ishkoman River (Pakistan) with a terraced moraine pedestal before and after the formation of the cut in July-August 2018 on Google Earth and Bing Maps satellite images: (a) – 10.07.2017 Pleiades-1A, (б) – 26.05.2020 WorldView-2.

1 – terraced moraine pedestal; 2 – terraced rock glacier; 3 – debris flow cut.

Беккиев и др., 2023). На рис. 7 показан участок селевого очага до и после селя. Врез асимметричный: левый борт возвышается над дном на 6–9 м, а правый — на 16–20 м, так как моренная гряда до селя имела склоны разной высоты (ее гребень показан красной линией на рис. 8, (а)).

Ширина вреза составила 30–40 м, длина его на морене — 230 м, объем вынесенного материала — около 110 тыс. м³ (включая возвышающуюся

часть гребня береговой морены около 16 тыс. м³). Средний угол наклона очага по дну вреза составлял 6.7°.

На основе анализа разновременных аэро- и космоснимков ледника Мижирги предложен следующий механизм селеформирования.

По данным О.С. Бушуевой (2013) в период 1987–2004 гг. ледник Мижирги продвинулся вперед на 137 м. При этом произошло формирование



Рис. 7. Участок селевого очага на правой береговой морене ледника Мижирги до и после схода селя 13.08.2022 (фото с квадрокоптера): (а) — 26.07.2022, (б) — 28.08.2022.

Fig. 7. The site of the debris flow original site on the right lateral moraine of the Mizhirgi glacier before and after the debris flow on 13.08.2022 (photo from the quadcopter): (a) — 26.07.2022, (b) — 28.08.2022.

новой боковой морены (см. рис. 8, (а) — красная линия). Судя по космоснимкам Landsat 4-5, это движение было инициировано левым потоком льда, который оттеснил правый поток и, возможно, деформировал правую морену. В свою очередь, это способствовало проникновению потока талых вод ледника, расположенного на правом склоне долины р. Мижирги, внутрь массива береговой морены.

Можно предположить, что под основной грядой береговой морены находится массив мертвого ледникового льда. Его таяние под действием дополнительного притока воды привело к формированию полостей, которые заполнялись водой. Это сопровождалось просадкой и формированием протяженной зияющей трещины в кармане береговой морены шириной до 1.5 м и длиной около 450 м (см. рис. 8, (б) — нижний и верхний участ-

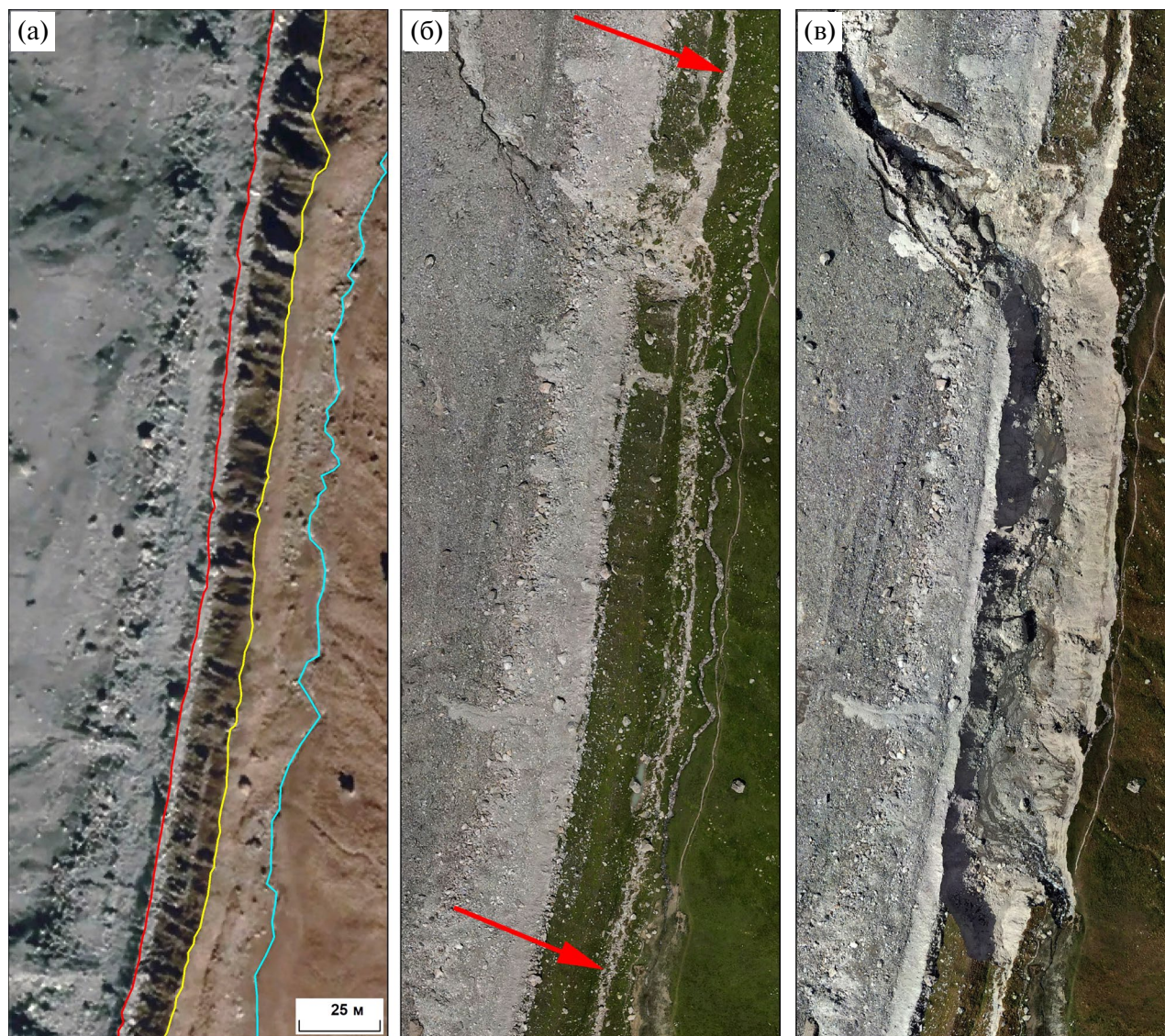


Рис. 8. Участок береговой морены ледника Мижирги: (а) — космоснимок Google Earth 28.10.2019 Pleiades-1A, (б) — фото с квадрокоптера 26.07.2022, (в) — фото с квадрокоптера 28.08.2022. Красная линия — гребень береговой морены XXI в., желтая линия — гребень береговой морены малого ледникового периода, голубая линия — русло водотока в кармане береговой морены, красные стрелки указывают на расположение трещины смещения гряды береговой морены.

Fig. 8. A section of the lateral moraine of the Mizhirgi glacier: (а) — Google Earth satellite image 28.10.2019 Pleiades-1A, (б) — photo from the quadcopter 26.07.2022, (в) — photo from the quadcopter 28.08.2022. The red line is the ridge of the lateral moraine of the XXI century, the yellow line is the ridge of the lateral moraine of the little Ice Age, the blue line is the watercourse bed in the pocket of the lateral moraine, the red arrows indicate the location of the fracture of the displacement of the ridge of the lateral moraine.

ки трещины показаны красными стрелками). На участке, отмеченном верхней красной стрелкой, произошло сползание массива морены вниз с образованием стенки отрыва. При этом образовались дугообразные трещины в зоне отрыва, и сползающий блок шириной 15–17 м был разбит и готов к обрушению. Подтверждением этому явился размыв ледника ниже очага с образованием вреза шириной 15–20 м и глубиной до 4 м.

Поскольку образовавшийся селевой поток проходил по леднику, отложившиеся селевые массы мощностью до 8 м заблокировали выход талой воды из подледного канала. В результате произошло накопление воды в канале и последующий прорыв ее в виде селя по другому руслу р. Мижирги. Таким образом, селевой процесс на береговой морене вызвал прорывной водный импульс с ледника. Переносимый селем материал отлагался по бокам русел, а около альплагеря Безенги образовалось поле отложений шириной до 250 м и толщиной до 5 м. Часть территории альплагеря была занесена.

Таким образом, полученные данные о необычном селевом процессе на береговой морене ледника Мижирги показали, что потенциальные селевые массивы участков береговых морен могут иметь различную морфологию и располагаться как на склонах, так и на дне долин. Это необходимо учитывать при выборе объектов мониторинга и оценке селевой опасности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В статье рассмотрен широкий спектр селевых проявлений на участках береговых морен горных ледников. Его можно дополнить развитием селевого процесса на участке кармана береговой морены, заполненном селевым конусом выноса при сползании обводненных масс береговой морены и изменении направления русла притока, протекавшего вниз по карману — формирование вреза шириной 150 м на конусе выноса р. Фастаг, сопряженном с левой береговой мореной ледника Караугом в 1988 г., и селевой процесс на правой береговой морене ледника Джанкуат в 2015 г. с развитием вреза шириной 70 м (Васьков, 2006; Беккиев и др., 2021; Kharchenko et al., 2020).

Рассмотренные в статье примеры дают представление о селевых процессах на береговых моренах в период деградации ледников, когда, отступая, ледники оставляют на крутых склонах долин большие массы обломочного материала в виде протяженных береговых морен, заполняя участки ложбин притоков и способствуя аккумуляции селевых, оползневых обвально-осыпных масс и моренных масс ледников притоков в карманах береговых мо-

рен. Толщина береговых морен на этих участках становится максимальной и сопоставимой с толщиной некоторых конечноморенных комплексов, где формируются врезы. В период, когда к этому участку еще примыкает ледник, находящийся на дне долины, масса моренного материала обладает устойчивостью к сползанию и размыву вследствие наличия упора в виде тела ледника. Но когда ледник отступает, упор исчезает, и массив береговой морены подвергается воздействию оползневых и селевых процессов.

Массы береговых морен на отдельных участках сопряжены с отложениями различного генезиса — моренными пьедесталами ледников притоков, гравитационно-коллювиальными и селевыми конусами выноса. При отсутствии тела основного долинного ледника у подножия склонов эти отложения вырабатывают профиль равновесия и опираются на дно долины. Экзарационная деятельность движущегося по долине ледника приводит к выпахиванию отложенных в межстадиальный период масс у подножия склона и нарушению профиля равновесия, что впоследствии при отступании ледника вызывает активизацию склоновых и русловых процессов на участках массивов, расположенных в пригребневой зоне береговых морен, возвышающихся над дном долины.

Селевые потоки могут сходить с участков береговых морен с сопряженными с ними моренными пьедесталами без участия ливней за счет разжижения массы пьедестала в результате таяния заключенного в нем льда. Эти моренные массивы можно считать селевыми очагами обводнения. Объем селевых выносов в таких случаях определяется объемом моренного пьедестала. Плотные грязекаменные массы объемом в несколько миллионов кубометров аккумулируются на пологом дне долины в устье образовавшегося вреза, и селевая опасность локализуется участками небольшой площади, как в случае процесса на береговой морене ледника Ганготри в 2017 г. в Индии. Но когда ниже врезом уклоны дна долины достаточны для продолжения селевого процесса, зона поражения может быть значительной, включая случаи, вызванные прорывами ледниковых емкостей или выпадением ливней (деградация террасовидного моренного пьедестала и селевой поток в долине левого притока р. Ишкоман в Пакистане в 2018 г.).

Когда по карману береговой морены протекает водный поток, часть водной массы попадает в береговую морену в результате фильтрации, тем самым насыщая водой массив морены. В результате происходит оползание массива морены и образование вреза на склоне береговой морены, сопровождающееся сходом селевого потока, как

в случае селя в верховьях р. Джанкуат в долине р. Адылсу в 2015 г. Врезы на участках береговых морен могут образовываться и на дне долины с небольшим углом наклона на контакте с ледником, который еще не отступил и не освободил дно долины, как в случае селя в долине р. Мижирги в бассейне р. Черек-Безенгийский в 2022 г.

Наибольшую опасность представляют участки карманов береговых морен с озерами. Потенциал селевой опасности их тем выше, чем больше объем водной массы. Если озеро не имеет поверхностного стока, как было в случае озера Чорабари в Индии, динамика озера определяется пропускной способностью подземных каналов стока и притоком воды от протекавшего по карману береговой морены водного потока. В исключительных случаях при выпадении аномальных ливневых осадков происходит полное заполнение кармана береговой морены водой и ее сброс вниз в виде прорывного паводка и селевого потока в результате перелива и размыва береговой морены. Береговые морены становятся селевыми очагами взаимодействия. Зона поражения таким селевым процессом достигает по протяженности нескольких десятков километров.

В течение длительного времени котловины карманов береговых морен могут заполниться озерными и аллювиально-пролювиальными отложениями. В этом случае вследствие ливней и увеличения расхода воды водотока происходит размыв береговой морены и вынос накопленных отложений, как в случае селя с левой береговой морены ледника Дых-Котю-Бугайсу в долине р. Черек-Балкарский в 2017 г.

Прорывы озер, расположенных в котловинах между береговыми моренами, происходят в результате оползания (обрушения) массивов береговой морены и сопряженных с ними склоновых отложений и образования волны на поверхности озера, превышающей высоту его плотины, как в случае прорывов озера Джинвуко в Тибете в 2020 г. и озера Лхонак Южное в Сиккиме в 2023 г.

ВЫВОДЫ

Селепроявления выражены врезами различной длины и площади, которые определены по данным космоснимков и аэрофотоснимков. Объемы выносов определены в основном по данным публикаций.

Участки береговых морен, на которых образовались врезы, представляли собой потенциальные селевые массивы, которые стали селевыми очагами обводнения или взаимодействия, в зависимости от того, проходили или нет в карманах береговых морен ливневые паводки.

В ходе продолжающейся деградации ледников в селевые процессы будут вовлечены участки береговых морен, на которых селепроявления еще не были зафиксированы, что осложняет оценку селевой опасности. В будущем по результатам анализа космоснимков и аэрофотосъемок представляется возможным выявлять потенциальные селевые массивы на участках береговых морен различных типов и параметров, схожих с массивами, на которых селевые процессы уже реализовались в больших и катастрофических размерах. Это позволит определять зоны максимального возможного поражения селевыми процессами и проводить мероприятия по снижению селевых рисков и минимизации возможного ущерба.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акаев А.Р., Шидугов И.Ж. (2023). Применение БПЛА для мониторинга экзогенных процессов в приледниковой зоне (на примере ледника Мижирги). В сб.: *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа*. Т. XIII. М.: ИИЕТ РАН. С. 425–430.
- Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Калов Р.Х. и др. (2021a). Экстремальные селепроявления на моренных пьедесталах в 2018–2021 гг. (по материалам дистанционного зондирования Земли). *ГеоРиск*. Т. XV. № 3. С. 40–48.
<https://doi.org/10.25296/1997-8669-2021-15-3-40-48>.
- Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Калов Р.Х. и др. (2021b). Формирование селевых врез на участках береговых морен долинных ледников. *Вестник Владикавказского научного центра*. Т. 21. № 3. С. 48–55.
<https://doi.org/10.46698/m6092-4144-2648-e>
- Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Калов Р.Х. и др. (2023). Выявление признаков подготовки катастрофических склоновых процессов для предупреждения чрезвычайных ситуаций. В сб.: *Безопасность населения от быстроразвивающихся опасных природных явлений. XXV Международная научно-практическая конференция по проблемам защиты населения и территорий от чрезвычайных ситуаций (в рамках проведения XIV Международного салона средств обеспечения безопасности “Комплексная безопасность-2023”)*. М: ВНИИ ГОЧС (ФЦ). С. 7–18.
- Бушуева И.С. (2013). Колебания ледников на Центральном и Западном Кавказе по картографическим, историческим и биоиндикационным данным за последние 200 лет. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН. 26 с.
- Васьков И.М. (2006). Периодические селевые выбросы в долине р. Фастаг и их связь с современной тектоникой. *Вестник Владикавказского научного центра*. Т. 6. № 1. С. 28–32.
- Васьков И.М. (2016). Катастрофические обвалы: происхождение и прогноз. Владикавказ: ООО НПКП “МАВР”. 370 с.

- Геологический словарь. Т. 1. (1978). Под ред. К.Н. Паффенгольца. М.: Недра. 486 с.
- Докукин М.Д. (1988). К вопросу о типизации моренного рельефа (на примере Северного Кавказа). *Труды ВГИ*. Вып. 73. С. 58–67.
- Докукин М.Д. (2014). Выдающиеся прорывы озер в 2012–2013 гг. (по материалам ДЗЗ). В сб.: *Сборник трудов Северо-Кавказского института по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства*. Вып. 20. Пятигорск: ОАО “Севкавгипроводхоз”. С. 82–97.
- Докукин М.Д., Черноморец С.С., Савернюк Е.А. (2016). Моренные пьедесталы — очаги формирования катастрофических гляциальных селей. В сб.: *Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Материалы IV Международной конференции*. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. С. 67–71.
- Докукин М.Д., Черноморец С.С., Савернюк Е.А. и др. (2019). Барсемская селевая катастрофа на Памире в 2015 году и ее аналоги на Центральном Кавказе. *Геориск*. Т. XII. № 1. С. 26–36.
<https://doi.org/10.25296/1997-8669-2019-13-1-26-36>
- Докукин М.Д., Беккиев М.Ю., Калов Р.Х. и др. (2020). Условия и механизмы прорывов Башкалинских озер в долине р. Адыл-Су (Центральный Кавказ). В сб.: *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Коллективная монография по материалам X Всероссийской научно-технической конференции в 2-х частях. Ч. 2*. Грозный: ООО “Формат”. С. 369–375.
- Окишев П.А. (2017). Горные ледники и морфоскульптура ледниковых отложений: (научно-популярное информатическое обозрение): учебное пособие. Томск: ИД Томск. гос. ун-та. 204 с.
- Репин А.Г. (1980). Береговые и конечные морены пульсирующих ледников. *Материалы гляциологических исследований*. Вып. 39. С. 209–212.
- СП 479.1325800.2019. Инженерные изыскания для строительства в районах развития селевых процессов: свод правил. Электронный фонд нормативно-технической и нормативно-правовой информации Консорциума “Кодекс” [Электронный ресурс]. URL: <https://docs.cntd.ru/document/565565870> (дата обращения: 04.02.2023).
- Тавасиев Р.А. (2018). Деградация ледника Караугом. Часть III. Приледниковые озера. *Вестник Владикавказского научного центра*. Т. 18. № 4. С. 62–70.
<https://doi.org/10.23671/vnc.2018.4.23793>
- Харченко С.В., Федин А.В., Голосов В.Н. (2021). Темпы денудации в перигляциальных областях высокогорий: методы и результаты исследований. *Геоморфология*. Т. 52. № 1. С. 3–18.
<http://dx.doi.org/10.31857/S0435428121010065>
- Число погибших в результате наводнения на севере Индии возросло до 82 [Электронный ресурс]. URL: <https://tass.ru/proisshestviya/18946781?ysclid=lqjqi31a8107813247> (дата обращения: 24.12.2023).
- Active deformation around South Lhonak lake in Sikkim, India. By Dave Petley 12 October 2023 [Electronic data]. Access way: <https://eos.org/thelandslideblog/south-lhonak-lake-2> (access date: 26.12.2023).
- Allen S.K., Rastner I.P., Arora I.M. et al. (2015). Lake outburst and debris flow disaster at Kedarnath, June 2013: hydrometeorological triggering and topographic predisposition. *Landslides*. V. 13. P. 1479–1491.
<http://dx.doi.org/10.1007/s10346-015-0584-3>
- Ash K.T. (2020). Paraglacial reworking of lateral moraine slopes, sharp-crested lateral moraines and alluvial fans buttressed by lateral moraines. Halifax, N.S.: Saint Mary’s University. 135 p.
<http://library2.smu.ca/xmlui/handle/01/29350>
- Dobhal D.P., Gupta A.K., Mehta M. et al. (2013). Kedarnath disaster: facts and plausible causes. *Current Science*. V. 105. № 2. P. 171–174.
- Dusik J.-M., Neugirg F., Haas F. (2019). Slope Wash, Gully Erosion and Debris Flows on Lateral Moraines in the Upper Kaunertal, Austria. In: *Geomorphology of Proglacial Systems. Geography of the Physical Environment*. Springer, Cham. Heckmann T., Morche D. (Eds.). P. 177–196.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4_11
- Human cost of disasters — An overview of the last 20 years 2000–2019. UN Office for Disaster Risk Reduction; Centre for Research on the Epidemiology of Disasters. [Electronic data]. Access way: <https://reliefweb.int/report/world/human-cost-disasters-overview-last-20-years-2000-2019> (access date: 04.02.2023).
- Kharchenko S., Tsyplenkov A., Petrakov D. et al. (2020). Causes and consequences of the streambed re-structuring of the Koiavgan Creek (North Caucasus, Russia). *E3S Web Conf*. V. 163. 02003. P. 1–6.
<http://dx.doi.org/10.1051/e3sconf/202016302003>
- Klimeš J., Novotný J., Novotná I. et al. (2016). Landslides in moraines as triggers of glacial lake outburst floods: example from Palcacocha Lake (Cordillera Blanca, Peru). *Landslides*. V. 13. № 6. P. 1479–1491.
<http://dx.doi.org/10.1007/s10346-016-0724-4>
- Kumar A., Bhambri R., Tiwari S.K. et al. (2019). Evolution of debris flow and moraine failure in the Gangotri Glacier region, Garhwal Himalaya: Hydro-geomorphological aspects. *Geomorphology*. V. 333. P. 152–166.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.015>
- Rao K.H.V.D., Rao V.V., Dadhwal V.K. et al. (2014). Kedarnath flash floods: a hydrological and hydraulic simulation study. *Current Science*. V. 106. № 4. P. 598–603.
<https://www.jstor.org/stable/24100068>
- Sattar A., Goswami A., Kulkarni A.V. et al. (2021). Future Glacial Lake Outburst Flood (GLOF) hazard of the South Lhonak Lake, Sikkim Himalaya. *Geomorphology*. V. 388:107783.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107783>
- Wang S., Yang Y., Gong W. et al. (2021). Reason Analysis of the Jiwenco Glacial Lake Outburst Flood (GLOF) and Potential Hazard on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Remote Sens*. V. 13 (16). 3114.
<https://doi.org/10.3390/rs13163114>

- Wang J., Cui P., Wang H. et al. (2022). Novel Approach to Estimating Glacial Moraine Reserves in the Parlung Tsangpo Basin. *Front. Earth Sci.* V. 10. 853089. <http://dx.doi.org/10.3389/feart.2022.853089>
- Watanabe T., Nakamura N. (2004). Active landslides on the lateral moraines in the Kanchanjunga Conservation Area, eastern Nepal Himalaya. *Himalayan J. Health Sci.* V. 2. Iss. 4 (Special Issue). P. 273. <http://dx.doi.org/10.3126/hjs.v2i4.946>
- Woerkom T., Steiner J.F., Kraaijenbrink P.D.A. et al. (2019). Sediment supply from lateral moraines to a debris-covered glacier in the Himalaya. *Earth Surf. Dynam.* № 7. P. 411–427. <https://doi.org/10.5194/esurf-7-411-2019>
- Zheng G., Mergili M., Emmer A. et al. (2021). The 2020 glacial lake outburst flood at Jinwuco, Tibet: causes, impacts, and implications for hazard and risk assessment. *The Cryosphere.* V. 15. № 7. P. 3159–3180. <https://doi.org/10.5194/tc-15-3159-2021>

DEBRIS FLOW PROCESSES ON LATERAL MORAINES OF MOUNTAIN GLACIERS (ANALYTICAL REVIEW)²

M. Yu. Bekkiev^a, M. D. Dokukin^{a, #}, M. Ch. Zalikhanov^a, R. Kh. Kalov^a,
L. M. Fedchenko^a, and A. R. Akaev^a

^aHigh-Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia

#E-mail: inrush@bk.ru

As a result of climate change there have been high rates of degradation of mountain glaciers in recent years. During deglaciation in the territories previously occupied by glaciers, moraines of various morphogenetic types remain deposited by them, connected with massifs of glacial-colluvial and other deposits. The most actively involved in debris flow processes are massifs of terminal moraines with extended steep ledges, on which debris flow cuts and furrows develop.

Much less often, debris flow original sites are formed on lateral moraines, but debris flows can reach catastrophic proportions. The analysis of publications and of multi-time satellite images revealed data on the formation of debris flow original sites of various types in the areas of lateral moraines of mountain glaciers, pockets of lateral moraines filled with slope and glacial deposits, as well as lakes and streams inside them. Similar debris flow original sites have been characterized for the Central Caucasus, the Andes, the Hindu Kush, the Himalayas and Tibet. The largest debris flow disasters with original sites in areas of lateral moraines were outbursts of Palcacocha lakes in Peru in 1941 and Chorabari in India in 2013 with a death toll of up to 6054, as well as the outburst of South Lhonak Lake in Sikkim (India) in 2023. In areas of lateral moraines of valley glaciers connected with moraine pedestals of former tributary glaciers, the volume of mass transport of debris flows can reach 6.5 million m³ (lateral moraine of the Gangotri glacier in the Himalayas in 2017). The progress of debris flow processes on lateral moraines of mountain glaciers must be taken into account when developing mountain territories both in areas near lateral moraines and at a considerable distance from them.

Keywords: lateral moraine, debris flow original site, lake outburst, moraine pedestal, debris flow cut

REFERENCES

- Active deformation around South Lhonak lake in Sikkim, India. By Dave Petley 12 October 2023 [Electronic data]. Access way: <https://eos.org/thelandslideblog/south-lhonak-lake-2> (access date: 26.12.2023).
- Akaev A.R., Shidugov I.Zh. (2023). The use of UAVs for monitoring exogenous processes in the glacial zone (using the example of the Mizhirgi glacier). In: *Sovremennye problemy geologii, geofiziki i geoekologii Severnogo Kavkaza.* V. XIII. Moscow: IIET RAN (Publ.). P. 425–430. (in Russ.)
- Allen S.K., Rastner I.P., Arora I.M. et al. (2015). Lake outburst and debris flow disaster at Kedarnath, June 2013: hydrometeorological triggering and topographic predisposition. *Landslides.* V. 13. P. 1479–1491. <http://dx.doi.org/10.1007/s10346-015-0584-3>
- Ash K.T. (2020). Paraglacial reworking of lateral moraine slopes, sharp-crested lateral moraines and alluvial fans buttressed by lateral moraines. Halifax, N.S.: Saint Mary's University. 135 p. <http://library2.smu.ca/xmlui/handle/01/29350>
- Bekkiev M.Yu., Dokukin M.D., Kalov R.Kh. et al. (2021). Extreme debris flow processes on moraine pedestals in 2018–2021 (based on remote sensing data). *GeoRisk World.* V. XV. № 3. P. 40–48. (in Russ.). <https://doi.org/10.25296/1997-8669-2021-15-3-40-48>

²For citation: Bekkiev M.Yu., Dokukin M.D., Zalikhanov M.Ch. et al. (2024). Debris flow processes on lateral moraines of mountain glaciers (analytical review). *Geomorfologiya i Paleogeografiya.* V. 55. № 3. P. 73–89. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030049>; <http://elibrary.ru/PLUOGZ>

- Bekkiev M.Yu., Dokukin M.D., Kalov R.Kh. et al. (2016). Formation of debris flow cuts in the areas of lateral moraines of valley glaciers. *Vestnik Vladikavkazskogo nauchnogo tsentra*. V. 21. № 3. P. 48–55. (in Russ.). <https://doi.org/10.46698/m6092-4144-2648-e>
- Bekkiev M.Yu., Dokukin M.D., Kalov R.Kh. et al. (2023). Identification of signs of preparation of catastrophic slope processes for the prevention of emergency situations. In: *Bezopasnost' naseleniya ot bystrorazvivayushchikhsya opasnykh prirodnnykh yavlenii. XXV Mezhdunarodnaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya po problemam zashchity naseleniya i territorii ot chrezvychainykh situatsii (v ramkakh provedeniya XIV Mezhdunarodnogo salona sredstv obespecheniya bezopasnosti "Kompleksnaya bezopasnost'-2023")*. Moscow: VNII GOChS (FC) (Publ.). P. 7–18. (in Russ.)
- Bushueva I.S. (2013). Kolebaniya lednikov na Central'nom i Zapadnom Kavkaze po kartograficheskim, istoricheskim i bioindikatsionnym dannym za poslednie 200 let (Fluctuations of glaciers in the Central and Western Caucasus according to cartographic, historical and bioindication data for the last 200 years). PhD thesis. Moscow: Institut geografii RAN. 169 p. (in Russ.)
- Dobhal D.P., Gupta A.K., Mehta M. et al. (2013). Kedarnath disaster: facts and plausible causes. *Current Science*. V. 105. № 2. P. 171–174.
- Dokukin M.D. (1988). On the issue of typification of moraine relief (on the example of the North Caucasus. *Trudy VGI*. V. 73. P. 58–67. (in Russ.)
- Dokukin M.D. (2014). Excurrent lakes outburst in 2012–2013 (based on materials of RS). In: *Sbornik trudov Severo-Kavkazskogo instituta po proektirovaniyu vodo-khozyaistvennogo i meliorativnogo stroitel'stva*. V. 20. Pyatigorsk: JSC Sevkaugiprovdokhoz (Publ.). P. 82–97. (in Russ.)
- Dokukin M.D., Chernomorets S.S., Savernyuk E.A. (2016). Moraine pedestals – initiation zones of catastrophic glacial debris flows. In: *Selevye potoki: katastrofy, risk, prognoz, zashchita. Materialy IV Mezhdunarodnoi konferentsii*. Irkutsk: Sochava Institute of Geography SB RAS (Publ.). P. 67–71. (in Russ.)
- Dokukin M.D., Chernomorets S.S., Savernyuk E.A. et al. (2019). Barsem debris flow disaster in the Pamirs in 2015 and its analogues in the Central Caucasus. *Georisk World*. V. XIII. № 1. P. 26–36. (in Russ.) <https://doi.org/10.25296/1997-8669-2019-13-1-26-36>
- Dokukin M.D., Bekkiev M.Yu., Kalov R.Kh. et al. (2020). Conditions and mechanisms of the Bashkara lakes outbursts in the Adyl-Su River valley (Central Caucasus). In: *Sovremennye problemy geologii, geofiziki i geokologii Severnogo Kavkaza. Kollektivnaya monografiya po materialam X Vserossiiskoi nauchno-tekhnicheskoi konferentsii v 2-kh chastyakh. Chast' 2*. Groznyj: OOO "Format" (Publ.). P. 369–375. (in Russ.)
- Dusik J.-M., Neugirg F., Haas F. (2019). Slope Wash, Gully Erosion and Debris Flows on Lateral Moraines in the Upper Kaunertal, Austria. In: *Geomorphology of Proglacial Systems. Geography of the Physical Environment*. Springer, Cham. Heckmann T., Morche D. (Eds.). P. 177–196. https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4_11
- Geologicheskii slovar'. Tom pervyi (Geological dictionary. Volume One). (1978). Edited by K.N. Paffengolts. Moscow: Nedra (Publ.). 486 p. (in Russ.)
- Human cost of disasters – An overview of the last 20 years 2000–2019. UN Office for Disaster Risk Reduction; Centre for Research on the Epidemiology of Disasters. [Electronic data]. Access way: <https://reliefweb.int/report/world/human-cost-disasters-overview-last-20-years-2000-2019> (access date: 04.02.2023).
- Kharchenko S., Tsyplenkov A., Petrakov D. et al. (2020). Causes and consequences of the streambed re-structuring of the Koiavgan Creek (North Caucasus, Russia). *E3S Web Conf*. V. 163. 02003. P. 1–6. <http://dx.doi.org/10.1051/e3sconf/202016302003>
- Kharchenko S.V., Fedin A.V., Golosov V.N. (2021). Denudation rates in the mountain periglacial regions: research methods and result. *Geomorfologiya*. V. 52. № 1. P. 3–18. (in Russ.) <http://dx.doi.org/10.31857/S0435428121010065>
- Klimeš J., Novotný J., Novotná I. et al. (2016). Landslides in moraines as triggers of glacial lake outburst floods: example from Palcacocha Lake (Cordillera Blanca, Peru). *Landslides*. V. 13. № 6. P. 1479–1491. <http://dx.doi.org/10.1007/s10346-016-0724-4>
- Kumar A., Bhambri R., Tiwari S.K. et al. (2019). Evolution of debris flow and moraine failure in the Gangotri Glacier region, Garhwal Himalaya: Hydro-geomorphological aspects. *Geomorphology*. V. 333. P. 152–166. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.015>
- Okishev P.A. (2017). Gornye ledniki i morfoskul'ptura lednikovyykh otlozhenii: (nauchno-populyarnoe infograficheskoe obozrenie): uchebnoe posobie (Mountain glaciers and morphosculpture of glacial deposits: textbook: [for university students in the fields of "Geography" and "Geology": (popular science infographic review)]. Tomsk: Tomsk State University (Publ.). 204 p. (in Russ.)
- Rao K.H.V.D., Rao V.V., Dadhwal V.K. et al. (2014). Kedarnath flash floods: a hydrological and hydraulic simulation study. *Current Sci*. V. 106. № 4. P. 598–603. <https://www.jstor.org/stable/24100068>
- Repin A.G. (1980). Lateral and terminal moraines of surging glaciers. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. V. 39. P. 209–212. (in Russ.)
- Sattar A., Goswami A., Kulkarni A.V. et al. (2021). Future Glacial Lake Outburst Flood (GLOF) hazard of the South Lhonak Lake, Sikkim Himalaya. *Geomorphology*. V. 388:107783. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107783>
- SP 479.1325800.2019. Inzhenernyye izyskaniya dlya stroitel'stva v rayonakh razvitiya selevykh protsessov: svod pravil. Elektronnyi fond normativno-tekhnicheskoi i normativno-pravovoi informatsii Konsortsiума "Kodeks" (SP 479.1325800.2019. Engineering surveys for construction in the areas of debris flow development. General requirements. Electronic fund of regulatory, technical and regulatory information of the Consortium "Codex" Docs. cntd.ru) [Electronic data]. Access way: <https://docs.cntd.ru/document/565565870> (access date: 02.04.2023).

- Tavasiev R.A. (2018). Degradation of the Karaugom glacier. Part III. Periglacial lakes. *Vestnik Vladikavkazskogo nauchnogo tsentra*. V. 18. № 4. P. 62–70. (in Russ.)
<https://doi.org/10.23671/vnc.2018.4.23793>
- Vaskov I.M. (2006). Periodic debris flow emissions in the Fastag River valley and their connection with modern tectonics. *Vestnik Vladikavkazskogo nauchnogo tsentra*. V. 6. № 1. P. 28–32. (in Russ.)
- Vaskov I.M. (2016). Catastrophic collapses: origin and prognosis (Katastroficheskie obvaly: proiskhozhdenie i prognoz). Vladikavkaz: LLC NPKP “MAVR” (Publ.). 370 p. (in Russ.)
- Wang J., Cui P., Wang H. et al. (2022). Novel Approach to Estimating Glacial Moraine Reserves in the Parlung Tsangpo Basin. *Front. Earth Sci.* V. 10. 853089.
<http://dx.doi.org/10.3389/feart.2022.853089>
- Wang S., Yang Y., Gong W. et al. (2021). Reason Analysis of the Jiwenco Glacial Lake Outburst Flood (GLOF) and Potential Hazard on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Remote Sens.* V. 13 (16). 3114.
<https://doi.org/10.3390/rs13163114>
- Watanabe T., Nakamura N. (2004). Active landslides on the lateral moraines in the Kanchanjunga Conservation Area, eastern Nepal Himalaya. *Himalayan J. Health Sci.* V. 2. Iss. 4 (Special Issue). P. 273.
<http://dx.doi.org/10.3126/hjs.v2i4.946>
- Woerkom T., Steiner J.F., Kraaijenbrink P.D.A. et al. (2019). Sediment supply from lateral moraines to a debris-covered glacier in the Himalaya. *Earth Surf. Dynam.* № 7. P. 411–427.
<https://doi.org/10.5194/esurf-7-411-2019>
- Zheng G., Mergili M., Emmer A. et al. (2021). The 2020 glacial lake outburst flood at Jinwuco, Tibet: causes, impacts, and implications for hazard and risk assessment. *The Cryosphere*. V. 15. № 7. P. 3159–3180.
<https://doi.org/10.5194/tc-15-3159-2021>

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ БЕСТЯХСКОЙ ТЕРРАСЫ р. ЛЕНЫ (УСТЬ-БУОТАМСКОЕ ОБНАЖЕНИЕ)[#]

© 2024 г. А. Н. Васильева^{1,2,*}, А. А. Галанин¹, В. М. Лыткин¹,
Г. И. Шапошников¹, М. С. Рожина¹, Р. Н. Курбанов^{2,3}

¹Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

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

*E-mail: angievasilieva@gmail.com

Поступила в редакцию 17.10.2023 г.

После доработки 05.07.2024 г.

Принята к публикации 19.07.2024 г.

Строение долины реки Лены отражает важнейшие события четвертичной истории Северо-Восточной Сибири, однако проблемы генезиса и возраста ключевых элементов ее долины остаются нерешенными до настоящего времени. В статье приведены результаты литолого-фациальных исследований и абсолютного датирования обнажения Усть-Буотамы, вскрывающего строение четвертой (бестяхской) надпойменной аккумулятивной террасы в среднем течении р. Лены. В строении обнажения выделены 3 разновозрастные пачки: в интервале глубин 120–85 м от поверхности – озерные и аллювиальные отложения, соотносимые со среднеплейстоценовой мавринской свитой Центральной Якутии; 85–23 м – эоловые отложения дьолкуминской свиты позднеплейстоценового возраста; 23–0 м – эоловые отложения позднеголоценовой дюны. Для разреза впервые выполнено люминесцентное датирование и получены даты по кварцу и калиевым полевым шпатам. Возрастные соотношения и стандартные тесты показали надежность полученной хронологии. Отложения мавринской свиты формировались не позднее 300 тыс. л. н., при этом стратиграфическое положение свиты позволяет предварительно коррелировать этап ее формирования с тобольским временем среднего плейстоцена (МИС 11–9). Осадки дьолкуминской свиты формировались с конца МИС 3 (29–30 тыс. л. н.) до конца МИС 2 (14.7 тыс. л. н.), отражая этап широкого развития эоловых процессов в Центральной Якутии. В это время произошло максимальное распространение песчаных дюнных массивов и покровов. Кратковременные периоды стабилизации эолового рельефа выражены в разрезе в виде слабо развитых палеопочв. Позднеголоценовая дюна, представляющая верхнюю часть разреза, формировалась в последние ~400 лет. Новые данные также указывают на то, что бестяхская терраса является не речной террасой в классическом понимании, а сохранившейся частью сложной дефляционно-аккумулятивной равнины. Основная часть толщи отложений, образующей террасу, формировалась в субаэральных условиях, в холодных и сухих обстановках финального плейстоцена.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, голоцен, геохронология, речные террасы, Северо-Восточная Сибирь, Якутия

DOI: 10.31857/S2949178924030052, EDN: PLRIBK

1. ВВЕДЕНИЕ

Северо-Восточная Сибирь – значительный по размерам, географическому разнообразию регион, палеогеографическая история которого до сих пор исследована слабо. Наиболее ярким

геоморфологическим объектом региона, запечатлевшим основные события развития рельефа и четвертичных отложений, является р. Лена. Дискуссия о количестве, возрасте и генезисе террас р. Лены ведется уже более полувека. В первой схеме геоморфологического районирования Центральной Якутской равнины (Зольников, Попова, 1957) были выделены три геоморфологические области: 1) древняя, сильно расчлененная денудационная равнина, 2) древняя аллювиальная равнина четвертичного возраста и 3) современные долины рек. В работе П.А. Соловьева (1959) вы-

¹Ссылка для цитирования: Васильева А.Н., Галанин А.А., Лыткин В.М. и др. (2024) Новые данные о строении и возрасте бестяхской террасы р. Лены (Усть-Буотамское обнажение). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 3. С. 90–108. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030052>; <https://elibrary.ru/PLRIBK>

делена лестница из 11 террас, разделенная на три уровня: 1) низкие аккумулятивные террасы: пойменная (относительной высотой до 8–10 м), якутская (14–17 м) и сергеляхская (18–22 м); 2) средневысотные аккумулятивно-эрозионные террасы: кердёмская (26–36 м), бестяхская (56–78 м), тунгюлюнская псевдотерраса (66–98 м), абалахская (116–134 м), маганская (156–176 м); 3) высокие эрозионные террасы: эмильская (194–212 м), киренская (250–270 м), верхоленская (300–325 м). По мнению П.А. Соловьева (1959), эти формы рельефа разнородны и делятся на три типа: типичные речные террасы, аллювиальные и денудационные равнины. С.С. Коржувым (1977) в долине Лены выделены 8 разновозрастных террас в интервале от 3 до 200 м от уреза воды. В работе Е.М. Катарсонова и М.С. Иванова (1973) подробно описан ряд опорных плейстоценовых обнажений в долине среднего течения р. Лены. Позднее М.С. Иванов (1984) выделил пойму и 5 надпойменных террас: якутскую (8–10 м), сергеляхскую (12–14 м), кердёмскую (15–25 м), бестяхскую (45–75 м) и тунгюлюнскую (65–100 м), а также абалахскую денудационно-аккумулятивную равнину (115–135 м).

В последние годы предложены новые схемы геоморфологического строения долины Лены. Так, сергеляхская и якутская террасы объединены в один уровень, другой уровень — дьолкуминский террасовидный, помещен между кердёмской и бестяхской террасами (Спектор, Спектор, 2002). Детальные морфометрические исследования позволяют усомниться в предлагаемых в классических работах высотах и наличии четких границ между тунгюлюнской, бестяхской и кердёмской террасами (Правкин и др., 2018). Данные авторы пришли к выводу об относительной молодости речных террас в среднем течении долины Лены.

М.С. Иванов (1984) объясняет значительное снижение высоты бестяхской и кердёмской террас от устья р. Буотама до устья р. Алдан результатом тектонического погружения, которое проявляется в снижении к северу отметок подошвы четвертичных отложений. К таким же выводам пришел А.А. Галанин (2021), указав, что максимальная высота бестяхской террасы (90–120 м) и мощность слагающих ее песков дьолкуминской свиты (70–80 м) наблюдаются в Усть-Буотамском обнажении в 120 км южнее г. Якутск. В северном направлении около г. Нижний Бестях ее высота снижается до 40–60 м, еще в 100 км севернее в обнажении Песчаная гора — до 25 м (кердёмская терраса), а на 60-километровом участке до устья р. Алдан данная поверхность снижается до высоты 12–18 м и именуется первой надпойменной террасой (Галанин, 2021).

Современные данные указывают на то, что выделенные террасовые уровни не являются нормальными аллювиальными (цикловыми) террасами, в которых последний завершающий цикл осадконакопления зафиксирован пойменной фацией аллювия. Эти ступени рельефа являются полигенетическими поверхностями выравнивания (денудационно-аккумулятивными равнинами), относительная высота которых и особенности рельефа связаны не с эрозионно-аккумулятивными циклами или направленным врезанием р. Лены, а с субаэральным осадконакоплением и дефляцией, господствовавшими здесь на протяжении большей части среднего и позднего плейстоцена¹ (Галанин, 2021).

Дискуссионными остаются вопросы генезиса и возраста двух наиболее выраженных ленских террас, бестяхской и кердёмской, в строении которых в разном объеме принимают участие четыре основные свиты (бестяхская, огдогунская, мавринская и дьолкуминская). Бестяхская свита была выделена Г.Ф. Лунгерсгаузен (1961) и описана как базальный аллювий: слабоохристые гравийно-галечно-песчаные отложения мощностью 2–5 м. Возраст свиты соотносится с тобольским временем (МИС 11-9) среднего плейстоцена (Камалетдинов, Минюк, 1991). Абсолютных дат для свиты в настоящее время не получено. Огдогунская свита была впервые выделена В.А. Камалетдиновым и П.С. Минюком (1991) в пределах Буотамо-Синского геоморфологического района в обнажениях Усть-Буотама и Диринг-Юрях. Толща залегает на эродированных слоях бестяхской свиты и перекрывается осадками мавринской свиты без существенного перерыва. По мнению указанных авторов, формирование отложений связано с делювиальным сносом со склонов и выносом обломочного материала в процессе врезания мелких правобережных притоков в долину р. Лены, в результате чего вдоль правого ее берега на некоторых участках сформировался делювиально-пролювиальный шлейф, мощностью до 17–20 м. На основе остатков фауны млекопитающих и радиометрических данных, время формирования огдогунской свиты ограничено самаровским этапом среднего плейстоцена (МИС 8, Камалетдинов, Минюк, 1991).

Мавринская свита впервые установлена В.В. Колпаковым (1966) в нижнем, а затем и в среднем течении р. Лены. Свита сложена монотонным переслаиванием песков, супесей и суглинков с редкими линзами гравия, мелких моллюсков.

¹Здесь и далее используются стратиграфические подразделения международной стратиграфической шкалы четвертичного периода (Cohen, Gibbard, 2019).

В пределах среднего течения р. Лены осадки мавринской свиты залегают с размывом на бестяхской свите и только в обнажениях Усть-Буотама и Диринг-Юрях — на огдогунской свите. Свита формировалась в условиях холодного и сухого климата. Происхождение и возраст мавринской свиты до сих пор остаются дискуссионными. Согласно классическим представлениям (Колпаков, 1966; 1983), формирование мавринской свиты происходило в результате блокирования р. Лены верхоянскими ледниками с образованием ледниково-подпрудного палеоводоёма. Генезис отложений был определен, как озерно-аллювиальный, а возраст — с ширтинского времени среднего плейстоцена по казанцевское время позднего плейстоцена — МИС 7-5 (Колпаков, 1983). В.А. Камалетдинов и П.С. Минюк (1991) на основе выделенных единичных палиноспектров в отложениях соотнесли возраст свиты с ширтинским и тазовским временем среднего плейстоцена (МИС 7-6). Указанные авторы считают, что отложения мавринской свиты полностью соответствуют широко развитому на европейской территории России среднеплейстоценовому перигляциальному аллювию. А.А. Галанин (2021) провел комплексное изучение обнажения Песчаная Гора и на основе текстурного анализа определил аллювиальное происхождение отложений мавринской свиты. В результате изучения геоморфологической позиции отложений мавринской свиты, а также ознакомления с фациальными описаниями предшественников и сопоставления их с аналогичными образованиями Сибирского региона, М.В. Михаревич с соавторами (2021) предполагают субаэральный генезис мавринской свиты. По данным палеокарпологического анализа отложений Усть-Буотамского обнажения (Михаревич и др., 2023), в мавринской свите присутствуют комплексы семян тундровых растений, без гидрофитов, что подтверждает субаэральное происхождение толщи. В 2021 г. С.А. Кузьминой (устное сообщение) было выполнено изучение состава ископаемых насекомых и беспозвоночных мавринской свиты, также указывающее на субаэральный генезис свиты с частичным водным переотложением отдельных подфаций.

Эоловые отложения дьолкуминской свиты, выделенные В.В. Колпаковым (1983), занимают до 30% площади отдельных районов Центральной Якутии (Куть, 2015). Свита состоит из хорошо сортированных диагонально и перекрестно-слоистых светлых песков мощностью до 20 м. На основании значительного количества радиоуглеродных и OSL дат возраст отложений отнесен к сартанскому времени позднего плейстоцена — МИС 2 (Галанин и др., 2018; Галанин, Павлова, 2019; Галанин, 2021).

Изредка поверхности террас покрыты современными (незакрепленными) дюнами высотой до 30 м (например, Ленская дюна). Размеры самого большого незакрепленного дюнного массива Самыс-Кумага высотой около 80 м, расположенного в южной части бестяхской террасы, достигают 1 км в ширину и 3 км в длину (Галанин, 2021).

Наиболее высокие террасы р. Лены (тунгюлюнская, табагинская, а также абалахская равнины) имеют принципиально иное строение. В отличие от бестяхской и кердёмской террас, их поверхность покрыта плащом тонкослоистых суглинистых отложений мощностью от 10–15 до 60 м, причем мощность покровов увеличивается от тальвега долины в сторону водораздела. К настоящему времени единого мнения о генезисе данных покровных отложений не существует.

Таким образом, в настоящее время строение, генезис и возраст речных террас Лены представляет дискуссионную проблему, в связи с чем имеется острая необходимость в выполнении детальных седиментологических и стратиграфических исследований, получении новых данных об абсолютном возрасте отложений, слагающих террасы. Для поиска ответов на некоторые спорные вопросы истории долины р. Лены нами выполнена характеристика строения и абсолютное датирование методом оптически стимулированной люминесценции (OSL) четвертичных отложений одного из наиболее значимых и известных разрезов среднего течения р. Лены — Усть-Буотамского обнажения.

2. ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Усть-Буотамское обнажение (61.2321° с.ш., 128.6020° в.д.) расположено на правом берегу р. Лены в 130 км выше г. Якутск и является одним из наиболее мощных обнажений четвертой (бестяхской) надпойменной аккумулятивной террасы. Максимальная высота обнажения вместе с незакрепленной дюной составляет около 120 м, а протяженность более 2.5 км.

Бестяхская терраса протягивается на более чем 300-километровом отрезке долины р. Лены — от местности Ленские столбы до устья р. Алдан (рис. 1). На данном отрезке река протекает по двум геоморфологическим районам: Буотамо-Синскому и Приякутскому, которые отличаются как по характеру долины, так и по составу отложений бестяхской террасы (Камалетдинов, Минюк, 1991).

В пределах Буотамо-Синского геоморфологического района долина р. Лены выработана в карбонатных породах кембрия и имеет ширину 30–40 км. Бестяхская терраса в виде изолированных уступов высотой 85–100 м и максимальной шириной до 3 км прослеживается от устья р. Эчи-

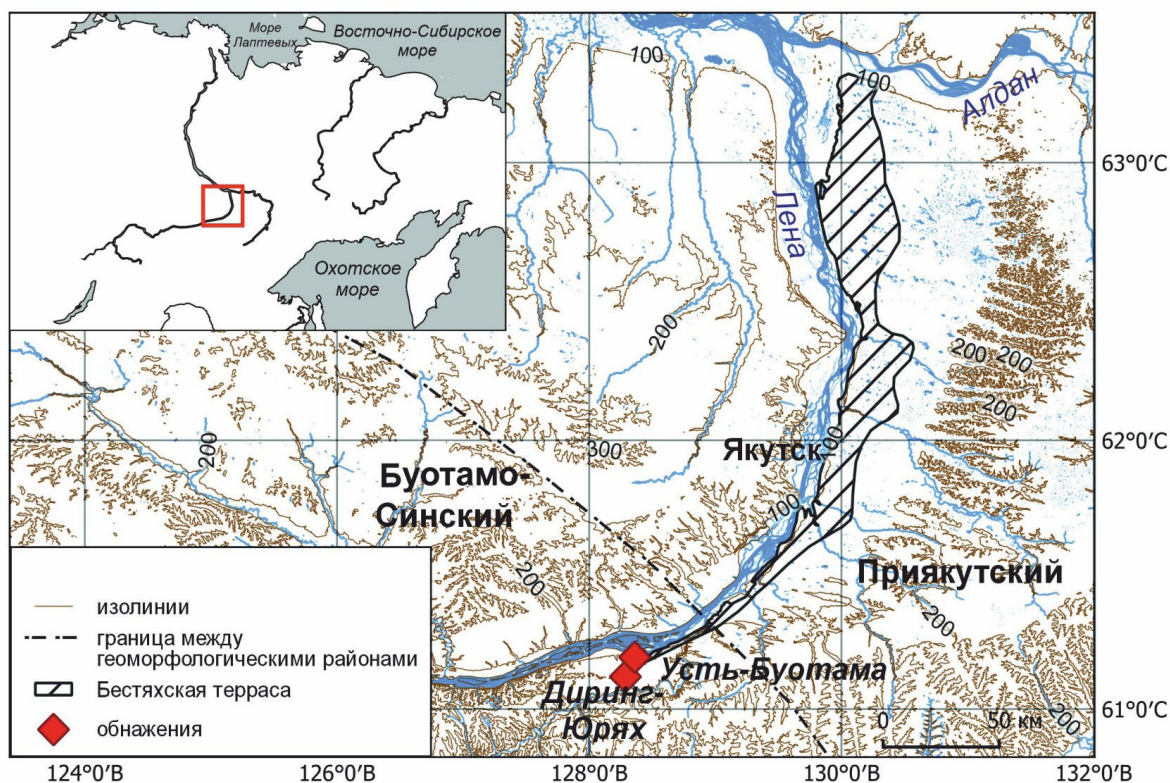


Рис. 1. Расположение и общий вид разреза Усть-Буотамы.

Fig. 1. Location and general view of the Ust-Buotama outcrop.

те до устья р. Буотама. Терраса причленяется к высоким (от 80 до 105 м по высоте цоколя) террасам верхнеплиоценового и эоплейстоценового возраста (Камалетдинов, Минюк, 1991). Здесь в разрезе бестяхской террасы выделяются отложения бестяхской, огдогунской и мавринской свит, которые были детально изучены в обнажениях Диринг-Юрях (см. обзор в работе Lukyancheva et al., 2024) и Усть-Буотама (см. ниже).

В Приякутском геоморфологическом районе р. Лена врезается в терригенные, в основном песчаные, отложения юры, мела, палеогена и неогена, ширина долины составляет 200–280 км. Бестяхская терраса расположена вдоль правого берега реки и вложена в комплекс позднеплиоцен-раннеплейстоценовых террас, погребенных под плащом позднеплейстоценовых покровных образований. В северо-восточном направлении на протяжении 120 км терраса расширяется, а ее высота постепенно уменьшается к северу. Максимальная ширина (10–15 км) террасы отмечается на участке долины р. Суола, при этом ее высота здесь понижается до 40–50 м (обнажение у пос. Нижний Бестях). Далее на 90-километровом участке вниз по течению высота террасы уменьшается до 20–25 м (обнажение Песчаная Гора) и именуется кердёмской террасой (Иванов, 1984; Камалетдинов, Минюк, 1991), которая ниже по течению в районе Харыялахского обнажения понижается до высот 12–15 м над урезом реки. В данном районе в разрезе террасы выделяются четыре толщи, представленные снизу вверх отложениями бестяхской, мавринской, дьолкуминской свит и голоценовыми отложениями (Камалетдинов, Минюк, 1991).

Результаты изучения Усть-Буотамского обнажения опубликованы в ряде работ. М.Н. Алексеев и др. (1990) в строении разреза сверху вниз выделили: 1) эоловый песок, который соотнесен с верхним плейстоценом; 2) озерно-аллювиальный песок, возраст которого на основе остатков фауны млекопитающих (*Mammuthus* sp., *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Bison priscus* Boj., *Ovis nivicola* Esch., *Rangifer tarandus* L) определен, как вторая половина среднего-начало позднего плейстоцена; 3) аллювий бестяхской свиты, где было выделено два палинокомплекс, соотносимых с первой половиной среднего плейстоцена. С.А. Правкин и др. (2018) в пределах обнажения Усть-Буотама, в 8 м ниже бровки, вскрыли пески кварцевые, серовато-желтые, мелко- и среднезернистые, которые переслаиваются между собой. Для песков была установлена массивная криотекстура. На основе геологического и геоморфологического изучения ключевых обнажений бестяхской террасы, авторы

пришли к выводу, что слагающие ее отложения имеют позднеплейстоценовый возраст. Построенная авторами карта эрозионного расчленения бестяхской террасы, по их мнению, указывает на ее молодой возраст по сравнению с окружающими склонами. Первые результаты с обоснованием надежности люминесцентных дат для разреза Усть-Буотама были представлены в статье Vasilieva et al. (2024).

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения Усть-Буотамского обнажения были использованы методы фациального анализа и стратиграфии, которые включают в себя геоморфологическое обследование, поиск, зачистку и описание обнажений, изучение литологии, седиментационных и криогенных структур, отбор проб на радиоуглеродное и OSL датирование. В пределах обнажения в ходе работ 2020 г. под руководством А.А. Галанина была заложена серия разрезов. Зачистка обнажения проводилась стандартным методом — от дневной поверхности до уреза воды была выполнена ступенчатая траншея; проведено подробное описание структуры и фациального состава отложений, фото- и видеодокументация, опробование на различные виды анализов.

Седиментологический анализ отложений проводился с учетом современных представлений о механизмах эоловой и флювиальной седиментации в холодных регионах, которые были детально рассмотрены в ряде работ (Hunter, 1977; Галанин, 2021).

Абсолютный возраст отложений изучен радиоуглеродным (3 образца) и люминесцентным методами (9 образцов). Радиоуглеродное датирование проводилось в радиоуглеродной лаборатории ИМЗ СО РАН методом жидкостной сцинтилляции (Ковалюх, Скрипкин, 2007) на ультранизкофоновом спектрометре-радиометре Quantulus 1220. Подготовка образцов к сцинтилляционному счету проводилась путем спекания угля и лития (карбид лития), дальнейшего гидролиза и получения бензола каталитическим путем. Для образцов весом менее 4 грамм и рассеянного углерода синтез бензола выполнялся на основе технологии прямого вакуумного пиролиза с использованием специального оборудования. Калибровка ^{14}C дат проводится с использованием программы OxCal 4.4 (Reimer et al., 2020) для 95% уровня значимости.

Люминесцентное датирование выполнено методом параллельного определения возраста по зернам кварца на основе оптически стимулированной люминесценции (OSL) и калиевых полевых шпатов (КПШ) на основе инфракрасной сти-

мулированной люминесценции (ИКСЛ) (Murray et al., 2021). Образцы были отобраны в центральной части обнажения (рис. 1) из песчаных и супесчаных отложений. Отбор проб проводился в ночное время в светонепроницаемые пластиковые трубы. Предварительная пробоподготовка образцов выполнена в лаборатории люминесцентного датирования МГУ/ИГРАН. Материал для датирования был получен методом влажного ситования с отбором фракции песка 90–180 мкм. Проведена последовательная обработка полученной фракции 10% HCl, 10% H₂O₂, 10% HF, затем проведена сепарация кварцевых зерен и зерен КПШ в тяжелой жидкости (поливольфрамат калия), а также дополнительная очистка кварца в 40% HF.

Измерения эквивалентной дозы проводились в Скандинавской лаборатории люминесцентного датирования в Рисо (Дания) на ТЛ/OSL ридере Risø TLDA-20, снабженным калиброванным бета-источником. Оценка дозы кварца производилась с использованием стандартного SAR протокола (Murray, Wintle, 2000) по навеске зерен на стальных дисках (8 мм) через фильтр U-340: предварительный нагрев при температуре 260 °C на протяжении 10 с, нагрев при температуре 220 °C в течение 10 с и стимуляция синим светом при повышенной температуре 280 °C продолжительностью 40 с в конце каждого цикла SAR. Сигнал OSL кварца измерялся при температуре 125 °C в течение 40 с. Перед проведением измерений эквивалентной дозы, проверялось отсутствие вклада люминесценции КПШ (тест чистоты) и загрязненные образцы, которые не прошли тест, были повторно обработаны в 40% HF и 10% HCl.

Измерение эквивалентных доз КПШ проводилось с использованием аликвот на стальных дисках (2 мм) по протоколу ИКСЛ_{50, 290} SAR: сначала выполнялся предварительный нагрев при температуре 320 °C на протяжении 60 секунд, далее — стимуляция инфракрасным светом на протяжении 200 секунд при двух температурах: сначала 50 °C (сигнал ИК₅₀), затем 290 °C (сигнал ИКСЛ₂₉₀). Поправок на возможность аномального затухания сигнала не вносилось ввиду высокой стабильности люминесценции ИКСЛ₂₉₀ (Thiel et al., 2011; Buylaert et al., 2012).

Определение концентрации радионуклидов для расчета скорости накопления дозы выполнено на высокоточном гамма-спектрометре с особо чистым германием. Образцы были высушены при температуре 110 °C на протяжении 24 ч, затем прокалены при температуре 450 °C в течение 24 ч. После образцы были измельчены до состояния пыли, а затем смешаны с высоковязким воском, результаты чего получены чашки необходимой геометрии.

Воск предотвращает потерю газообразного ²²²Rn. Измерения на спектрометре проводились в течение 24 ч, затем по результатам анализа кривой распадов по стандартной методике рассчитано содержание радионуклидов (Murray et al., 1987). Полученные концентрации ²³⁸U, ²²⁶Ra, ²³²Th и ⁴⁰Ka были конвертированы в мощности доз в соответствии с Guerin et al. (2012), предположении о потере ²²²Rn на 20±10% в полевых условиях и учете вклада космогенного излучения.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

4.1. Строение Усть-Буотамского обнажения

В естественном обнажении Усть-Буотамы, вскрывающем строение бестяхской надпойменной террасы р. Лены сверху вниз выделено (рис. 2):

I. Пачка UB-1 (0–23 м).

Слой UB-1a (0–20 м): песок желтый мелкозернистый, кварцевый. В пачке просматривается трансляционная слоистость восходящей ряби фации наветренного склона дюны, падающая в юго-восточном направлении (аз. 155°) под углом 30°. Текстура — слойчатость восходящей ряби, слойки которой наклонены в направлении эолового переноса и параллельны друг другу. В связи с тем, что слоистость эоловой ряби, как правило, отличается от ряби аквальной, Р.Е. Хантер (Hunter, 1977) предложил термин “трансляционная слоистость восходящей ряби”. Данный термин означает то, что новый материал, транспортируемый ветром, откладывается на наветренном склоне дюны на нижележащую эоловую рябь, повторяя (транслируя) форму нижележащих слоев. Кровля пачки выходит на дневную поверхность в виде незакрепленной накидной (Ленской) дюны. Подошва резкая, четкая.

Слой UB-1b (20–23 м): песок белый, слегка желтоватый, мелко- и среднезернистый. Косая слоистость. В подошве слой с фрагментами палеопочвы, насыщенной углями. Кровля маркируется слабо развитой почвой с многочисленными включениями древесного угля. К ней приурочены корневые системы многочисленных вертикально погребенных деревьев (сосна), а также гумифицированные корневища полыни, толщиной до 5–6 см. В подошве слоя наблюдаются признаки палеопочвы, насыщенной древесным углем, а также единичные вертикально погребенные сухие стволы сосны, толщиной до 10–15 см.

II. Пачка UB-2 (23–85 м).

Слой UB-2a (23–40 м): песок белый, слегка желтоватый, мелко- и среднезернистый. Характерна пологая, субгоризонтальная слоистость отложений, по Hunter (1977).

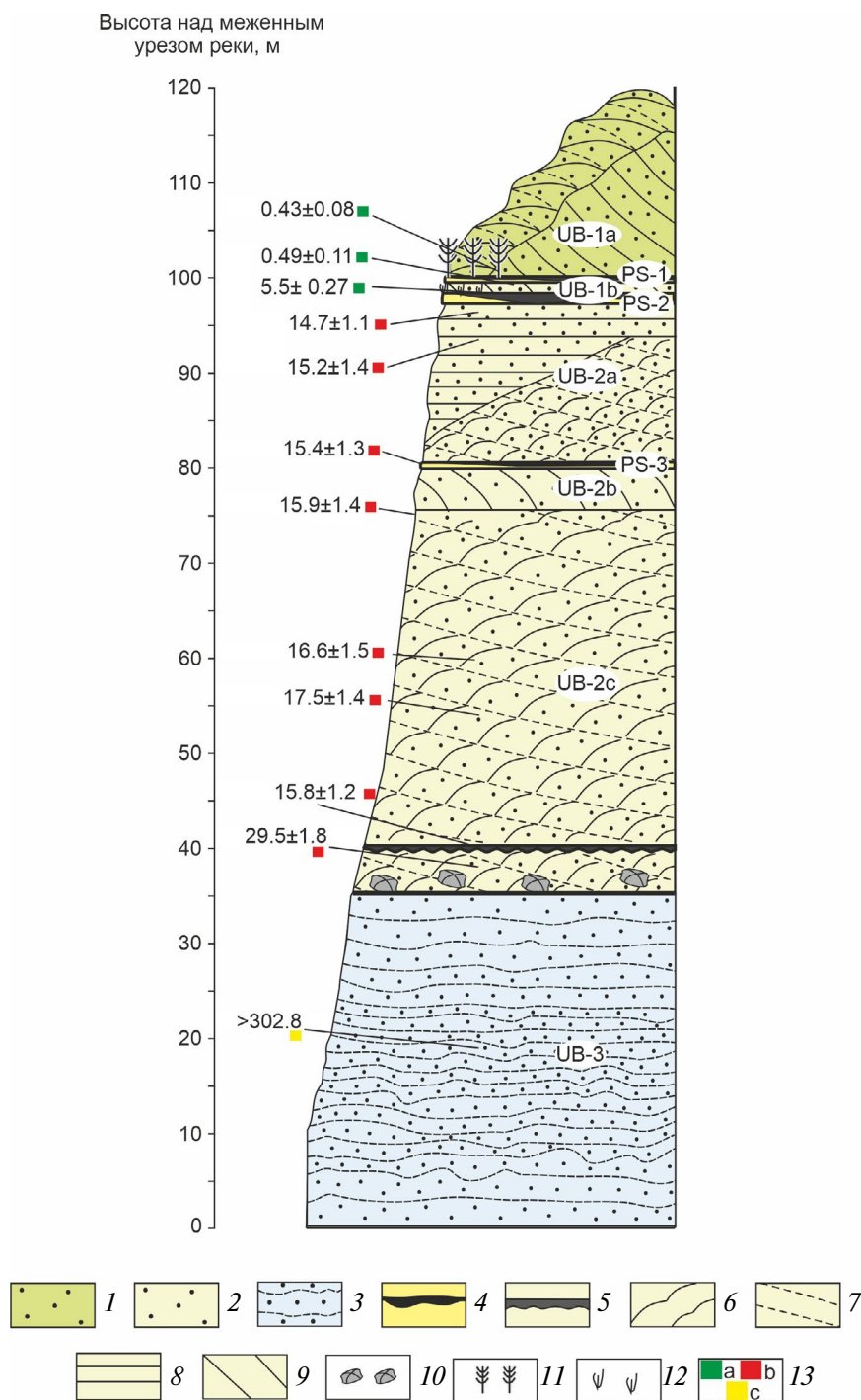


Рис. 2. Строение Усть-Буотамского обнажения.

1 – эоловые голоценовые отложения; 2 – дюнные отложения дьолкуминской свиты; 3 – озерные и аллювиальные отложения мавринской свиты; 4 – палеопочвы; 5 – озерные отложения. Цветом обозначен генезис отложений. Структура и текстура отложений: 6 – трансляционная слоистость восходящей ряби; 7 – слоистость восходящей ряби; 8 – пологая субгоризонтальная слоистость; 9 – слоистость осыпания; 10 – ветрогранники; 11 – погребенные стволы деревьев; 12 – погребенная древовидная полынь; 13 – места отбора проб и даты (a – калиброванные радиоуглеродные, тыс. кал. л. н.; b – OSL по кварцу, тыс. л.; c – ИКСЛ по КПШ, тыс. л.).

Fig. 2. Structure of the Ust'-Buotama outcrop.

1 – eolian Holocene formation; 2 – D'olkuma eolian formation; 3 – Mavrinka lacustrine-alluvial formation; 4 – palaeosoils; 5 – lacustrine formation. Colors indicate the genesis of deposits. Structure and texture: 6 – translantent climbing ripple stratification; 7 – climbing ripple lamination; 8 – planebed stratification; 9 – grain-fall cross stratification; 10 – ventifacts; 11 – buried trees; 12 – buried wormwood; 13 – dates and sampling locations (a – radiocarbon, cal ka BP; b – OSL, ka; c – IRSL, ka).

Слой UB-2b (40–45 м): песок желтовато-серый, мелко- и среднезернистый. Просматриваются транслационная слоистость и слойчатость восходящей ряби. Кровля и подошва слоя – резкие, срезаны поверхностями дефляции.

Слой UB-2с (45–85 м): песок белый с желтым оттенком, мелкозернистый. Наблюдается транслационная слоистость восходящей ряби фации наветренного склона дюны, падающая в юго-восточном направлении (аз. пад. 130°) под углом 45°, что совпадает с ориентировкой дюн на поверхности примыкающей террасы и противоположно современному течению р. Лены. Текстура косая. На высоте 35–40 м в слое найдены следы погребенного озера в виде темно-серых глин, мощностью 3–5 см с раковинами моллюсков. Подошва слоя неясная, нечеткая. Отложения пачки UB-2 отнесены к дьолкуминской свите.

III. Пачка UB-3 (85–120 м).

Тонкое переслаивание прослоев пылеватой супеси и легкого суглинка от темно-серого до сизого цвета с признаками оглеения. Слоистость отложений волнистая; слойчатость тонкопараллельная, местами неясная. Подошва пачки расположена ниже современного уреза р. Лены, кровля пологая, погружается вдоль обнажения с запада на восток от 35 до 10 м над урезом реки. Вблизи кровли в отложениях присутствуют прослой гравия и мелкой гальки кварцитов и известняков. Некоторые обломки имеют признаки ветровой огранки (ветрогранники). Пачка отнесена к мавринской свите.

Таким образом, в строении Усть-Буотамского обнажения, вскрытом в пределах четвертой надпойменной террасы р. Лены, выделяются три пач-

ки отложений различного генезиса. Пачка UB-3 в основании вскрытой толщи представлена озерными и аллювиальными отложениями пойменной фации, которая по особенностям строения и характеру залегания была отнесена к распространенной в регионе мавринской свите. Вторая пачка, включающая слои UB-2a, UB-2b, UB-2с представлена дьолкуминской свитой. Характерная особенность – наличие слоев, отделенных друг от друга несогласиями, соотносимыми с дефляционными поверхностями. Данные слои формировались в условиях ветрового воздействия различных направлений и силы. Третья пачка UB-1 (UB-1a и UB-1b) сложена голоценовыми эоловыми покровами.

4.2. Результаты датирования

Для отложений Усть-Буотамского обнажения получено 9 люминесцентных (табл. 1, 2) и 3 радиоуглеродные даты (табл. 3).

Скорость накопления дозы. Концентрации радионуклидов и мощности сухих бета и гамма доз представлены в табл. 1. Концентрации радионуклидов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в целом мало меняются по разрезу: в среднем, содержание ^{226}Ra составляет 9–30 Бк.кг⁻¹, ^{232}Th варьирует в пределах 15–40 Бк.кг⁻¹. Максимальное значение отмечается в образце 208225 (^{226}Ra – 30.7±0.6 Бк.кг⁻¹, ^{232}Th – 41.4±0.6 Бк.кг⁻¹). Содержание ^{40}K в пределах обнажения достаточно высокое и мало также меняется по разрезу – 720–940 Бк.кг⁻¹. Отмечается высокое содержание радионуклидов в основании пачки UB-2, что, по-видимому, связано с наличием в слое включения гальки и гравия.

Таблица 1. Концентрация радионуклидов, мощности β- и γ-дозы

Table 1. Radionuclide concentrations β- and γ-dose rate

Лаб. номер Riso	H, м	^{238}U , Бк/кг	^{226}Ra , Бк/кг	^{232}Th , Бк/кг	^{40}K , Бк/кг	Мощность β-дозы, Гр/тыс. лет	Мощность γ-дозы, Гр/тыс. лет	$^{226}\text{Ra}/$ ^{238}U	$^{226}\text{Ra}/$ ^{232}Th	$^{40}\text{K}/$ ^{232}Th
208222	23	8±5	11.8±0.4	17.1±0.4	801±14	2.26±0.04	0.92±0.01	1.5±0.8	0.7±0.0	47±1
208223	25	19±8	9.1±0.6	17.0±0.6	790±15	2.20±0.04	0.89±0.01	0.5±0.2	0.5±0.0	46±2
218607	40	22±5	18.1±1.0	28.3±0.8	884±17	2.60±0.05	1.16±0.02	0.8±0.2	0.6±0.0	31±1
218608	45	14±4	14.5±0.6	18.4±0.5	924±12	2.60±0.04	1.05±0.02	1.1±0.3	0.8±0.0	50±2
218609	60	9±4	12.3±0.8	15.6±0.6	843±15	2.36±0.04	0.93±0.02	1.4±0.6	0.8±0.0	54±2
208226	66	13±5	12.4±0.5	17.0±0.5	771±15	2.19±0.04	0.89±0.02	0.9±0.4	0.7±0.0	45±2
218610	80	17±5	17.6±0.7	23.1±0.6	935±14	2.69±0.04	1.13±0.02	1.0±0.3	0.8±0.0	40±1
208225	82	27±7	30.7±0.6	41.4±0.6	724±15	2.42±0.04	1.27±0.03	1.1±0.3	0.7±0.0	17±0
208224	100	15±8	15.3±0.7	23.8±0.7	786±15	2.30±0.04	1.01±0.02	1.0±0.6	0.6±0.0	33±1

Таблица 2. Результаты люминесценции кварца и КПШ. Номер образца, глубина отбора, эквивалентные дозы (D_e) кварца и КПШ, общая мощность доз и возраст

Table 2. Quartz and K-feldspar luminescence results. Sample number, depth of selection, Quartz and K-feldspar equivalent doses (D_e), total dose rate, ages

Лаб. номер Risø	Номер образца	Н, м	Эквивалентная доза (Грей) и число аликвот (n _r — отклонено, n _a — принято)										Мощность дозы кварца, Грей/тыс.	Возраст, тыс. лет			Соотношения Q/F ^k	
			OSL кварц			pIRIR ₂₉₀			IR ₅₀					OSL кварц	pIRIR ₂₉₀	IR ₅₀	IR ₅₀ / OSL	pIRIR ₂₉₀ / OSL
			De (Гр)	n _r	n _a	De (Гр)	n _r	n _a	De (Гр)	n _r	n _a							
208222	445/260	23	33.6±1.7	2	20	52.9±1.0	1	5	22.9±0.9	0	6	14.7±1.1	16.4±0.8	7.1±0.4	0.5±0.0	1.1±0.1		
208223	445/4-550	25	33.8±2.5	0	20	51.9±3.4	0	6	22.8±1.3	0	6	15.2±1.4	16.4±1.3	7.2±0.5	0.5±0.1	1.1±0.1		
218607	493-20 м S3	40	41.5±2.7	0	16	54.8±0.7	1	7	26.3±0.4	0	8	15.4±1.3	15.1±0.7	7.2±0.3	0.47±0.04	0.98±0.09		
218608	493-25 м S4	45	41.3±2.9	0	16	59.9±1.5	0	8	26.2±0.9	1	7	15.9±1.4	16.9±0.9	7.4±0.4	0.47±0.05	1.06±0.11		
218609	493-40 м	60	38.9±2.8	0	16	59.4±2.1	1	7	29.7±1.0	0	8	16.6±1.5	18.0±1.0	9.0±0.5	0.54±0.06	1.09±0.11		
208226	443/180	66	38.5±2.3	1	19	54.8±2.2	0	6	26.2±0.7	0	6	17.5±1.4	17.4±1.0	8.4±0.4	0.48±0.04	1.00±0.10		
218610	493-60.2 м	80	43.0±2.4	0	16	52.4±2.1	0	8	28.1±0.7	1	7	15.8±1.2	14.3±0.8	7.7±0.4	0.49±0.04	0.90±0.09		
208225	443/80	82	78.2±2.5	1	17	106±1.7	1	7	60.6±4.0	1	7	29.5±1.8	29.4±1.4	16.9±1.3	0.57±0.06	0.99±0.08		
208224	446-3500	100	>220.0	1	5	>1000.0	0	8	>400.0	2	6	>93.3	>302.8	>121.1	нет данных			

Таблица 3. Радиоуглеродные даты в пределах Усть-Буотамского обнажения

Table 3. Radiocarbon dates from the Ust'-Buotama outcrop

Лаб. номер	Глубина от поверхности на гребне дюны / от кровли палеопочвы PS-1, м	Материал	Возраст	
			¹⁴ C, BP	калиброванный, cal BP
MP1 170	21 / 0	Корень польни	484±115	490±110
MP1 176	21 / 0	Древесина	400±80	425±80
MP1 174	23 / 2	Уголь	4800±210	5500±270

В пределах обнажения соотношение радионуклидов $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ колеблется в пределах 0.5–1.5, соотношение $^{40}\text{K}/^{232}\text{Th}$ варьирует от 17 до 54. Соотношение радионуклидов $^{226}\text{Ra}/^{232}\text{Th}$ составляет 0.5–0.8, соответственно, они выстраиваются в закономерную линию, что указывает на надежность измерений содержания радионуклидов. Скорость накопления дозы для всех образцов существенно не меняется и составляет от 2.2 до 2.7 Гр/тыс. лет.

Основная часть обнажения представлена песками, для которых характерно низкое содержание влаги (за исключением нижних слоев, служившими зонами инфильтрации подземных вод). Отмечается наличие в отложениях льда-цемента, который формирует массивную и сублимационно-контактную криотекстуру. Все это указывает на то, что с момента образования отложений пачек UB-1 и UB-2 пески находились в мерзлом состоянии, поэтому для песков нами выбрано значение влагоемкости 25%. А для отложений пачки UB-3, ввиду более тяжелого состава и более длительного нахождения в состоянии максимальной влагоемкости, нами принято значение водонасыщения равное 40%.

4.2.1. OSL датирование

Результаты люминесцентного датирования представлены в табл. 2. В рамках люминесцентного датирования проведены измерения люми-

несценции кварца и КПШ, для получения дат по обоим минералам с целью сравнения результатов и определения, степени засветки сигнала в момент осадконакопления. В сигналах OSL кварца преобладает быстрый компонент (рис. 3), а коэффициент восстановления дозы являются вполне удовлетворительными (1.04 ± 0.013 ; $n=20$). Соотношение возраста кварца и КПШ (1.06 ± 0.12) показывает, что сигналы OSL кварца, скорее всего, были достаточно обесцвечены. Измеренные дозы нанесены на график в зависимости от заданных доз (рис. 3). Измерения OSL по кварцу были проведены для всех образцов, но для образца 208224 сигнал оказался в полном насыщении.

4.2.2. ИКСЛ датирование

Типичная кривая насыщения и люминесценции ИКСЛ_{50,290} показаны на рис. 3. Эквивалентные дозы ИКСЛ_{50,290} незначительно меняются по разрезу, варьируют в пределах от 51 до 59 Грей. В образце 208225 эквивалентная доза составляет 106 Грей. Образец 208224 по сигналу ИКСЛ_{50,290} оказался в полном насыщении, доза превысила 1000 Грей, что не позволяет получить дату, лишь оценив минимальный возраст.

Возраст OSL по кварцу варьирует от 14–15 до 29–30 тыс. лет, даты изменяются в целом в правильной стратиграфической последовательности (табл. 2, рис. 2). Оценка надежности полученной

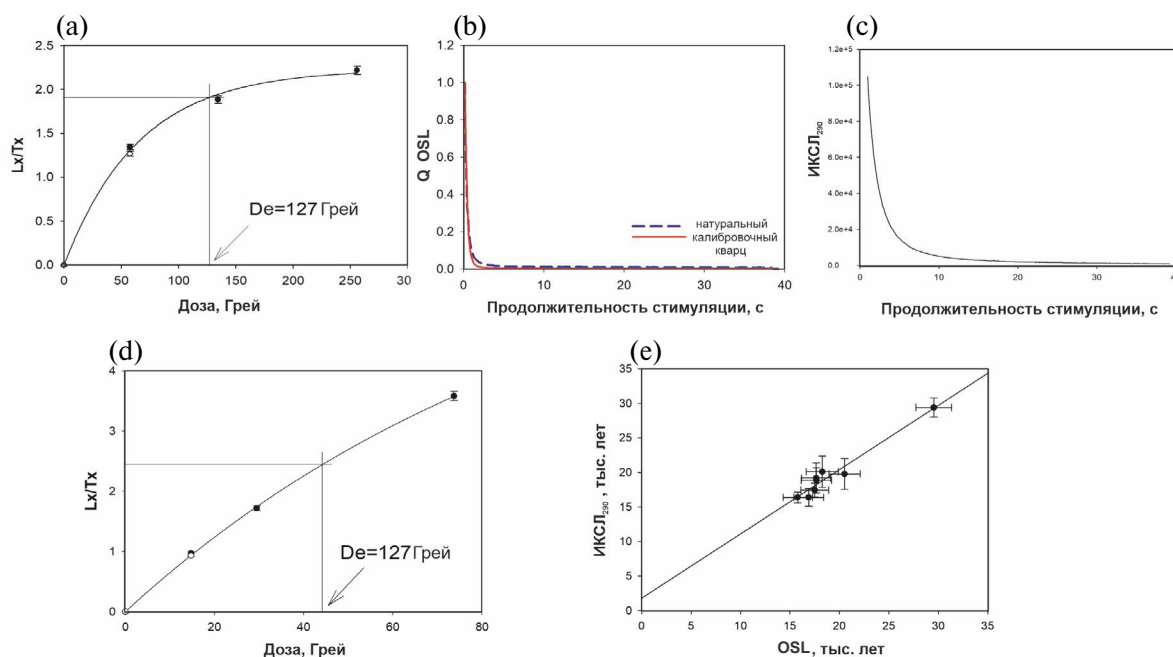


Рис. 3. Характер люминесценции на примере образца 208223: (а) — кривая насыщения OSL для кварцевых зерен; (б) — OSL кварца; (с) — люминесценция ИКСЛ₂₉₀; (д) — кривая насыщения ИКСЛ_{200,290} КПШ; (е) — соотношение дат по кварцу и КПШ.

Fig. 3. Luminescence characteristics of sample 208223: (a) — typical quartz OSL dose response curve; (b) — the natural OSL signals compared with a decay curve from Risø calibration quartz; (c) — The natural pIRIR₂₉₀ signal from 208223 sample; (d) — Typical K-feldspar grains Pirir_{200,290} dose response curve; (e) — Comparison of quartz OSL and K-rich feldspar pIRIR₂₉₀ ages.

хронологии выполнена на основе анализа соотношений дат по кварцу и КПШ (Murray et al., 2018; Kurbanov et. al., 2021). Для разреза Усть-Буотама отмечается высокая сходимость результатов по кварцу и КПШ: соотношение для обнажения — 1.01 ± 0.12 . Это указывает на достаточно полное обнуление сигнала ИКСЛ_{50,290}. Характер люминесценции кварца и КПШ, большое количество принятых аликвот, высокая сходимость дат по OSL и ИКСЛ позволяет считать полученные OSL даты валидными, а итоговую хронологию надежной. Основываясь на этих результатах, мы реконструируем этапы формирования разреза по OSL датам. Возраст пачки UB-3 может быть оценен по результатам изучения ИКСЛ_{50,290} для образца 208224.

Для слоя UB-2a на глубинах 23 и 25 м от гребня дюны были получены две OSL даты 15.2 ± 1.4 (Risø 208223) и 14.7 ± 1.1 (Risø 208222) тыс. л., которые указывают на то, что накопление отложений завершалось в МИС 2.

Из палеопочвы PS-3 в слое UB-2b на глубине 40 м была получена OSL дата 15.4 ± 1.3 (218607) тыс. л., свидетельствующая о том, что в МИС 2 был незначительный по времени период снижения активности эоловых процессов и формирования слабо развитой палеопочвы.

Из слоя UB-2c на глубинах 60, 66, 80 и 82 м были получены OSL даты 29.5 ± 1.8 (Risø 208225), 15.8 ± 1.2 (Risø 218610), 17.5 ± 1.4 (Risø 208226) и 16.6 ± 1.5 (Risø 218609) тыс. л., которые указывают, что накопление песчаных отложений началось в конце МИС 3 и продолжалось в МИС 2.

Образец из пачки UB-3 в западной части обнажения на глубине 100 м от гребня дюны показал запредельный возраст как по кварцу, так и по КПШ. По сигналу ИКСЛ_{50,290} определен возраст толщи не моложе 302.8 тыс. л. (Risø 208224).

4.2.3. Радиоуглеродное датирование

Три радиоуглеродные даты получены для верхней части разреза — в основании пачки UB-1 (табл. 3). В подошве слоя UB-1b описаны фрагменты палеопочвы с углями, из которых была получена радиоуглеродная дата 5500 ± 270 кал. л. (MPI-174). Наличие палеопочвы указывает на стабилизацию дюны и эоловое осадконакопление в условиях закрепления растительностью. К кровле слоя UB-1b приурочены вертикально погребенные деревья (сосна) вместе с корневой системой, из которых была получена радиоуглеродная дата (MPI-176) 425 ± 80 кал. л. Здесь же была получена радиоуглеродная дата по гумифицированному корневищу полыни 490 ± 110 кал. л. (MPI-171).

4.3. Генезис отложений

Пачка UB-1 (0–23 м). В слое UB-1a (0–20 м) установлена трансляционная слоистость восхо-

дящей ряби фации наветренного склона дюны, падающая в юго-восточном направлении и слойчатость восходящей ряби (рис. 4, (a)). Данный тип текстуры — характерен исключительно для дюнных фаций эоловых отложений (Hunter, 1977). Образование текстуры связано с процессами интенсивной эоловой аккумуляции на наветренном склоне дюн, покрытых эоловой рябью: в результате перемещения ряби вверх по склону путем наведения тонких параллельных слоев на подветренные участки ряби. В результате формируется слойчатость восходящей ряби, слойки которой параллельны друг другу и падают в направлении эолового переноса. Толщина прослоев равна 0.5–3.0 мм, угол падения варьирует от 2–3 до 10–15°. Границы слоев подчеркнуты напылением из тяжелых минералов, в основном магнетита. Вместе с эоловой рябью, поверхность седиментации так же непрерывно перемещается вверх, образуя, таким образом, тонкие трансляционные прослои (Hunter, 1977).

Для слоя UB-1b (20–23 м) характерны слоистость осыпания фации подветренного осыпного склона дюны (рис. 4, (b)) и слойчатость осыпания (Hunter, 1977). Данный тип текстур соответствует фации подветренного склона параболических дюн. Его формирование происходит в результате систематического скатывания зерен песка и откладывания их на подветренном склоне дюны. Скатившиеся зерна образуют тонкую и едва заметную слойчатость. Для слоя характерно наличие палеопочв: в кровле слоя отмечается слабо развитая палеопочва PS-1, мощностью от 1 до 3 см, выраженная в виде незначительного гумусирования. В основании слоя выделена палеопочва PS-2, характеризующаяся незначительным содержанием гумуса и присутствием яркого прослоя, насыщенного углем — свидетельства сильного пожара. Наличие палеопочв указывает на этапы снижения эоловой активности и закрепление дюнных массивов растительным покровом.

Пачка UB-2 (23–85 м). Для слоя UB-2a (23–40 м) характерна пологая, субгоризонтальная слоистость и горизонтальная слойчатость отложений (рис. 4, (c)). Пологая субгоризонтальная слоистость формируется в условиях, когда аккумуляция происходила медленно, здесь эоловая рябь не формировалась.

Для слоя UB-2b (40–45 м) характерна трансляционная слоистость восходящей ряби. Кровля слоя представлена слабо развитой палеопочвой (PS-3), что также указывает на снижение эоловой активности и закрепление отложений растительным покровом.

Слой UB-2c (45–85 м) представлен трансляционной слоистостью восходящей ряби фации

наветренного склона дюны, падающей в юго-восточном направлении, что совпадает с ориентировкой дюн на поверхности примыкающей террасы и противоположно современному течению Лены. Данный тип текстур указывает на то, что здесь происходила активная эоловая аккумуляция. На интенсивные эоловые процессы, помимо текстур, указывает также значительная переработка кровли нижележащей мавринской свиты и образование ветрогранников в основании слоя. На глу-

бине 80–85 м были обнаружены линзы глин и алевритов с раковинами моллюсков (рис. 4, (f)), которые свидетельствуют о существовании небольшого озера, возможно в межрядовом понижении. Этот факт указывает на кратковременное снижение эоловой активности и увеличение количества атмосферных осадков.

Слои UB-2a – UB-2c представлены хорошо сортированными светлыми песками, общей мощностью 65 м. Для всей этой значительной по

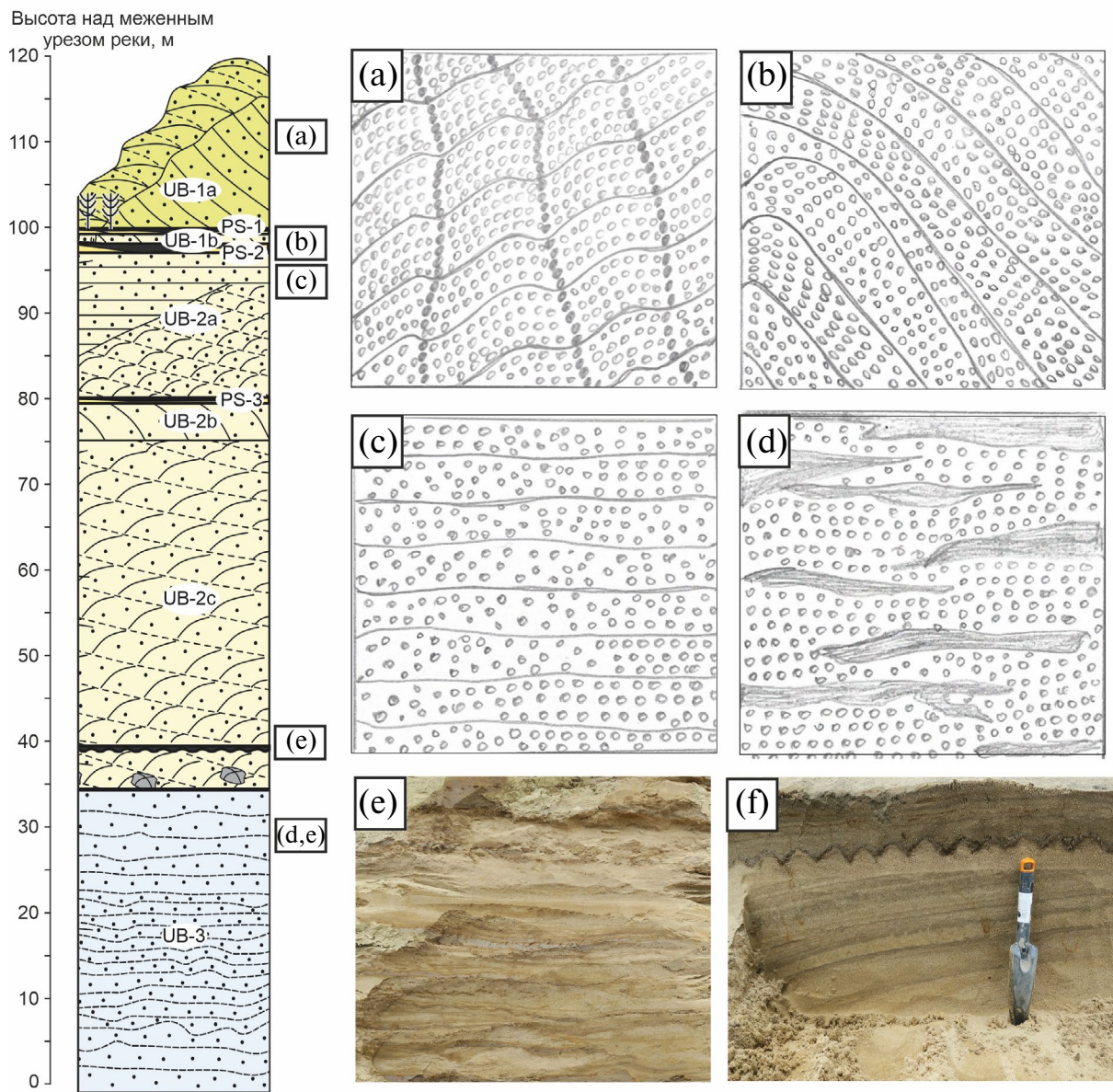


Рис. 4. Разновидности текстур отложений в Усть-Буотамском обнажении: (a) – трансляционная слоистость и слоистость восходящей ряби; (b) – слоистость осыпания; (c) – пологая субгоризонтальная слоистость; (d, e) – мавринская свита с волнистой тонкопараллельной слоистостью; (f) – отложения погребенного озера с раковинами моллюсков.

Fig. 4. Textural features of deposits in the Ust'-Buotama outcrop: (a) – translent climbing ripple stratification and lamination; (b) – grain fall stratification; (c) – planebed stratification; (d, e) – Mavrinka formation with wavy thinly parallel stratification; (f) – remains of a buried lake in sandy deposits with mollusk shells.

мощности толщи характерна перекрестная макро-слоистость, согласно типизации (Hunter, 1977), — крупные слои мощностью от 1 до 6–10 м, отделенные друг от друга поверхностями дефляции. В пределах каждого слоя наблюдается определенная текстура, характер кровли и подошвы. Каждый слой представляет собой фрагмент ископаемой дюны. Пачка сложена фрагментами трех таких древних дюн. Периоды дефляции и аккумуляции, вероятно, чередовались с периодами затухания эоловых процессов и закрепления рельефа растительным покровом.

Пачка UB-2 отнесена нами к дьолкуминской свите.

Пачка UB-3 (85–120 м) сложена монотонным переслаиванием песков, супесей и суглинков (рис. 4, (d, e)). В кровле обнаружены прослои гравия и мелкой гальки кварцитов и известняков. Волнистая слоистость, тонкопараллельная, местами неясная слойчатость отложений указывают на озерный и аллювиальный генезис. Строение пачки

позволяет уверенно коррелировать ее с мавринской свитой.

4.4. Строение и возраст палеопочв

В пределах обнажения Усть-Буотама выделено 3 уровня почвообразования (рис. 5, (a)). В кровле слоя UB-1b установлена слаборазвитая почва PS-1 (рис. 5, (b)) с включениями древесного угля. Почва образована тонким переслаиванием среднезернистого песка и темной гумусированной супеси. Характерны примазки гумуса.

Палеопочва PS-2 находится в пределах подошвы слоя UB-1b (рис. 5, (c)). Отложения представлены супесью и тонкозернистым песком. Наблюдаются включения отбеленных и охристых кварцевых песков, примазки гумуса. Границы палеопочвы неровные, нечеткие. На основании возраста углей (5500 ± 270 л.) формирование эмбриональной почвы, вероятно, связано со среднеголоценовым температурным оптимумом (9–5 тыс. л. н.), когда произошло потепление климата и увеличение количества атмосферных осадков.

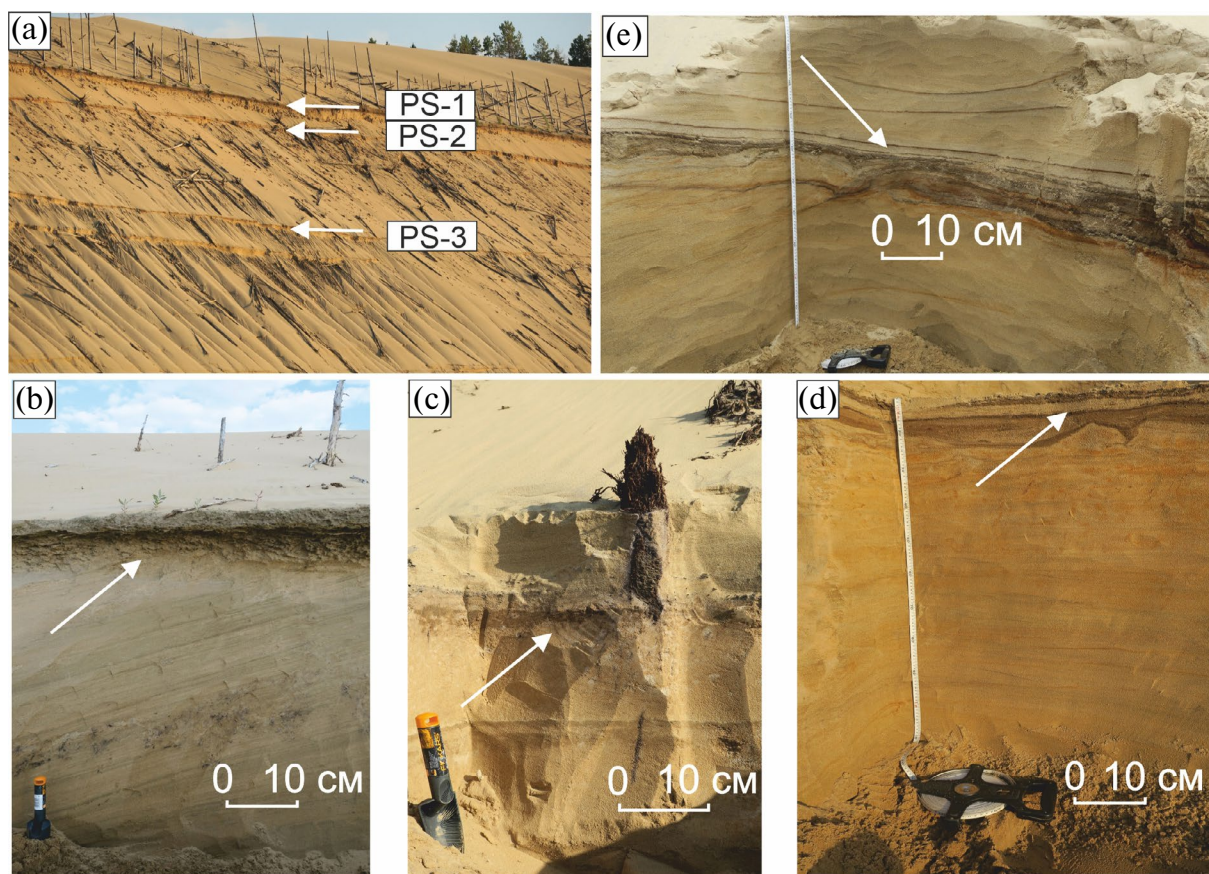


Рис. 5. Палеопочвы и следы криогенных явлений в обнажении Усть-Буотама: (a) — общий вид обнажения с 3 уровнями палеопочв; (b) — слаборазвитая палеопочва PS-1 с примазками гумуса; (c) — палеопочва PS-2 с вертикально погребенным стволом дерева; (d) — палеопочва PS-3 с мелкими вертикальными песчаными псевдоморфозами; (e) — палеопочва PS-3 в другой расчистке обнажения.

Fig. 5. Paleosols and traces of cryogenic phenomena in the Ust'-Buotama outcrop: (a) — general view of the outcrop with 3 levels of paleosols; (b) — underdeveloped PS-1 paleosol with humus; (c) — paleosol PS-2 with vertically buried tree trunk; (d) — paleosol PS-3 with shallow vertical sandy pseudomorphoses; (e) — paleosol PS-3 in another section.

Палеопочва PS-3 (рис. 5, (d)) в кровле слоя UB-2b сложена тонким чередованием супеси с тонкозернистым песком. Мощность палеопочвы варьирует от 3 до 8 см. Отложения характеризуются полным отсутствием растительных остатков. Отмечается наличие псевдоморфоз. Сложная геометрия палеопочвы, вероятно, связана с деформациями отложений в подошве сезонно-талого слоя в ходе эпигенетического промерзания отложений. Эта слабообразованная палеопочва подверглась криотурбации, в результате чего наблюдаются псевдоморфозы (рис. 5, (e)).

4.5. Этапы развития природной среды

В строении Усть-Буотамского обнажения нами выделены 3 пачки, отражающие крупные этапы осадконакопления и развития природной среды в районе расположения Усть-Буотамского обнажения:

1. Пачка UB-3 представлена монотонным переслаиванием песков, супесей и суглинков с редким включением гравия и мелкой гальки кварцитов и известняков. Строение и стратиграфическое положение пачки позволяет уверенно соотносить ее с классической мавринской свитой Центральной Якутии. В опубликованной литературе высказаны различные мнения о генезисе и возрасте отложений мавринской свиты: озерно-аллювиальный (Колпаков, 1983), перигляциальный аллювий (Камалетдинов, Минюк, 1991), аллювиальный (Галанин, 2021), субаэральный (Михаревич и др., 2021). В первом и втором случае авторы связывают формирование отложений с существованием ледниково-подпрудного озера в результате образования плотины в районе мыса Мавра. Субаэральный генезис свиты на данный момент обосновывается данными палеокарпологии и, частично, составом насекомых. Текстульные особенности и значительная мощность свиты может также указывать на связь ее генезиса с катастрофическими прорывами приледниковых озер в верховьях и прохождением суперпаводка (И.Д. Зольников, личное сообщение). В последние годы значительная роль суперпаводковых событий была показана для рек Обь и Енисей (Зольников и др., 2023а; Зольников и др., 2023б).

На наш взгляд, текстульные особенности мавринской свиты в изученной части разреза Усть-Буотамы указывают на субаквальный генезис отложений, что подтверждается также находками раковин моллюсков в опубликованных материалах по разрезу. Чтобы определить, формировалась ли мавринская свита в условиях обширного подпрудно-озерного бассейна, как пойменный аллювий, либо на завершающей стадии деятельности суперпаводка (оплывневая фация), необходимы дальнейшие исследования. Предварительные данные по возрасту морен западного склона Верхоянского

хребта в долине р. Ундюлюнг, а также материалы изучения ледниковых отложений в районе мыса Мавр говорят о том, что подпруда существовала здесь в конце МИС 6 либо ранее (М.С. Лукьянычева, личное сообщение). С учетом стратиграфического положения и полученных результатов ИКСЛ датирования — >300 тыс. л. н. — время формирования данной пачки наиболее вероятно соотносится с фазами потепления внутри тобольского времени среднего плейстоцена, либо в переходные этапы интервалов МИС 11 — МИС 9. Палеонтологические данные и материалы по палеокарпологии указывают на холодные условия формирования отложений (Михаревич и др., 2023).

Кровля мавринской свиты денудирована, эоловые отложения пачки UB-2 залегают на ней с резким несогласием. На границе пачек UB-3 и UB-2 наблюдается значительный hiatus продолжительностью не менее 270 тыс. л. н. Причиной значительного перерыва между пачками, вероятно, являются интенсивные процессы эоловой дефляции и значительная переработка верхней части мавринской свиты. Об этом свидетельствуют найденные в подошве пачки UB-2 скопления ветрогранников.

2. Отложения пачки UB-2 формировались в субаэральных условиях в холодных и сухих обстановках финального плейстоцена. На основе анализа седиментационных текстур, в пределах пачки было выделено несколько слоев. Слои UB-2a, UB-2b и UB-2c представлены хорошо сортированными светлыми песками, мощностью до 65 м. Особенности текстур, характер слоистости указывают на то, что каждый слой представлял собой фрагмент ископаемой дюны. Слои образуются в результате непрерывного движения дюн, после чего каждая из последующих наползает или частично срезает нижележащую.

На основе полученных OSL дат установлено, что накопление дюнных отложений, мощностью около 65 м, началось в конце каргинского времени МИС 3 и продолжалось на протяжении МИС 2. В основании пачки UB-2 на глубинах 82 и 80 м от гребня дюны были получены OSL даты 29.5 ± 1.8 (Risø 208225) и 15.8 ± 1.2 (Risø 218610) тыс. л., что указывает на значительный перерыв в осадконакоплении, продолжительностью около 14 тыс. л. С этим перерывом связано появление на поверхности эоловой песчаной равнины небольшого озера, в погребенных отложениях которого найдены раковины пресноводных моллюсков. Возможно, в конце МИС 3 в регионе существовали более влажные и теплые условия, способствовавшие развитию растительности, что в итоге привело к резкому снижению интенсивности эоловых процессов, и образованию озер в междюнных понижениях. Эти

результаты хорошо соотносятся с данными, полученными для дьолкуминской свиты ранее (Камалетдинов, Минюк, 1991; Правкин и др., 2018). Время формирования свиты характеризовалось широким развитием эоловых процессов и криогенеза. Все это привело к образованию большого разнообразия смешанных криогенно-эоловых, нивейно-эоловых, эолово-флювиальных и эолово-озерных фаций.

Во время формирования дьолкуминской свиты в пределах обнажения Усть-Буотама отмечается событие стабилизации эолового рельефа, выраженное в виде слабо развитой палеопочвы (PS-3). По принятым представлениям (Галанин и др., 2018; Галанин, Павлова, 2019), наличие палеопочв в отложениях эоловых толщ указывает на смягчение климата и увеличение количества атмосферных осадков, в результате чего происходит закрепление дюнных массивов почвенно-растительным покровом. Обнаруженные палеопочвы также можно использовать в качестве климатостратиграфического репера (маркера). Наличие палеопочв в толще дьолкуминских песков свидетельствует о том, что в конце сартанского криохрона МИС 2 происходило снижение эоловой активности и существовали периоды кратковременного закрепления дюн травянистой растительностью 16–15 тыс. л. н. Палеопочва затронута криогенными явлениями, выраженными в виде мелких псевдоморфоз. Активная эоловая деятельность в регионе на этапе МИС 2 подтверждается также результатами изучения разреза стоянки Диринг-Юрях, в котором выделена серия этапов эоловой дефляции и аккумуляции (Lukyanycheva et al, 2024).

3. Пачка UB-1 представлена эоловыми песками с характерными типами текстур. Кровля пачки выходит на дневную поверхность в виде незакрепленной Ленской дюны. На основании радиоуглеродных дат, установлено, что образование основной части пачки (верхних 20 м, слой UB-1a) связано с последней (современной) фазой активизации эоловых процессов в Малом ледниковом периоде. Близкий возраст имеют многие современные дюнные массивы в пределах Центральной Якутии (Куть, 2015). Позднеголоценовое дюнообразование происходило, в основном, после крупных пожаров путем активизации отдельных участков древних дюнных массивов. Свидетельством относительно незначительной более ранней активизации эоловых процессов является слой UB-1b (нижние 3 м пачки), зажатый между датами периодов стабилизации (погребенных почв) около 0.5 и около 5.5 тыс. л. н. Поскольку среднеголоценовая почва датирована по древесным углям (табл. 3), которые могли находиться вблизи земной

поверхности длительное время, невозможно уточнить время этой слабой эоловой активизации: она могла произойти как сразу по окончании термического оптимума голоцена (после 5.5 тыс. л. н.), так и в самом начале Малого ледникового периода, предваряя главную фазу дюнообразования. Судя по слабой развитости почвы PS-1 (рис. 5, (b)), последний вариант представляется более вероятным.

5. ВЫВОДЫ

Результаты изучения строения бестяхской террасы р. Лены в обнажении Усть-Буотама и новые данные абсолютного возраста отложений позволяющие сделать следующие выводы:

1. Бестяхская терраса, которая протягивается на расстоянии более 250 км от Ленских столбов до устья р. Алдан, не является речной террасой в классическом понимании. Она является сохранившейся частью сложной дефляционно-аккумулятивной равнины, которая формировалась на протяжении среднего и позднего плейстоцена. Основная часть отложений, образующих террасу, формировалась в субэразальных условиях, в холодных и сухих обстановках финального плейстоцена.

2. В строении четвертичных отложений Усть-Буотамского обнажения участвуют 3 разногенетические пачки:

(а) Пачка UB-3 (85–120 м) соотносится с отложениями мавринской свиты. Полученные впервые результаты ИКСЛ датирования указывают на возраст формирования не моложе 300 тыс. л. н., при этом стратиграфическое положение свиты позволяет коррелировать этап ее образования с тобольским временем среднего плейстоцена (МИС 11–9). Мавринская свита формировалась в условиях холодного сухого климата, на что указывают ее монотонный гранулометрический состав, как по горизонтали, так и по вертикали, отсутствие нормального чередования русловых фаций, невыдержанная мощность слоев. Сложное строение отложений и низкая доступность толщи для изучения не позволяет говорить об окончательной стратогенетической интерпретации; это дело будущего.

(б) Пачка UB-2 (23–85 м) отражает чередование этапов господства эоловых процессов в регионе, которые также фиксируются во многих разрезах на территории Центральной Якутии (Галанин и др., 2018; Галанин, Павлова, 2019; Галанин, 2021). Установленные текстуры указывают на существование серии ископаемых дюн, сменявших друг друга. Пачка, отнесенная к дьолкуминской свите, формировалась в течение всей МИС 2 (29–14.7 тыс. л. н.) — времени глобально-го термического минимума, когда на территории

Центральной Якутии эоловый морфолитогенез достиг наиболее широких масштабов. Около 15–16 тыс. л. н. отмечается стабилизация эолового рельефа, формирование слаборазвитой палеопочвы, что указывает на смягчение температурного режима и увеличение количества атмосферных осадков.

(в) Пачка UB-1 (верхние 23 м) представляет отложения современной, не закрепленной растительностью дюны. Основная фаза дюнообразования приходится на последние 400–500 лет и связана с похолоданием и иссушением климата в Малом ледниковом периоде (XIV–XIX вв. н. э.).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Э.С. Мюррею и Я.-П. Булларду за помощь в проведении люминесцентного датирования, А.В. Панину и Н.А. Таратуниной за обсуждение результатов и полезные рекомендации. Полевые работы выполнены при поддержке темы госзадания Института мерзлотоведения ИМЗ СО РАН № 122011800064-9. Командирование А.Н. Васильевой в Скандинавскую лабораторию люминесцентного датирования в Рисо (Дания) и проведение люминесцентного датирования произведены за счет гранта РНФ № 21-17-00054 (<http://rscf.ru/project/21-17-00054/>). Анализ опубликованных материалов по плейстоцену Центральной Якутии и интерпретация полученных результатов выполнены в рамках госзадания ИГ РАН FMWS-2024-0005. Для создания графических материалов использован портативный компьютер, приобретенный за счет гранта имени академика П.И. Мельникова ИМЗ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев М.Н., Гриненко О.В., Камалетдинов В.А. и др. (1990). Неогеновые и четвертичные отложения Нижнеалданской впадины и средней Лены (Центральная Якутия). Путеводитель геологической экскурсии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. 42 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>
- Галанин А.А., Павлова М.Р., Климова И.В. (2018). Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) Центральной Якутии (Часть 1). *Криосфера Земли*. Т. XXII. № 6. С. 3–15. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-6\(3-15\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-6(3-15))
- Галанин А.А., Павлова М.Р. (2019). Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) Центральной Якутии (Часть 2). *Криосфера Земли*. Т. XXIII. № 1. С. 3–16. <https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-13-16>
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Курбанов Р.Н. и др. (2023). Возраст ледниковых и водноледниковых отложений Чибитского гляциокомплекса и его подпрудное озеро (Горный Алтай). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 54. № 1. С. 90–98. <https://doi.org/10.31857/S0435428123010133>
- Зольников И.Д., Новиков И.С., Деев Е.В. и др. (2023). Последнее оледенение и ледниково-подпрудные озера в юго-восточной части Горного Алтая. *Лед и снег*. Т. 63. № 4. С. 639–651. <https://doi.org/10.31857/S207667342304018X>
- Зольников В. Г., Попова А. И. (1957). Палеогеографическая схема четвертичного периода равнины Центральной Якутии. *Труды Института биологии*. № 3. С. 5–8.
- Иванов М.С. (1984). Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск: Наука. 126 с.
- Камалетдинов В.А., Минюк П.С. (1991). Строение и характеристика бестяхской террасы Средней Лены. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. № 60. С. 68–70.
- Катасонов Е.М., Иванов М.С. (1973). Криолитология Центральной Якутии (экскурсия по Лене и Алдану): Путеводитель. Якутск: Изд-во ОУПЭС СО АН СССР. 37 с.
- Ковалюх Н., Скрипкин В. (2007). Радиоуглеродное датирование археологической керамики жидкостным сцинтилляционным методом. В сб.: *Радиоуглерод в археологических и палеоэкологических исследованиях*. СПб.: ИИМК РАН. С. 120–126.
- Колпаков В.В. (1966). Палеогеография четвертичного периода в нижнем течении р. Лены. *Известия высших учебных заведений. Геология и разведка*. № 5. С. 41–48.
- Колпаков В.В. (1983). Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. № 52. С. 123–131.
- Коржуев С.С. (1959). Геоморфология долины Средней Лены и прилегающих районов. М.: Изд-во АН СССР. 152 с.
- Куть А.А. (2015). Эолово-мерзлотные образования (тукуланы) Центральной Якутии: строение, генезис, возраст, закономерности распространения. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Якутск: ИМЗ СО РАН. 22 с.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. (1961). Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири. В сб.: *Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода*. Т. 3. (Четвертичные отложения азиатской части СССР. М.: Изд-во АН СССР. С. 209–217.
- Михаревич М.В., Новиков И.С., Кузьмина О.Б. (2021). Рельеф и отложения позднекайнозойского времени северо-западной части Центрально-Якутской равнины и сопредельной территории Восточно-Сибирского плоскогорья (лист Q-51). *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. № 10s. С. 47–56. <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10с-47-56>

- Михаревич М.В., Галанин А.А., Кузьмина С.А. и др. (2023). Палеокарпологические комплексы отложений второй половины позднего неоплейстоцена района Кысыл-Сырского тукулана и его окрестностей (Центральная Якутия). *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. № 4а. С. 231–235.
<https://doi.org/10.20403/2078-0575-2023-4a-3-16>
- Правкин С.А., Большианов Д.Ю., Поморцев О.А. и др. (2018). Рельеф, строение и возраст четвертичных отложений долины р. Лены в Якутской излучине. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. Т. 63. № 2. С. 209–229.
<https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2018.206>
- Соловьев П.А. (1959). Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.: Изд-во АН СССР. 144 с.
- Спектор В.Б., Спектор В.В. (2002). О происхождении высокой Лено-Амгинской перигляциальной равнины. *Криосфера Земли*. Т. VI. № 4. С. 3–12.
- Buylaert J.-P., Jain M., Murray A.S. et al. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*. № 41. P. 435–451.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x>
- Cohen K.M., Gibbard P. (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>
- Guerin G., Mercier N., Nathan R. et al. (2012). On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: a critical review. *Radiat. Meas.* № 47. P. 778–785.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.04.004>
- Hunter R.E. (1977). Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*. V. 24. P. 361–387.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00128.x>
- 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>
- Lukyanycheva M., Kurbanov R., Taratunina N. et al. (2024). Dating post LGM aeolian sedimentation and the Late Palaeolithic in Central Yakutia (Northeastern Siberia). *Quat. Geochronology*. V. 83. Paper 101563.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101563>
- Murray A., Arnold L.J., Buylaert J.-P. et al. (2021). Optically stimulated luminescence dating using quartz. *Nat. Rev. Methods Primers*. V. 1. Art. num. 72.
<https://doi.org/10.1038/s43586-021-00068-5>
- Murray A.S., Helsted L.M., Autzen M. et al. (2018). Measurement of natural radioactivity: calibration and performance of a high-resolution gamma spectrometry facility. *Radiat. Meas.* № 120. P. 215–220.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2018.04.006>
- Murray A.S., Marten R., Johnston A., Martin P. (1987). Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* № 115. P. 263–288.
- Murray A.S., Wintle A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat. Meas.* V. 32. № 1. P. 57–73.
[https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)
- Reimer P., Austin W., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. № 4. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Thiel C., Buylaert J.-P., Murray A. et al. (2011). Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSI protocol. *Quat. Int.* № 234. P. 23–31.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.018>
- Vasilieva A.N., Murray A.S., Taratunina N.A. et al. (2024). Absolute dating of sediments forming the Lena River terraces (Northeastern Siberia). *Quat. Geochronology*. V. 83. Paper 101592.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101592>

NEW EVIDENCE ON THE STRUCTURE AND AGE OF THE BESTYAKH TERRACE OF THE LENA RIVER (UST-BUOTAMA OUTCROP)²

A. N. Vasilieva^{a,b,#}, A. A. Galanin^a, V. M. Lytkin^a, G. I. Shaposhnikov^a,
 M. S. Rozhina^a, and R. N. Kurbanov^{b,c}

^a Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

^b Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

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

E-mail: angievasilieva@gmail.com

The Lena River provides important records for understanding the Quaternary history of North-East Siberia. At present, the structure, origin and age of the elements of the Lena River valley remain unresolved. This article presents the results of lithofacies analysis and absolute dating of the Ust-Buotama section exposing the Fourth (Bestyakh) fill Terrace in the middle Lena River valley. Three stratigraphic units have been recognized

² For citation: Vasilieva A.N., Galanin A.A., Lytkin V.M. et al. (2024). New evidence on the structure and age of the Bestyakh Terrace of the Lena River (Ust-Buotama Outcrop). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 3. P. 90–108.
<https://doi.org/10.31857/S2949178924030052>; <https://elibrary.ru/PLRIBK>

in the section: lacustrine–alluvial deposits at depth of 120–85 m depth from the surface correlated with the Middle Pleistocene Mavra formation of Central Yakutia; eolian deposits of the Late Pleistocene D'olkuma formation (depth 85–23 m), and eolian deposits of the Holocene wind-blown dunes (from the depth of 23 m to the surface). First quartz and K-feldspar ages have been obtained for the section using luminescence dating. The age relations and standard tests have shown the reliability of the chronology obtained. This chronology suggests that sediments of the Mavra formation were deposited no later than 300 ka, and their stratigraphic position implies a preliminary correlation with the Tobolsk time of the Middle Pleistocene (MIS 11–9). Deposition of the D'olkuma formation took place from late MIS 3 (29–30 ka) to the late MIS 2 (14–15 ka), reflecting the period of eolian activity when sand dunes and sheets were formed. The periods of eolian accumulation alternated with deflation periods at the end of the Late Pleistocene. Short periods of stabilization of the eolian landscape are indicated in the section by poorly developed paleosoils. The uppermost part of the section consists of the Late Holocene dune sediments which accumulation started ~400 years ago during the Little Ice Age. These findings infer that the Bestyakh Terrace is not a fluvial terrace in the classic sense, but rather the remaining part of a complex deflational and depositional plain. Much of the terrace sediments appear to have been formed under subaerial conditions in cold, dry environments of the late Pleistocene.

Keywords: Late Pleistocene, Holocene, geochronology, fluvial terraces, North-East Siberia, Yakutia

ACKNOWLEDGMENTS

We are grateful to A.S. Murrey and J.-P. Buylaert for assistance with luminescence dating. We also thank A.V. Panin and N.A. Taratunina for the helpful discussions and recommendations. Support for the field work came for the State Task № 122011800064-9 by the Permafrost Institute, Siberian branch RAS. Visit by A.N. Vasilieva at the Nordic Laboratory for Luminescence Dating in Risø, Denmark, and processing of OSL/IRSL samples were supported by the RSF Project № 21-17-00054 (<http://rscf.ru/project/21-17-00054/>). The analysis of published materials on the Pleistocene of Central Yakutia and interpretation of field and laboratory results were carried out within the framework of the State Task FMWS-2024-0005 by Institute of Geography RAS. Graphics was made with the laptop purchased from the Pavel Melnikov Award of Melnikov Permafrost Institute SB RAS.

REFERENCE

- Alekseev M.N., Grinenko O.V., Kamaletdinov V.A. et al. (1990). Neogenovye i chetvertichnye otlozheniya Nizhnealdanskoi vpadiny i srednei Leny (Central'naya Yakutiya). Putevoditel' geologicheskoi ekskursii (Neogene and Quaternary Deposits of the Lower Aldan Depression and the Middle Lena (Central Yakutia). Geological excursion guide). Yakutsk: YaNC SO AN SSSR (Publ.). 42 p. (in Russ.)
- Buylaert J.-P., Jain M., Murray A.S. et al. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*. № 41. P. 435–451. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x>
- Cohen K.M., Gibbard P. (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>
- Galanin A.A. (2021). Late Quaternary sand covers of Central Yakutia (Eastern Siberia): Structure, facies composition and paleoenvironment significance. *Kriosfera Zemli*. V. XXV. № 1. P. 3–34. <https://doi.org/10.15372/KZ20210101>
- Galanin A.A., Pavlova M.R. (2019). Late Quaternary dune formations (D'olkuminskaya Series) in Central Yakutia (Part 2). *Earth's Cryosphere*. V. XXIII. № 1. P. 3–15. [https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-1\(3-15\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-1(3-15))
- Galanin A.A., Pavlova M.R., Klimova I.V. (2018). Late Quaternary dune formations (D'olkuminskaya Series) in Central Yakutia (Part 1). *Earth's Cryosphere*. V. XXII. № 6. P. 3–14. [https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2018-6\(3-14\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2018-6(3-14))
- Guerin G., Mercier N., Nathan R. et al. (2012). On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: a critical review. *Radiat. Meas.* № 47. P. 778–785. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.04.004>
- Hunter R.E. (1977). Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*. V. 24. P. 361–387. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00128.x>
- Ivanov M.S. (1984). Kriogennoe stroenie chetvertichnykh otlozhenii Leno-Aldanskoi vpadiny (Cryogenic Structure of the Quaternary Deposits of the Lena-Aldan Depression). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 126 p. (in Russ.)
- Kamaletdinov V.A., Minuk P.S. (1991). Structure and characteristics of sediments of the bestyakh terrace of the middle Lena River. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. № 60. P. 68–78. (in Russ.)
- Katsonov E.M., Ivanov M.S. (1973). Kriolitologiya Tsentral'noi Yakutii (ekskursiya po Lene i Aldanu): Putevoditel' (Cryolithology of Central Yakutia (excursion on Lena and Aldan): Guidebook. Iakutsk: OUPES SO AN SSSR (Publ.). 37 p. (in Russ.)
- Kolpakov V.V. (1966). Palaeogeography of the Quaternary period in the lower reaches of the Lena River. *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Geologiya i razvedka*. № 5. P. 41–48. (in Russ.)
- Kolpakov V.V. (1983). Aeolian Quaternary deposits in the Lena area of Yakutia. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. № 52. P. 123–131. (in Russ.)
- Korzhuiev S.S. (1959). Geomorfologiya doliny Srednei Leny i privileyushchikh raionov (Geomorphology of the middle

- Lena Valley and surrounding areas). Moscow: Izd-vo AN SSSR (Publ.). 152 p. (in Russ.)
- Kovalyukh N., Skripkin V. (2007). Radiocarbon dating of archaeological ceramics by liquid scintillation method. In: *Radiouglerod v arkheologicheskikh i paleoekologicheskikh issledovaniyakh*. St. Petersburg: IIMK RAN (Publ.). P. 120–126. (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>
- Kut A.A. (2015). Eolovo-merzlotnye obrazovaniya (tukulany) Tsentral'noi Yakutii: stroenie, genezis, vozrast, zakonomernosti rasprostraneniya (Aeolian-permafrost dune massifs (tukulans) in Central Yakutia: their structure, genesis, age and distribution patterns). PhD thesis. Yakutsk: IMZ SO RAN. 22 p. (in Russ.)
- Lukyanycheva M., Kurbanov R., Taratunina N. et al. (2024). Dating post LGM aeolian sedimentation and the Late Palaeolithic in Central Yakutia (Northeastern Siberia). *Quat. Geochronology*. V. 83. Paper 101563.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101563>
- Lungersgauzen G.F. (1961). Geological history of the Lena River valley in the middle course and some issues of the Quaternary stratigraphy of the Eastern Siberia. In: *Materialy Vsesoyuznogo soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda. Tom 3. Chetvertichnye otlozheniya Vostochnoi Sibiri*. Moscow: Izd-vo AN SSSR (Publ.). P. 209–217. (in Russ.)
- Mikharevich M.V., Galanin A.A., Kuzmina S.A. et al. (2023). Paleocarpological complexes of sediments of the second half of the Late Pleistocene of the Kysyl-Syr tukulan region and its environs (Central Yakutia). *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*. № 4a. P. 231–235. (in Russ.)
- Mikharevich M.V., Novikov I.S., Kuzmina O.B. (2021). Relief and sediments of the Late Cenozoic period of the northwestern part of the Central Yakut plain and the adjacent territory of the East Siberian Plateau (sheet Q-51). *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*. № 10s. P. 47–56. (in Russ.).
<https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10c-47-56>
- Murray A., Arnold L.J., Buylaert J.-P. et al. (2021). Optically stimulated luminescence dating using quartz. *Nat. Rev. Methods Primers*. V. 1. Art. № 72.
<https://doi.org/10.1038/s43586-021-00068-5>
- Murray A.S., Helsted L.M., Autzen M. et al. (2018). Measurement of natural radioactivity: calibration and performance of a high-resolution gamma spectrometry facility. *Radiat. Meas.* № 120. P. 215–220.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2018.04.006>
- Murray A.S., Marten R., Johnston A., Martin P. (1987). Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* № 115. P. 263–288.
- Murray A.S., Wintle A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat. Meas.* V. 32. № 1. P. 57–73.
[https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)
- Pravkin S.A., Bolshiyarov D.Yu., Pomortsev O.A. et al. (2018). Relief, structure and age of quaternary sediments of the River Lena Valley in the Yakutsk bend. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle*. V. 63. № 2. P. 209–229. (in Russ.)
- Reimer P., Austin W., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. № 4. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Soloviev P.A. (1959). Kriolitizona severnoi chasti Leno-Amginskogo mezhdurech'ya (Cryolithozone of the Northern Part of the Lena-Amga Interfluvium). Moscow: Izd-vo AN SSSR (Publ.). 144 p. (in Russ.)
- Spektor V.B., Spektor V.V. (2002). On genesis of high Lena-Amga rivers periglacial plain. *Kriosfera Zemli*. V. VI. № 4. P. 3–12. (in Russ.)
- Thiel C., Buylaert J.-P., Murray A. et al. (2011). Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quat. Int.* № 234. P. 23–31.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.018>
- Vasilieva A.N., Murray A.S., Taratunina N.A. et al. (2024). Absolute dating of sediments forming the Lena River terraces (Northeastern Siberia). *Quat. Geochronology*. V. 83. Paper 101592.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101592>
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Kurbanov R.N. et al. (2023). Age of glacial and fluvioglacial deposits of the Chibitsky glaciocomplex and its dammed lake (Gorny Altai). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 54. № 1. P. 90–98. (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S0435428123010133>
- Zolnikov I.D., Novikov I.C., Deev E.V. et al. (2023). The last glaciation and glacierrammed lakes in the southeastern part of the Gorny Altai. *Led i Sneg (Ice and Snow)*. V. 63. № 4. P. 639–651. (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S207667342304018X>
- Zolnikov V.G., Popova A.I. (1957). Paleogeographic scheme of the Quaternary of the plain of Central Yakutia. *Trudy Instituta biologii*. № 3. P. 5–8. (in Russ.)

ПРОЯВЛЕНИЕ АКТИВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В МОРФОЛОГИИ РЕЧНОЙ ДОЛИНЫ (НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ р. КАМЧАТКИ)[#]

© 2024 г. Е. А. Зеленин^{1,*}, М. Н. Кирякова²,
Е. О. Мухаметшина³, А. Л. Захаров³

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

³Институт географии РАН, Москва, Россия

*E-mail: egorzelenin@mail.ru

Поступила в редакцию 30.03.2024 г.

После доработки 10.06.2024 г.

Принята к публикации 19.07.2024 г.

Река Камчатка является крупнейшей рекой одноименного полуострова. Площадь бассейна реки позволяет считать его одним из крупнейших в мире, сформировавшихся над зоной субдукции. Географическое положение полуострова в умеренном морском климате позволяет ожидать высокую интенсивность флювиальных процессов бассейна р. Камчатки, однако их изученность вплоть до настоящего времени опирается преимущественно на публикации середины XX века. Накопленные за последующее время датировки отложений и новые дистанционные данные позволяют выявить пространственное распределение и оценить вклад современных тектонических движений в развитие долины. Для достижения этой цели авторами был рассчитан растр превышения рельефа над речной сетью и основные морфометрические характеристики русла р. Камчатки — уклон и коэффициент его извилистости. Полученные данные позволяют разделить долину р. Камчатки на восемь участков, резко различающихся по морфологии. Такое строение долины в первую очередь связано с неравномерным прогибанием ЦКД, скорость которого превышает скорость адаптации флювиальных процессов.

Ключевые слова: речная долина, морфометрический анализ, неотектонические деформации, активная континентальная окраина

DOI: 10.31857/S2949178924030062, **EDN:** PLOXSZ

ВВЕДЕНИЕ

Полуостров Камчатка — часть восточной активной континентальной окраины Евразии. Полуостров как выступ земной коры сформировался над северной частью Курило-Камчатской зоны субдукции в мелу—неогене (Цуканов, 1991; Константиновская, 2003), а основные черты рельефа Камчатки заложены в неоплейстоцене под совокупным влиянием надсубдукционного вулканизма и новейшей тектоники (Камчатка, Курильские ..., 1974). В отличие от смежных островных дуг Тихоокеанского огненного кольца, вдоль полуострова Камчатка протягивается два вулканических пояса

(рис. 1, (а)). Эта уникальная особенность связана с новейшей тектонической историей полуострова, включавшей в себя аккрецию фрагментов потухшей Кротоцкой дуги, перескок зоны субдукции (Lander, Shapiro, 2007) и, вслед за этим, перемещение вулканической активности из вулканического пояса Срединного хребта в Восточный вулканический пояс (Avdeiko et al., 2007).

Одним из крупнейших элементов современной морфоструктуры Камчатки является Центральная Камчатская депрессия (ЦКД). Она простирается вдоль полуострова на 450 км, а ее ширина достигает 100 км. В геологической литературе ЦКД как форма рельефа ассоциируется с геологической структурой, называемой Центральнокамчатским рифтом (Государственная ..., 2006). Такая структурная интерпретация обусловлена активной протяженной сбросовой границей между ЦКД и Восточным хребтом (Kozhurin et al., 2006) и продолжающимся прогибанием фундамента ЦКД при

[#]Ссылка для цитирования: Зеленин Е.А., Кирякова М.Н., Мухаметшина Е.О., Захаров А.Л. (2024). Проявление активных тектонических движений в морфологии речной долины (на примере долины р. Камчатки). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 3. С. 109–122. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030062>; <https://elibrary.ru/PLOXSZ>

движении блока Восточной Камчатки на восток (Ермаков и др., 1974, Кожурин и др., 2008). Детальные исследования тектонического развития ЦКД опираются на фактический материал о ее восточной границе, сформированной активными сбросами (Kozhurin et al., 2006, Kozhurin, Zelenin, 2017), тогда как данные о скорости новейших деформаций внутри ЦКД отсутствуют.

Крупнейшей речной системой п-ова Камчатка является дренирующая ЦКД р. Камчатка с притоками (рис. 1, (б)). Протяженность реки составляет 758 км при площади бассейна ~ 56 тыс. км² (Бонк, 2015). Эти значения позволяют считать бассейн одним из крупнейших в мире, сформировавшихся над зоной субдукции (по данным HydroSHEDS, <https://www.hydrosheds.org/>). Бассейн почти полностью находится в ЦКД, т.е. закрыт от морских

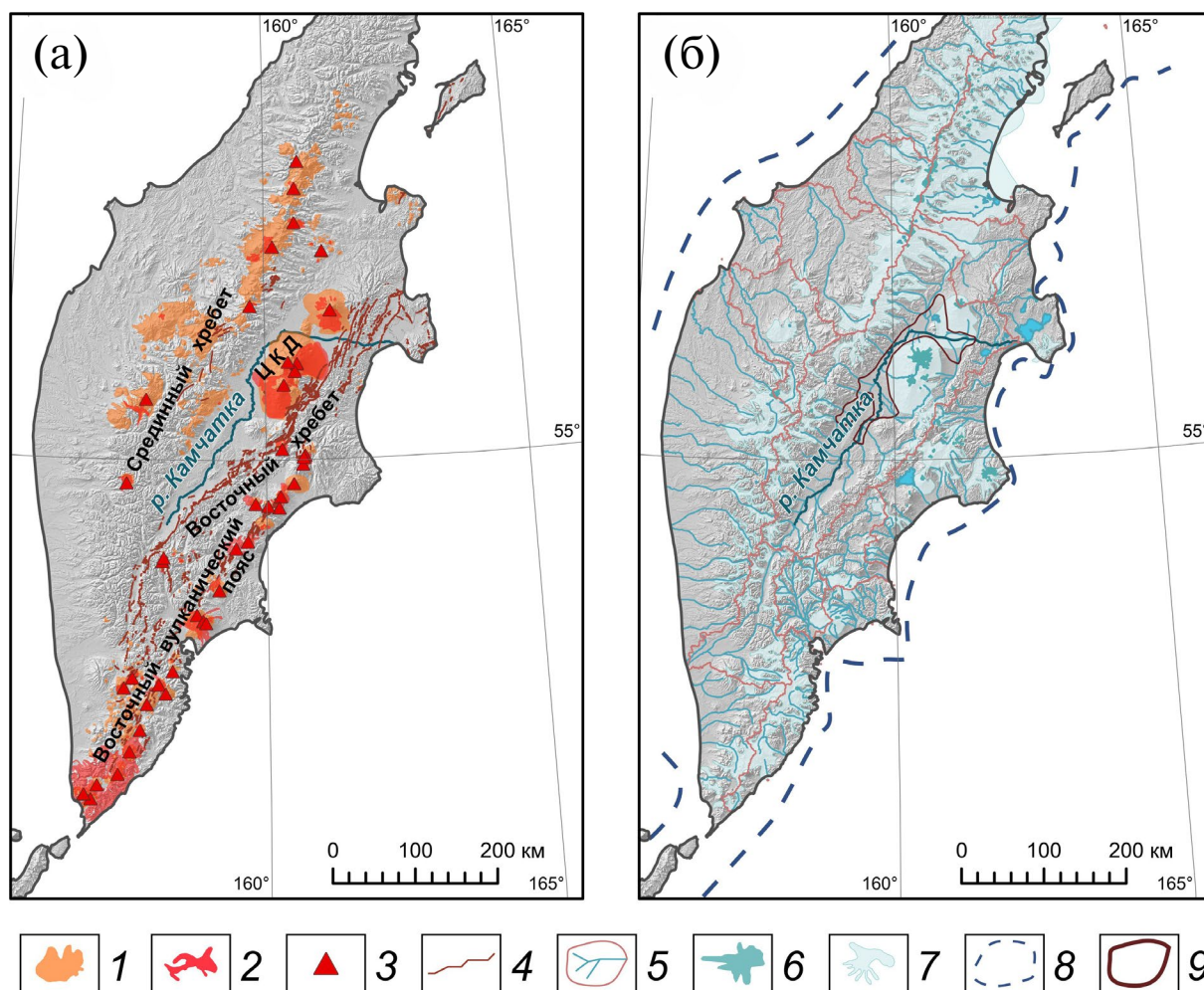


Рис. 1. Пространственное распределение основных факторов рельефообразования на Камчатке. (а) – проявления эндогенных факторов: 1 – позднеплейстоценовые вулканические отложения (Ponomareva et al., 2007); 2 – голоценовые вулканические отложения и 3 – центры извержений по ГИС “Голоценовый вулканизм Камчатки”, Романова и др., 2015); 4 – активные разломы (Kozhurin, Zelenin, 2017). (б) – экзогенные факторы: 5 – речная сеть и границы крупнейших бассейнов (по данным <https://www.hydrosheds.org/>); положение ледников: 6 – современных (Lynch et al., 2016), 7 – второй фазы позднеплейстоценового оледенения (Брайцева и др, 1968), условно соответствующих глобальному максимуму последнего оледенения (Barr and Solomina, 2014); 8 – границы максимального оледенения (Barr and Solomina, 2014); 9 – предполагаемые границы позднеплейстоценового палеоозера (Ponomareva et al., 2021).

Fig. 1. Spatial distribution of major geomorphic processes. (a) – endogenic: 1 – Late Quaternary volcanic deposits (Ponomareva et al., 2007); 2 – Holocene volcanic deposits and 3 – eruption centers (GIS “Holocene volcanism of Kamchatka”, Romanova et al., 2015); 4 – Active faults (Kozhurin, Zelenin, 2017). (б) – exogenic: 5 – rivers and watersheds (<https://www.hydrosheds.org/>); glaciers: 6 – modern (Lynch et al., 2016), 7 – “Phase II” of the Late Pleistocene glaciation (Braitseva et al, 1968), likely corresponding to the global Last Glacial Maximum (Barr and Solomina, 2014); 8 – maximum extent of Pleistocene glaciations (Barr and Solomina, 2014); 9 – possible boundaries of the Late Pleistocene paleolake (Ponomareva et al., 2021).

воздушных масс обрамляющими депрессию хребтами, и поэтому может быть отнесен к умеренному континентальному климату. Годовое количество осадков составляет около 500 мм, осадки распределены равномерно в течение года. Безледный период на реках бассейна составляет в среднем 6.5 месяцев — с начала мая до середины ноября (Бонк, 2015). Эти климатические параметры обеспечивают модуль стока 10–20 л/с/км² в пределах бассейна (Куксина, Алексеевский, 2017) и расход воды около 75 м³/с близ с. Мильково в среднем течении реки и около 890 м³/с в ее приустьевой части (Фролова и др., 2014). Таким образом, гидрометеорологические параметры бассейна позволяют ожидать высокой интенсивности флювиальных процессов.

В изучении флювиальных процессов на Камчатке можно выделить два этапа. На первом этапе, в середине XX в., были проведены обширные геоморфологические исследования (например, Кушев, Ливеровский, 1940; Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970; Камчатка, Курильские ..., 1974). Результатом этих работ стало формирование общих представлений об этапах развития рельефа полуострова. К сожалению, из-за нехватки возрастных привязок эти исследования опирались в основном на глобальную хронологию оледенений и относительный возраст форм рельефа. Затем, вплоть до настоящего времени, основной фокус геоморфологических исследований сместился на области современного вулканизма, а флювиальное рельефообразование изучалось преимущественно в областях первичного вулканического рельефа — на вулканах Шивелуч (Salaorni et al., 2017), Ксудач (Лебедева, 2017), на Ключевской группе вулканов (Сейнова и др. 2010; Куксина, Алексеевский, 2017) и в Долине гейзеров (Лебедева и др., 2020; Лебедева, Черноморец, 2023). На периферии и за пределами вулканических зон изучались в основном современные русловые процессы (Опасные русловые процессы..., 2014; Школьный и др., 2017; Куксина, 2018; Чалов и др., 2021), либо накапливались геохронологические данные о возрасте аллювиальных отложений (Певзнер и др., 2006; Каримов и др., 2020; Ronnagova et al., 2021). За исключением этих работ, изученность рельефа бассейна р. Камчатки вплоть до настоящего времени преимущественно опирается на названные выше публикации середины XX в.

Цель данной работы — определить вклад современных тектонических движений в развитие долины реки Камчатки на основании морфометрических характеристик, полученных при обработке цифровых моделей рельефа и подкрепленных полевыми и литературными данными. Эти мате-

риалы позволяют обосновать распределение современных тектонических деформаций внутри ЦКД.

МЕТОДИКА

Исследование основано на детальном геоморфологическом картографировании бассейна р. Камчатки. В качестве исходных данных для картографирования были использованы модель водотоков и гидрологически корректная цифровая модель рельефа (ЦМР) проекта HydroSHEDS (пространственное разрешение 3 угловые секунды), а также цифровая модель местности ArcticDEM v.4.1 с пространственным разрешением 2 м (<https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/>).

На основании данных HydroSHEDS для бассейна реки в программном пакете SAGA GIS с помощью модуля Vertical Distance to Channel Network был рассчитан растр превышения рельефа над базовой поверхностью, полученной путем интерполяции высот русел (relative elevation model, REM); базовая поверхность была рассчитана по высотам водотоков с площадью водосбора более 100 км².

Для русла р. Камчатки были рассчитаны основные морфометрические характеристики: коэффициент извилистости и частный уклон. Для этого вручную была отрисована осевая линия поймы, ранее выделенной на основании морфологических критериев, высоты исторических половодий и опубликованных датировок пойменных отложений (Zelenin et al., 2023). Коэффициент извилистости был рассчитан как отношение длины русла к длине осевой линии поймы с шагом 20 км. Частный уклон был рассчитан как перепад высот русла на каждые 2 км вдоль осевой линии поймы. Такой подход, несколько отличающийся от классического определения уклона, был использован, чтобы получить более сглаженный и более устойчивый к переформированиям русла сигнал. Ранее расчет частного уклона р. Камчатки был выполнен вдоль линии русла (Чалов и др., 2021), однако полученный в этой работе график уклонов оказался слишком сильно зависим от локальных русловых процессов, что затрудняет решение задач настоящего исследования. Малые перепады высот в низовьях реки делают расчеты уклонов крайне чувствительными к возможным артефактам ЦМР. В связи с этим, расчеты уклонов в низовьях были сверены с высотными отметками на топографических картах масштаба 1 : 100 000 (съёмка 1971–1973 гг.).

Высотные и производные морфометрические данные были дополнены спутниковыми снимками высокого разрешения из общедоступных онлайн-сервисов и привязанными опубликованными картами (Брайцева и др., 1968; Камчатка,

Курильские ..., 1974; Ponomareva et al., 2007; Barr, Solomina, 2014; Kozhurin, Zelenin, 2017, Kozhurin et al., 2023, Zelenin et al., 2023). Полевые работы проводились авторами в 2010–2014 гг. в нижнем течении и в 2014–2023 гг. в среднем течении р. Камчатки. Полевые геоморфологические

наблюдения и описания разрезов позволили верифицировать схемы, построенные на основании дистанционных данных.

При картографировании использовалось наиболее общее определение понятия “речная долина” как линейной отрицательной формы рельефа,

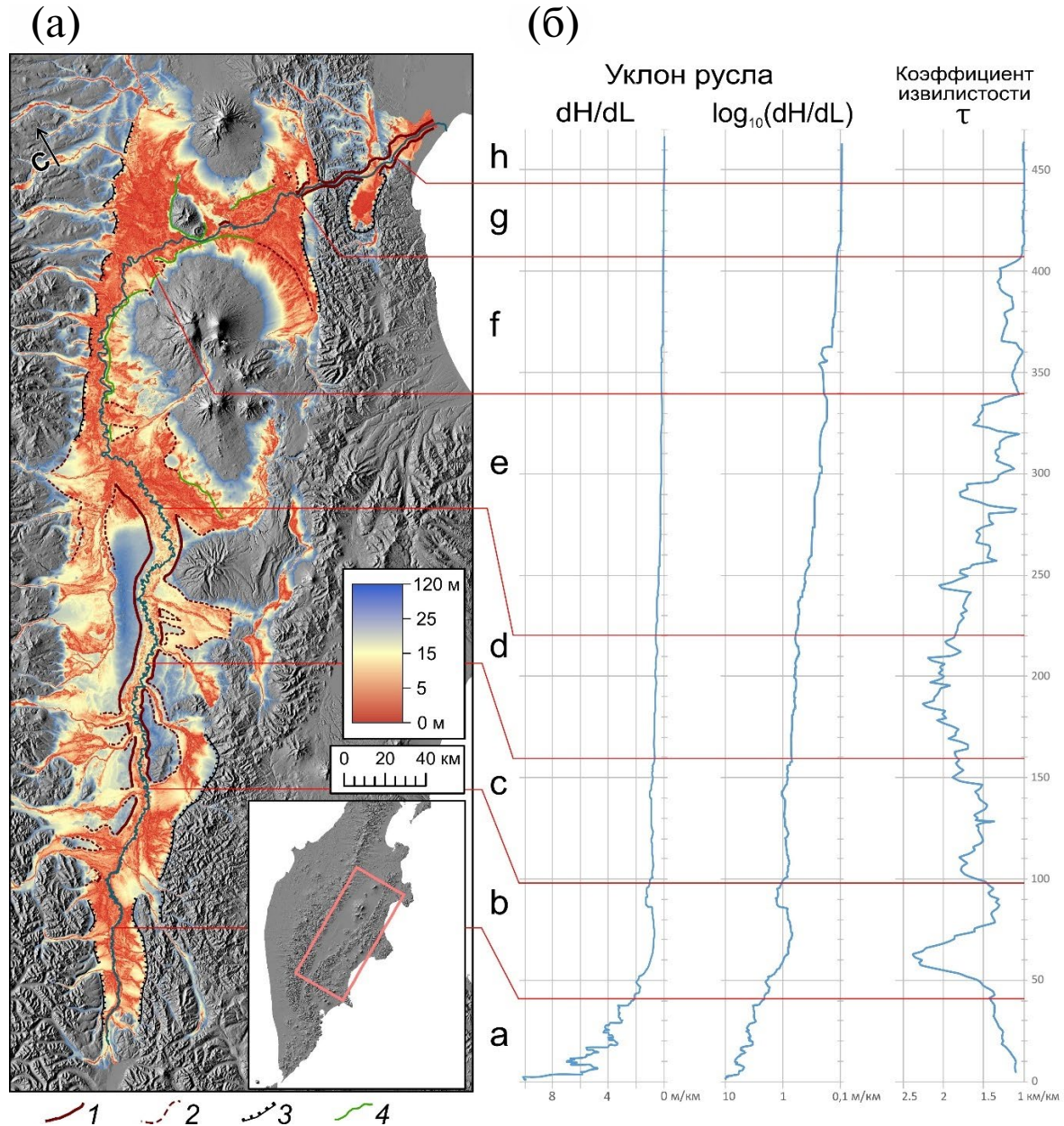


Рис. 2. (а) – Схема превышения рельефа над речной сетью (REM) и границы долины р. Камчатка (не показаны при впадении притоков): 1 – эрозионные границы; 2 – эрозионные границы долин крупнейших притоков; 3 – тектонические границы; 4 – фронт лавовых потоков и обломочных лавин. (б) – Морфометрические характеристики русла р. Камчатка: частный уклон (м/км) с равномерной (dH/dL) и логарифмической шкалой ($\log_{10}(dH/dL)$), коэффициент извилистости (τ). Строчными латинскими буквами подписаны морфологически различающиеся участки долины (см. текст).

Fig. 2. (a) – Relative elevation model (REM) and boundaries of the Kamchatka River valley (not shown at tributaries): 1 – fluvial boundaries; 2 – fluvial boundaries of Kamchatka River tributaries; 3 – tectonic boundaries; 4 – front of lava flows and debris avalanches. (b) – Morphometric parameters of the Kamchatka River channel: stream gradient, m/km, with regular (dH/dL) and logarithmic ($\log_{10}(dH/dL)$) scales, tortuosity ratio (τ). Valley segments having different morphology are labeled with lowercase letters, see the text.

выработанной постоянным водотоком (например, Рычагов, 2006). В ряде случаев выделение эрозионных бортов долины оказывается невозможно, тогда в качестве границы долины как области рельефообразующего действия постоянного водотока выделялись границы развития флювиальных аккумулятивных форм рельефа и указывался генезис этих границ.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате обработки геопространственных данных были рассчитаны средний уклон и коэффициент извилистости русла, получен растр превышения рельефа над речной сетью, по которому с привлечением опубликованных карт (Камчатка, Курильские ..., 1974; Ponomareva et al., 2007; Kozhurin, Zelenin, 2017, Zelenin et al., 2023) были выделены границы долины р. Камчатки (рис. 2). Морфология долины позволила выделить восемь участков долины (индексы **a–h** на рис. 2–6), различающихся по генезису бортов долины, ее ширине и наличию внутри долины речных террас.

Участок **a** соответствует верховью реки Камчатки от ее истока (слияния рек Правой Камчатки илевой Камчатки) до села Шаромы. На этом участке

борта долины образованы прямолинейными тектоническими уступами. В днище долины отсутствуют надпойменные террасы, оно заполнено сливающимися конусами выноса крупных притоков, возвышающимися над водотоками не более чем на 15 м (рис. 3). Эрозионные уступы, фрагментарно проявленные на границах поймы р. Камчатки, позволяют выделить неактивные генерации конусов выноса притоков. Средний уклон русла ступенчато понижается вниз по течению с 10 м/км у истока р. Камчатки до 2 м/км на границе участка. Резкие изменения уклона и общий пилообразный характер графика dH/dL (рис. 2, (б)) связаны с пересечением конусов выноса. Русло р. Камчатки на участке **a** спрямленное, коэффициент извилистости на протяжении участка остается низким (менее 1.5), но с трендом на увеличение вниз по течению.

В верхнем течении р. Камчатки между с. Шаромы и с. Мильково выделяется участок **b** (рис. 3). Ширина долины на этом участке возрастает по сравнению с участком **a** и достигает 35 км. Правый борт долины сформирован тектоническими уступами, а левый эрозионный борт долины отходит от тектонической границы внутри ЦКД. Днище долины по-прежнему выполнено сливающимися конусами выноса притоков. Коэффициент извили-

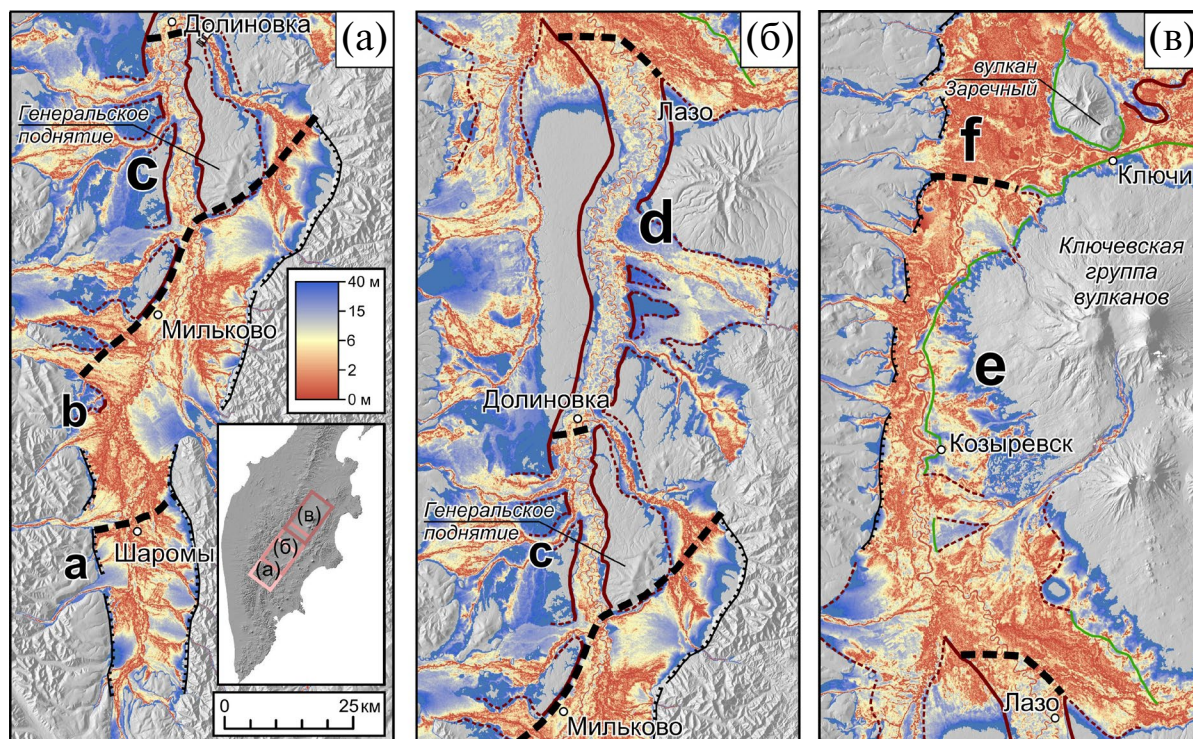


Рис. 3. Строение бассейна верхнего и среднего течения р. Камчатка. Пунктирными линиями показаны границы морфологически различающихся участков долины (а–f). Усл. обозначения см. рис. 2, (а).

Fig. 3. Topography of upper and middle reaches of the Kamchatka River valley. Dashed lines separate valley segments of different morphology (labeled a–f). Other symbols as in fig. 2, (a).

стости русла на участке **b** возрастает до 2.4 — самого высокого значения для р. Камчатки. Средний уклон русла р. Камчатки, напротив, снижается до 0.7 м/км (рис. 2). Граница со следующим участком отвечает резкому сужению долины и началу ее врезания в рыхлое заполнение ЦКД. Эрозионные останцы, включающие в себя выступы фундамента ЦКД, ограничивают долину реки, поэтому граница между участками, проводимая по появлению эрозионных останцов, не перпендикулярна направлению течения реки, а вытянута с ЮЗ на СВ.

Участок **c** расположен в среднем течении р. Камчатки между с. Мильково и с. Долиновка. Несмотря на расширяющееся днище ЦКД, долина имеет ширину всего 4–6 км. Долина р. Камчатки зажата между эрозионными останцами высотой 100–150 м над урезом на правом берегу и 30–100 — на левом. В них вскрываются озерные, аллювиальные, ледниковые и эоловые покровные отложения от ранне- до позднелайстоценового возраста (Брайцева и др., 1968). Эти останцы представляют собой обширные террасовидные поверхности (или фрагменты приподнятых участков равнин), густо расчлененные сетью оврагов и промоин, с эрозионными склонами вдоль р. Камчатки и ее притоков высотой до 80–100 м, зачастую прислоненные к низкогорным (до 550 м) выступам фундамента ЦКД. Большую часть ширины долины занимает пойма высотой до 5 м над урезом, однако на этом участке впервые появляются разрозненные фрагменты террас до высоты около 30 м над урезом, нигде не образующие более одного уровня (рис. 3). Террасы сложены нормальным двучленным аллювием, залегающим на цоколе разнобразного генезиса. Русловой аллювий представлен косослоистым галечником с гравийно-грубопесчаным заполнителем, пойменный аллювий — горизонтально-слоистой супесью с включением гравия и мелкой гальки. Средние уклоны русла локально возрастают до 1.2 м/км на границе участков **b** и **c** и сохраняются в диапазоне 0.8–1 м/км на всем протяжении участка **c**. Коэффициент извилистости снижается до 1.35 в области максимальных уклонов и ниже по течению поднимается до значения 1.5–1.9 (рис. 2, (б)).

Участок **d** начинается от с. Долиновка и заканчивается ниже с. Лазо по течению р. Камчатки. Современная узкая (4–6 км) долина р. Камчатки врезана в осадочное заполнение ЦКД на глубину до 50 м (рис. 3). Как и выше по течению, почти на всю ширину долина занята поймой высотой 5–7 м. Особенностью этого участка долины являются протяженные террасы одного или нескольких сближенных ярусов на высотах 18–25 м над урезом, строение разреза террас аналогично

участку **c**. Ниже по течению террасы отсутствуют. Средние уклоны русла здесь меньше, чем на предыдущем участке (0.5–0.8 м/км). В отличие от участка **c**, они плавно уменьшаются вниз по течению. Коэффициент извилистости возрастает и на большей части участка составляет 1.8–2.2, что является одним из самых высоких значений для р. Камчатки (рис. 2, (б)).

Участок **e** самый протяженный. Он начинается ниже по течению с. Лазо и заканчивается у поворота р. Камчатки на восток. Долина снова расширяется, а ее границами становятся флексура западного ограничения ЦКД и фронт лавовых потоков Ключевской группы вулканов с востока. Пойма занимает всю ширину долины, и на нее опираются конусы выноса притоков. На этом участке долины отсутствуют надпойменные террасы, а внутри конусов выноса притоков более древние неактивные генерации наблюдаются только у подножия Срединного хребта. С востока к руслу р. Камчатки подходят лавовые потоки, образующие ступени рельефа высотой 10–30 м (рис. 3), перекрытые озерными отложениями (Ponomareva et al., 2021) и почвенно-пирокластическим чехлом, а вблизи долин, спускающихся с Ключевской группы вулканов — селевыми (лахаровыми) отложениями. Средние уклоны русла равномерно понижаются с 0.5 до 0.17 м/км, а коэффициент извилистости колеблется в диапазоне 1.1–2.0, с трендом на понижение к нижней границе участка. Максимумы извилистости соответствуют крупным вынужденным меандрам при огибании руслом лавовых потоков пьедестала Ключевской группы вулканов.

Условное начало участка **f** — поворот русла на восток, а конец — восточный борт ЦКД. На этом участке долина имеет наиболее сложную конфигурацию. Река Камчатка огибает пьедестал Ключевской группы вулканов и течет далее в субширотном направлении. Соответственно, южный борт долины сформирован фронтом лавовых потоков Ключевской группы вулканов. Долина с запада ограничена тектоническим бортом ЦКД, а затем, после поворота русла на восток, вулканическими постройками влк. Харчинского и Заречного. В месте наибольшего сближения постройки Заречного и лавового пьедестала Ключевской группы ширина долины сокращается до 1.5 км, а затем резко расширяется. Далее северной границей долины становится фронт обломочных лавин, неоднократно сходявших с вулкана Шивелуч в голоцене и в конце позднего плейстоцена (Пonomарева и др., 2014). Характерная величина отдельных обломков составляет 1–100 м и более (Belousov et al., 1999), поэтому воздействие речной эрозии на них минимально. Река Камчатка и ее притоки на этом

участке долины формируют широкую (до 20–30 км) низкую (до 5 м) аллювиальную равнину (рис. 4), полностью занятую поймой, надпойменные террасы отсутствуют. Средние уклоны русла продолжают снижаться вниз по течению, составляя меньше 0.2 м/км. Небольшое увеличение, а затем резкое снижение уклона связано с сужением долины у влк. Заречный. Коэффициент извилистости падает по сравнению с участком е до менее чем 1.3 (рис. 2, (б)); формируется пойменная многорукавность. Шлейфы лахаровых отложений, как и на предыдущем участке, сохраняются только на лавовых плато и в долинах притоков, а достигающий долины Камчатки материал не формирует собственных форм рельефа, но участвует в заполнении дна долины.

Суженный V-образный участок долины на пересечении р. Камчаткой хребта Кумроч соответствует сегменту g. Река последовательно прорезает моренную грядку, примыкающую с запада к хр. Кумроч, а затем коренные породы хребта, в которых вырабатывает спрямленные эрозионные борта. Долина на этом участке сужается до первых километров и состоит из дна, почти полностью занятого руслом, и склонов (рис. 4). S-образный в плане изгиб долины связывают с позднечетвертичными сдвиговыми деформациями внутри хребта Кумроч (Кожурин и др., 2023). Средние уклоны русла достигают минимума для р. Камчатки – менее 0.1 м/км. Коэффициент извилистости также падает до минимальных значений

и не превышает 1.1 (рис. 2). Область минимальных уклонов (~ 0.04 м/км) приурочена к урочищу Большие Щеки. Локальное возрастание уклонов отмечено в начале участка при прохождении руслом позднеплейстоценовой моренной гряды (Камчатка, Курильские ..., 1974; Zelenin et al., 2023b) и на выходе из участка – в урочище Малые Щеки.

Последний участок р. Камчатки – от выхода из хребта Кумроч до устья (h). Современное спрямленное русло реки (рис. 2) вырабатывает эрозионные борта глубиной до 5 м в аллювиально-морских осадках (Пинегина и др., 2014). Появляются пойменные рукава основного русла р. Камчатки.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для участка a, помимо ожидаемой крайне интенсивной аккумуляции при выходе рек из горных областей, значимой особенностью является симметричное строение долины (рис. 5). Поскольку восточный борт долины сформирован зоной активных разломов (Kozhurin et al., 2006), активные тектонические деформации весьма вероятны и на западном борту. Вплоть до настоящего времени таковые на западной границе ЦКД на этом участке описаны не были, однако симметричное строение со сбросовыми и восточной, и западной границами известно для примыкающего с юга к ЦКД грабена р. Быстрой (Кожурин и др., 2008).

Начиная с границы участков b и c, ЦКД перестает иметь симметричное строение, а долина р. Камчатки становится врезанной в отложения

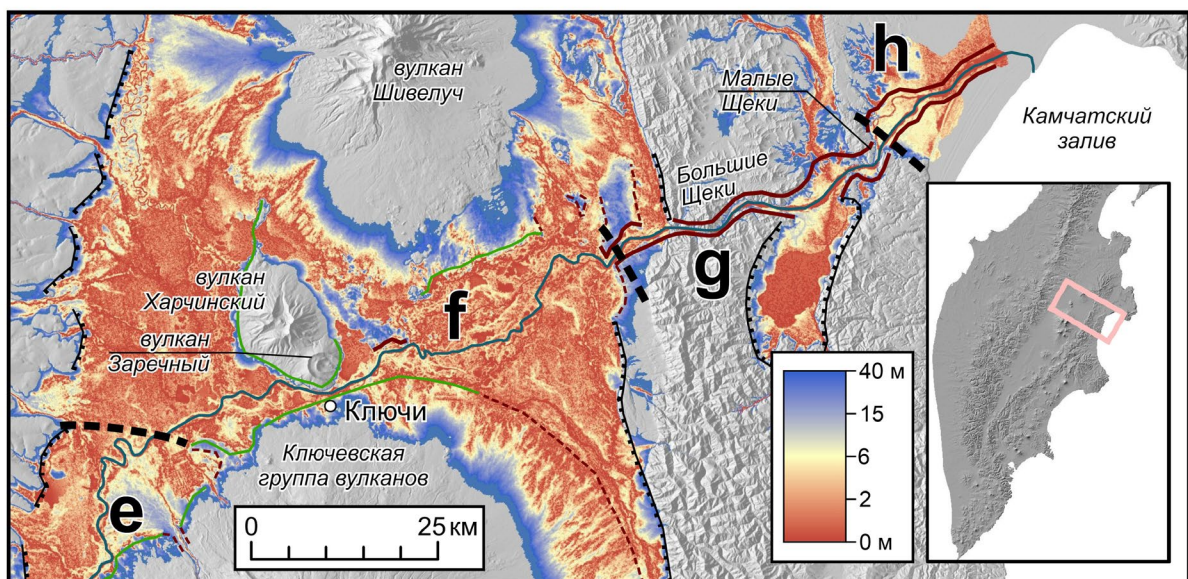


Рис. 4. Строение бассейна нижнего течения р. Камчатка. Пунктирными линиями – границы морфологически различающихся участков долины (e–h). Усл. обозначения см. рис. 2, (a).

Fig. 4. Topography of lower reaches of the Kamchatka River valley. Dashed lines separate valley segments of different morphology (labeled e–h). Other symbols as in fig. 2, (a).

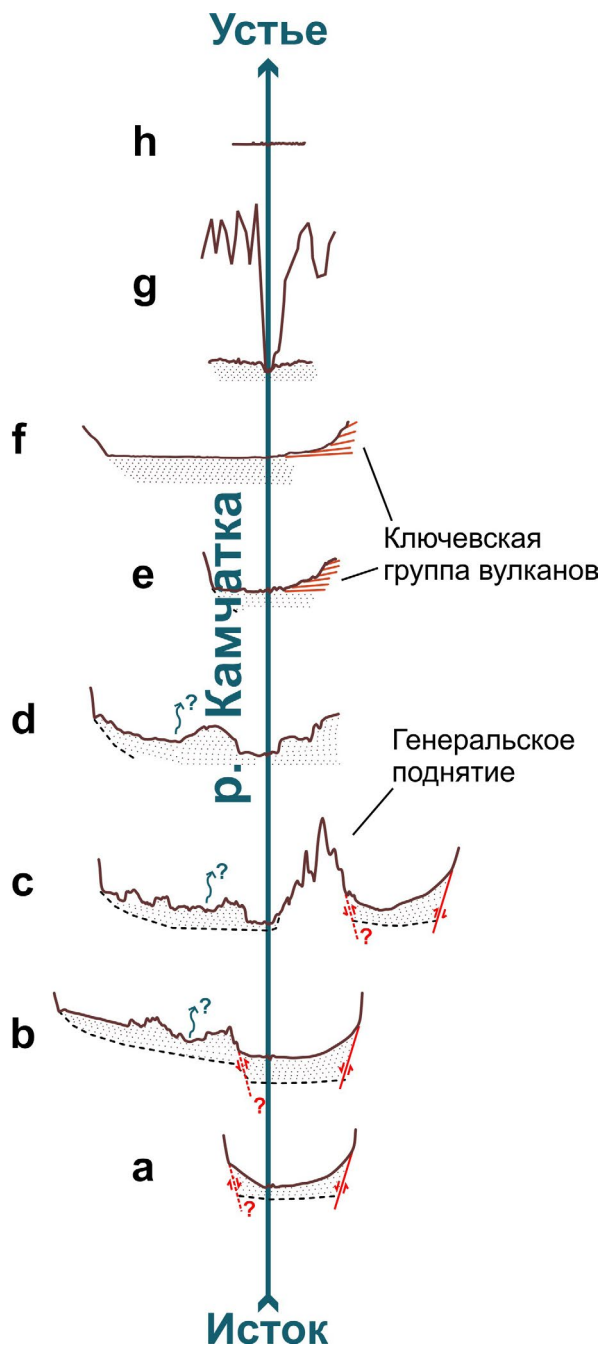


Рис. 5. Схематические поперечные профили долины р. Камчатки (вертикальный масштаб преувеличен). Красными линиями со стрелками показаны активные разломы, в том числе предполагаемые (пунктирная линия); синими стрелками — возможные брошенные долины; черная пунктирная линия — положение фундамента ЦКД (вне масштаба). Рыхлое заполнение ЦКД показано точками, вулканические отложения — горизонтальной штриховкой.

Fig. 5. Schematic profiles across the Kamchatka River valley (vertical scale exaggerated). Teal arrows show abandoned valleys; red lines — active faults, including inferred (dashed line); black dashed line — basement of the Central Kamchatka Depression (out of scale). Dotted, clastic infill of the CKD; hatched, volcanic rocks.

депрессии (рис. 5), что может быть объяснено тектоническими факторами. Существенная роль Генеральского поднятия в строении долины известна давно, а врезание участка **с** связывалось с его активным ростом (например, Камчатка, Курильские ..., 1974). Однако полученные в настоящем исследовании морфометрические показатели указывают на выработанность продольного профиля участка **с**, тогда как внутри участка **б** отмечаются признаки некомпенсированного прогибания — протяженная область сниженных уклонов и максимальная извилистость меандрирующего русла вплоть до формирования пойменной многорукавности. Эти явления не тяготеют к границе участков **б** и **с**, а на выходе из участка **с** отсутствуют повышенные уклоны, ожидаемые после прохождения руслом активного поднятия. Следовательно, полоса останцов, включающая Генеральское поднятие, является пассивной структурой, обособленной при активном прогибании участка **б**, а граница **б-с**, косо секущая ЦКД, отражает северо-западную границу тектонического прогибания.

Уникальной особенностью участка **е** является выраженная асимметрия — русло максимально смещено на восток, к фронту лав Ключевской группы вулканов. Отсутствие надпойменных террас указывает на интенсивную современную аккумуляцию, которая подтверждает увеличенную скорость прогибания северной части ЦКД, ожидаемую над северным краем зоны субдукции (Schellart et al., 2007, Kozhurin, Zelenin, 2017). Однако это прогибание, по всей видимости, настолько асимметрично, что сток наносов с Ключевской группы вулканов не компенсирует его, и не смещает русло западнее, ближе к оси долины (рис. 5).

Традиционно считается, что порогом стока для всей ЦКД является прохождение долиной реки Камчатки наиболее высокой части хребта Кумроч — урочища Большие Щеки. Однако полученные нами результаты показывают, что данное урочище является наиболее выработанной частью участка **г**. Ранее здесь впервые были описаны сегменты цокольных речных террас высотой до 10 м, сложенные песчано-галечными косослоистыми осадками, перекрытыми горизонтально-слоистыми суглинками с эрозийными границами внутри слоя (Кожурин и др., 2023). Возрастание уклонов русла проявляются не в этом глубоком (свыше 500 м) врезе, а выше по течению, при прохождении рекой позднеплейстоценовой моренной гряды и ниже по течению — в урочище Малые Щеки. Морфология долины позволяет считать, что опускание ЦКД относительно хребта Кумроч (или поднятие хр. Кумроч относительно ЦКД)

не сконцентрировано на фронте горного хребта, а происходит на границах ступеней, разделенных активными разломами, как внутри ЦКД, так и внутри хр. Кумроч. Более того, в недавних исследованиях этой зоны отмечается, что разломы, пересекающие Большие Щеки, имеют преобладающую правостдвиговую (а не сбросовую) компоненту позднечетвертичных движений (Кожурин и др., 2023). Очевидно, что распределение интенсивности вертикальных и горизонтальных движений внутри этой системы активных разломов требует дополнительного изучения.

Наконец, к приустьевому участку **h** приурочена обширная аллювиально-морская равнина, однако на поверхности этой равнины флювиальные формы рельефа развиты только в узкой полосе вдоль русла, а в разрезах вскрываются озерные и лагунные суглинки, а не русловые фации аллювиальных и дельтовых отложений (Пинегина и др., 2014). Это противоречие может быть объяснено тем, что от устья р. Камчатки берет начало Камчатский подводный каньон, который на расстоянии 110 км от берега достигает глубин свыше 6000 м. Н.В. Селиверстов (2013) отмечает, что это один из немногих каньонов Восточной Камчатки, верховья которого достигают глубин 20–30 м и могут питаться обломочным материалом даже в периоды высокого уровня океана, а мощность турбидитовых отложений в его приемном бассейне достигает 1 км. По всей видимости, сток наносов реки Камчатки в значительной мере выносится в этот каньон, не участвуя в осадконакоплении на уровне моря.

Конфигурация долины на разных участках определяется разными факторами и сформировалась в различное время: современный облик аллювиально-морской равнины участка **h** начал формироваться лишь в среднем голоцене, после установления уровня моря близко к современному (Пинегина и др., 2014). Спуск позднеплейстоценового палеозера (Zelenin et al., 2023b) определяет возраст долины около 13 тыс. лет на участках **e–g**, причем на участке **e** более древнее положение долины скорее всего погребено под лавовыми потоками Ключевской группы вулканов — массовых излияний пьедестала Плоских сопков около 30 тыс. л. н. (Ponomareva et al., 2021) или под голоценовыми потоками Толбачинского дола (ГИС “Голоценовый вулканизм Камчатки”). Возможно и дальнейшее отодвигание русла на запад будущими лавовыми излияниями. Наиболее древние датировки флювиального рельефа внутри долины приурочены к участку **c**, где для пепла, перекрывающего аллювиальный разрез речной террасы, получена дата 25 тыс. лет (Ponomareva et al.,

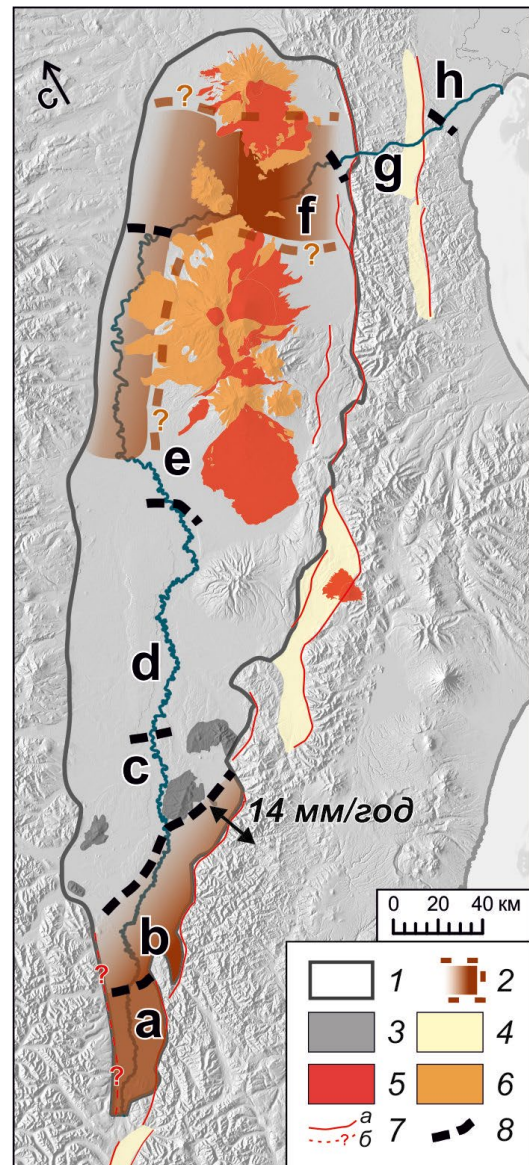


Рис. 6. Неотектоническая схема ЦКД: 1 – Границы ЦКД; 2 – области повышенных скоростей прогибания; 3 – выступы коренного фундамента; 4 – прочие активные грабены (Kozhurin, Zelenin, 2017); 5 – голоценовые, 6 – позднеплейстоценовые; 7 – активные разломы (a – установленные (Kozhurin, Zelenin, 2017), б – предполагаемые); 8 – границы выделенных участков долины. Подписана единственная точка определения скорости растяжения восточного борта ЦКД – 14 мм/год (Kozhurin, Zelenin, 2017).

Fig. 6. Neotectonic scheme of the CKD: 1 – Central Kamchatka Depression; 2 – areas of intensive submergence within the CKD; 3 – bedrock inselbergs within the CKD; 4 – active grabens (Kozhurin, Zelenin, 2017); 5 – Holocene, 6 – Late Pleistocene; 7 – active faults (a – installed (Kozhurin, Zelenin, 2017), б – inferred); 8 – valley segments. Labeled is the only site of estimated rate of extension at the eastern CKD border – 14 mm/yr (Kozhurin, Zelenin, 2017).

2021). Эволюция флювиального рельефа в минимальной степени коснулась участков **a** и **b**, где прямолинейные тектонические борта определяют положение долины со времени заложения ЦКД в плиоцене (Государственная ... 2006). Тем не менее из-за продолжающегося тектонического прогибания и небольшой ширины, долина постоянно заполняется конусами выноса и имеет современный возраст поверхности почти на всем протяжении этих участков.

Несмотря на преобладающий вклад флювиальной аккумуляции в современное осадконакопление ЦКД, унаследованность развития флювиального рельефа проявлена на весьма ограниченных участках долины. Флювиальный рельеф ЦКД неоднократно преобразовывался иными факторами. Деграляция крупных плейстоценовых оледенений (рис. 1, (б)) не могла не приводить к заложению новой речной сети на первичной моренной равнине, тогда как более локальные оледенения и палеозера, отложения которых известны в ЦКД (Брайцева и др., 1968, Куприна, 1970, Ronomareva et al., 2021), воздействовали только на отдельные участки долины. Внутри ЦКД распространены протяженные ложбины, несоразмерные занимающим их водотокам, которые скорее всего являются брошенными долинами р. Камчатки и ее притоков. Для решения вопроса происхождения этих ложбин требуется как характеристика выполняющих их отложений, так и новые датировки. В настоящее время даже для речных террас внутри долины количество известных дат недостаточно для корреляции их между собой и, тем более, для выделения этапов врезания и аккумуляции. В долине р. Камчатки высота террас не может считаться надежным критерием их корреляции в связи с возможными контрастными тектоническими движениями и малой протяженностью их сегментов, нигде не образующих более одного уровня.

Различия в морфологии долины, позволившие выделить обсуждаемые участки, обусловлены почти исключительно эндогенными факторами, как тектоническими, так и вулканическими (рис. 6). В целом особенности строения долины отражают неравномерное прогибание ЦКД, скорость которого превышает скорость адаптации флювиальных процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для бассейна реки Камчатки авторами был рассчитан растр превышения рельефа над речной сетью и основные морфометрические характеристики современного русла р. Камчатки — уклон и коэффициент извилистости. Установлено, что

наиболее общей особенностью долины является ее молодой облик: на всем протяжении долины почти вся она занята современной поймой, а верховьях — активными конусами выноса притоков, спускающихся с горного обрамления ЦКД. Надпойменные террасы имеют малую протяженность и нигде не образуют более одного уровня. Полученные данные позволяют разделить долину р. Камчатки по различиям в ее морфологии и характеристиках русла на восемь участков. Строение долины, состоящее из участков, резко различающихся по морфологии, в первую очередь связано с неравномерным прогибанием ЦКД, скорость которого превышает скорость адаптации флювиальных процессов. Развитие ЦКД могло неоднократно приводить к перестройкам речной сети, поэтому далеко не все осадочное заполнение ЦКД можно напрямую ассоциировать с современной р. Камчаткой. Дальнейшее развитие исследований по этой теме остро нуждается в датировках отложений и форм рельефа.

БЛАГОДАРНОСТИ

Полевые и морфометрические исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-10102). Подготовка картографических материалов выполнена за счет государственного задания FMWS-2024-0003 Института географии РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бонк А.А. (2015). Характеристика природных водоемов Камчатки. Петропавловск-Камчатский: КамчатГТУ, WWF. 52 с.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С. и др. (1968). Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука. 228 с.
- Геосервис “Голоценовый вулканизм Камчатки” [Электронный ресурс]. URL: <http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/geoservices/hvolc.php> (дата обращения: 15.03.2024).
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Камчатская. Лист N57. Объяснительная записка. (2006). Под ред. Литвинова А.Ф., Марковского Б.А. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 376 с.
- Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. (1974). Значение рифтогенеза в формировании вулканических зон Камчатки. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. № 3. С. 3–20.
- Каримов Т.Д., Певзнер М.М., Успенская О.Н. и др. (2020). Высокая пойма р. Камчатка: возраст и особенности формирования отложений. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. №. 3. С. 58–74.
- <http://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-47-3-58-74>.

- Кожурин А.И., Пинегина Т.К., Пономарева В.В. (2023). Продольные сдвиги в островной дуге при нормальном поддвиге океанической плиты: пример Камчатки. *Тихоокеанская геология*. Т. 42. № 5. С. 92–104. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2023-42-5-92-104>
- Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. (2008). Активная разломная тектоника юга центральной Камчатки. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. Т. 2. С. 10–27.
- Константиновская Е.А. (2003). Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир. 223 с.
- Куксина Л.В. (2018). Сезонная изменчивость расхода и мутности воды на реках Камчатского края. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 4. С. 57–67.
- Куксина Л.В., Алексеевский Н.И. (2016). Особенности пространственно-временной изменчивости водного стока рек Камчатского края. *Водные ресурсы*. Т. 43. № 3. С. 254–264.
- Куксина Л.В., Алексеевский Н.И. (2017). Трансформация стока взвешенных наносов рек Камчатки под воздействием вулканизма. *Вулканология и сейсмология*. № 1. С. 63–74. <https://doi.org/10.7868/s0203030617010035>
- Куприна Н.П. (1970). Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. *Труды ГИН АН СССР*. Вып. 216. 148 с.
- Кушев С.Л., Ливеровский Ю.А. (1940). Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии. М.: Изд-во АН СССР. 85 с.
- Лебедева Е.В. (2017). Кальдера вулкана Ксудач (Камчатка) современные процессы рельефообразования и особенности строения долинной сети. *Геоморфология*. № 3. С. 60–75. <http://doi.org/10.7868/S0435428117030063>
- Лебедева Е.В., Сугробов В.М., Чижова В.П. и др. (2020). Долина р. Гейзерной (Камчатка): гидротермальная деятельность и особенности рельефообразования. *Геоморфология*. № 2. С. 60–73. <https://doi.org/10.31857/S0435428120020066>
- Лебедева Е.В., Черноморец С.С. (2023). Селевая активность и особенности селеформирования в долине р. Гейзерной (Камчатка). *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. № 3. Вып. 59. С. 5–19. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2023-3-59-5-19>
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н. и др. (1974). Камчатка. Курильские и Командорские острова. М.: Наука. 439 с.
- Опасные русловые процессы и среда обитания лососевых рыб на Камчатке. (2014). Под ред. С.Р. Чалова, В.Н. Лемана, А.С. Чаловой. М.: Изд-во ВНИРО. 240 с.
- Певзнер М.М., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. (2006). Голоценовые почвенно-пирокластические чехлы в Центральной Камчатской: возраст, строение, особенности осадконакопления. *Вулканология и сейсмология*. № 1. С. 24–38.
- Пинегина Т.К., Кожурин А.И., Пономарева В.В. (2014). Активная тектоника и геоморфология побережья Камчатского залива (Камчатка). *Тихоокеанская геология*. Т. 33. № 1. С. 75–88.
- Пономарева В.В., Горбач Н.В., Зеленин Е.А. (2014). Новые данные о крупномасштабных обрушениях постройки вулкана Шивелуч. В сб.: *Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога “Вулканизм и связанные с ним процессы”*. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. С. 109–114.
- Романова И.М., Зеленин, Е.А., Михайлюкова П.Г. и др. (2015). Геопортал Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и геосервис “Голоценовый вулканизм Камчатки”. *Геодезия и картография*. № 8. С. 17–23.
- Рычагов Г.И. (2006). Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ. 2006. 416 с.
- Сейнова И.Б., Черноморец С.С., Тутубалина О.В. и др. (2010). Условия формирования селевых потоков в районах активного вулканизма (на примере вулканов Ключевской и Шивелуч, Камчатка). Часть 1. *Криосфера Земли*. Т. 14. № 2. С. 29–45.
- Селиверстов Н.И. (2013). Подводные морфоструктуры Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 162 с.
- Фролова Н.Л., Становова А.В., Горин С.Л. (2014). Режим стока воды в нижнем течении реки Камчатки и его многолетняя изменчивость. *Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана*. Вып. 32. С. 73–78.
- Цуканов Н.В. (1991). Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое—раннем кайнозое. М.: Наука. 104 с.
- Чалов С.Р., Чалова А.С., Школьный Д.И. (2021). Количественная оценка плановых переформирования реки Камчатки. *Известия РАН. Серия географическая*. Т. 85. № 2. С. 218–230. <https://doi.org/10.31857/s2587556621020035>
- Школьный Д.И., Чалов С.Р., Цыпленков А.С. и др. (2017). Опасные проявления русловых процессов на реке Аваче Елизаровского района Камчатского края. *ГеоРиск*. № 3. С. 30–41.
- Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A. et al. (2007). Evolution of the Kurile-Kamchatkan Volcanic Arcs and Dynamics of the Kamchatka-Aleutian Junction. *Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region, American Geophysical Union Geophysical Monograph*. Series 172. P. 37–55. <https://doi.org/10.1029/172GM04>
- Barr I.D., Solomina O. (2014). Pleistocene and Holocene glacier fluctuations upon the Kamchatka peninsula. *Global and Planetary Changes*. V. 113. P. 110–120. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.08.005>
- Belousov A., Belousova M., Voight B. (1999). Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. *Bull. Volcanol.* V. 61. P. 324–342.
- Kozhurin A., Acocella V., Kyle P.R. et al. (2006). Trenching studies of active faults in Kamchatka, Eastern Russia: Palaeoseismic, tectonic and hazard implications. *Tectonophysics*. V. 417. P. 285–304. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.01.004>

- Kozhurin A., Zelenin E. (2017). An extending island arc: the case of Kamchatka. *Tectonophysics*. V. 706. P. 91–102. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.001>
- Kozhurin A.I., Pinegina T.K., Ponomareva V.V. (2023). Arc-parallel strike-slip faulting in an island arc under arc-normal subduction: The case of Kamchatka. *Russian J. of Pacific Geology*. V. 17. № 5. P. 489–500. <http://dx.doi.org/10.1134/S1819714023050044>
- Lander A.V., Shapiro M.N. (2007). The Origin of the Modern Kamchatka Subduction Zone. *Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region, Geophysical Monograph Series*. V. 172. P. 57–64. <https://doi.org/10.1029/172GM05>
- Ponomareva V., Pendea I.F., Zelenin E. et al. (2021). The first continuous late Pleistocene tephra record from Kamchatka Peninsula (NW Pacific) and its volcanological and paleogeographic implications. *Quat. Sci. Rev.* V. 257. 106838.
- Ponomareva V.V., Churikova T., Melekestsev I.V. et al. (2007). Late Pleistocene-Holocene Volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific Region. *Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region, American Geophysical Union Geophysical Monograph Series* 172. P. 165–198.
- Salaorni E., Stoffel M., Tutubalina O. et al. (2017). Dendrogeomorphic reconstruction of lahar activity and triggers: Shiveluch volcano, Kamchatka Peninsula, Russia. *Bull. Volcanol.* V. 79. № 1. P. 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1094-4>
- Schellart W.P., Freeman J., Stegman D.R. et al. (2007). Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature*. V. 446. № 7133. P. 308–311. <https://doi.org/10.1038/nature05615>
- Zelenin E., Gurinov A., Garipova S. et al. (2023). Geomorphology of the Central Kamchatka Depression, the Kamchatka Peninsula, NE Pacific. *J. of Maps*. V. 19. № 1. P. 1–10. <https://doi.org/10.1080/17445647.2023.2252006>
- Zelenin E.A., Gurinov A. L., Zakharov A. L. et al. (2023b). Geomorphological processes in the Central Kamchatka Depression (The Kamchatka Peninsula, NE Pacific) during the last 30 Ka. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 54. № 4. P. 226–237. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040175>

EXPRESSION OF ACTIVE TECTONICS IN MORPHOLOGY OF A RIVER VALLEY (AN EXAMPLE OF THE KAMCHATKA RIVER VALLEY)¹

E. A. Zelenin^{a, #}, M. N. Kiryakova^b, E. O. Mukhametshina^c, and A. L. Zakharov^c

^aGeological Institute RAS, Moscow, Russia

^bLomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

^cInstitute of Geography RAS, Moscow, Russia

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

The Kamchatka River is the largest river of the Kamchatka Peninsula. The area of the Kamchatka River basin makes it one of the largest that emerged above the subduction zone. The peninsula is located in a temperate maritime climate, which favors intensive fluvial processes, especially for the largest river system of the peninsula. The study of fluvial processes within the Kamchatka River basin is based mainly on the publications of the mid-XX century. Recently dated deposits and remote sensing data permits us to identify the spatial distribution of the factors affecting the Kamchatka River valley topography.

For this study, the relative elevation model and the main morphometric characteristics of the Kamchatka River - the stream gradient and the tortuosity ratio - have been calculated. Changes in the morphology of the valley and in the characteristics of its modern channel allow us to distinguish eight segments of the Kamchatka River valley. The contrast topography of the Kamchatka River valley, is caused by a non-uniform submergence of the CKD with rates exceeding those of fluvial processes.

Keywords: river valley, morphometric analysis, neotectonic deformations, active continental margin

ACKNOWLEDGMENTS

Field and morphometric studies were carried out under a grant from the Russian Science Foundation (Project № 21-77-10102). Preparation of cartographic materials was carried out at the expense of the state task FMWS-2024-0003 of the Institute of Geography RAS.

REFERENCES

- Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A. et al. (2007). Evolution of the Kurile-Kamchatkan Volcanic Arcs and Dynamics of the Kamchatka-Aleutian Junction. *Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region, American Geophysical Union Geophysical Monograph Series* 172. P. 37–55. <https://doi.org/10.1029/172GM04>

¹For citation: Zelenin E.A., Kiryakova M.N., Mukhametshina E.O., Zakharov A.L. (2023). Expression of active tectonics in morphology of a river valley (an example of the Kamchatka River valley). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 3. P. 109–122. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030062>; <https://elibrary.ru/PLOXSZ>

- Barr I.D., Solomina O. (2014). Pleistocene and Holocene glacier fluctuations upon the Kamchatka peninsula. *Global and Planetary Changes*. V. 113. P. 110–120. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.08.005>
- Belousov A., Belousova M., Voight B. (1999). Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. *Bull. Volcanol.* V. 61. P. 324–342.
- Bonk A.A. (2015). Kharakteristika presnovodnykh vodoemov Kamchatki (Characteristics of freshwater reservoirs of Kamchatka). Petropavlovsk-Kamchatsky: KamchatGTU, WWF (Publ.). 52 p. (in Russ.).
- Braitseva O.A., Melekeshev I.V., Evteeva I.S. et al. (1968). Stratigrafiya chetvertichnykh otlozhenii i oledneniya Kamchatki (Stratigraphy of Quaternary deposits and glaciation of Kamchatka). Moscow: Nauka (Publ.). 228 p. (in Russ.).
- Chalov S.R., Chalova A.S., Shkolnyi D.I. (2021). Quantitative Assessment of Channel Planform Changes of the Kamchatka River. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. V. 85. № 2. P. 218–230. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/s2587556621020035>
- Chalov S.R., Leman V.N., Chalova A.S. (Eds.). (2014). Opasnye ruslovy protsessy i sreda obitaniya lososevykh ryb na Kamchatke (Dangerous riverbed processes and the habitat of salmon fish in Kamchatka). Moscow: VNIRO (Publ.). 240 p. (in Russ.).
- Ermakov V.A., Milanovskij E.E., Tarakanovskij A.A. (1974). The importance of rifting in the formation of Kamchatka volcanic zones. *Vestnik Mosk. Un-ta. Seriya 4. Geologiya*. № 3. P. 3–20. (in Russ.).
- Frolova N.L., Stanovova A.V., Gorin S.L. (2014). Hydrological regime of the Kamchatka River in the lower reaches and its long-term variability. *Issledovaniya vodnykh biologicheskikh resursov Kamchatki i Severo-Zapadnoi chasti Tikhogo okeana*. Iss. 32. P. 73–78. (in Russ.).
- Geoservice “Holocene Volcanism of Kamchatka” [Electronic data]. Access way: <http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/geoservices/hvolc.php> (access date: 15.03.2024)
- Karimov T.D., Pevzner M.M., Uspenskaya O.N. et al. (2020). Floodplain of Kamchatka River: Age and specific of formation of sediments. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle*. № 3. P. 58–74. (in Russ.). <http://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-47-3-58-74>
- Konstantinovskaya E.A. (2003). Tektonika vostochnykh okrain Azii: strukturnoe razvitiye i geodinamicheskoe modelirovaniye (Tectonics of the Eastern Margins of Asia: Structural Development and Geodynamic Modeling). Moscow: Scientific World (Publ.). 223 p. (in Russ.).
- Kozhurin A., Acocella V., Kyle P.R. et al. (2006). Trenching studies of active faults in Kamchatka, Eastern Russia: Palaeoseismic, tectonic and hazard implications. *Tectonophysics*. V. 417. P. 285–304. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.01.004>
- Kozhurin A., Zelenin E. (2017). An extending island arc: the case of Kamchatka. *Tectonophysics*. V. 706. P. 91–102. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.001>
- Kozhurin A.I., Pinegina T.K., Ponomareva V.V. (2023). Arc-parallel strike-slip faulting in an island arc under arc-normal subduction: The case of Kamchatka. *Russian J. of Pacific Geology*. V. 17. № 5. P. 489–500. <http://dx.doi.org/10.1134/S1819714023050044>
- Kozhurin A.I., Ponomareva V.V., Pinegina T.K. (2008). Active faulting in the south of Central Kamchatka. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle*. V. 2. P. 10–27. (in Russ.).
- Kuksina L.V. (2018). Seasonal variability of water discharge and suspended sediment concentration for rivers of the Kamchatka krai. *Vestnik Mosk. Un-ta. Seriya 5. Geografiya*. № 4. P. 57–67. (in Russ.).
- Kuksina L.V., Alekseevskii N.I. (2016). Space and time variations of the runoff of Kamchatka Krai rivers. *Water Resources*. V. 43. P. 438–447. <https://doi.org/10.1134/S0097807816030106>
- Kuksina L.V., Alekseevskij N.I. (2017). The transformation of the runoff of the suspended load in Kamchatkan rivers due to volcanism. *Vulkanologiya i seismologiya*. № 1. P. 63–74. (in Russ.). <https://doi.org/10.7868/s0203030617010035>
- Kuprina N.P. (1970). Stratigrafiya i istoriya osadkonakopleniya pleistotsenovykh otlozhenii Central’noi Kamchatki (Stratigraphy and sedimentation history of Pleistocene deposits of Central Kamchatka). *Trudy GIN AN SSSR*. V. 216. 148 p. (in Russ.).
- Kushev S.L., Liverovsky Y.A. (1940). Geomorfologicheskii ocherk Tsentral’noi Kamchatskoi depressii (Geomorphological article of the central Kamchatka depression). Moscow: AN USSR (Publ.). 85 p. (in Russ.).
- Lander A.V., Shapiro M.N. (2007). The Origin of the Modern Kamchatka Subduction Zone. *Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region, Geophysical Monograph Series*. V. 172. P. 57–64. <https://doi.org/10.1029/172GM05>
- Lebedeva E.V. (2017). Caldera Ksudach (Kamchatka): modern processes of relief forming and main features of the valley network structure. *Geomorfologiya*. № 3. P. 60–75. (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2017-3-60-75>
- Lebedeva E.V., Chernomorets S.S. (2023). Debris flow activity and specificity of debris flow formation in the Geysernaya river valley (Kamchatka). *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle*. № 3. V. 59. P. 5–19. (in Russ.). <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2023-3-59-5-19>
- Lebedeva E.V., Sugrobov V.M., Chizhova V.P. et al. (2020). The valley of the River Geyzernaya (Kamchatka): hydrothermal activity and features of relief forming. *Geomorfologiya*. № 2. P. 60–73. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0435428120020066>
- Litvinov A.F., Markovskiy B.A. (Eds.). (2006). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Mashtab 1:1 000 000 (tret’e pokolenie). Seriya Koryaksko-Kamchatskaya. List N57. Ob’yasnitel’naya zapiska (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (Third generation). The Koryak-Kamchatka series. Sheet N57. An explanatory note. Saint Petersburg: SPb kartfabriki VSEGEI (Publ.). 376 p. (in Russ.).
- Melekestsev I.V., Braitseva O.A., Erlich E.N. et al. (1974). Kamchatka, Kuril’skie i Komandorskie ostrova (Kamchatka, Kurilski and Komandorski Islands). Moscow: Nauka (Publ.). 439 p. (in Russ.).

- Pevzner M.M., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. (2006). Holocene soil-pyroclastic covers in the Central Kamchatka Depression: age, composition, features of sedimentation. *Vulkanologiya i seismologiya*. № 1. P. 24–38. (in Russ.)
- Pinegina T.K., Kozhurin A.I., Ponomareva V.V. (2014). Active Tectonics and Geomorphology of the Kamchatsky Bay Coast in Kamchatka. *Tikhookeanskaya geologiya*. V. 33. № 1. P. 75–88. (in Russ.)
- Ponomareva V., Gorbach N., Zelenin E. (2014). New data on large-scale collapses of Shiveluch volcano edifice. In: *Materialy ezhegodnoi konferentsii, posvyashchennoi Dnyu vulkanologa "Vulkanizm i svyazannyye s nim protsessy"*. Petropavlovsk-Kamchatskii: IViS DVO RAN (Publ.). P. 109–114. (in Russ.)
- Ponomareva V., Pendea I.F., Zelenin E. et al. (2021). The first continuous late Pleistocene tephra record from Kamchatka Peninsula (NW Pacific) and its volcanological and paleogeographic implications. *Quat. Sci. Rev.* V. 257. 106838.
- Ponomareva V.V., Churikova T., Melekestsev I.V. et al. (2007). Late Pleistocene-Holocene Volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific Region. *Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region, American Geophysical Union Geophysical Monograph*. Series 172. P. 165–198.
- Romanova I.M., Zelenin E.A., Mikhaylyukova P.G. et al. (2015). Geoportal of the Institute of Volcanology and Seismology, RAS and geoservice "Holocene volcanism of Kamchatka". *Geodeziya i kartografiya*. № 8. P. 17–23. (in Russ.)
- Rychagov G.I. (2006). *Obshchaya geomorfologiya* (General geomorphology). Moscow: Moscow State University. 416 p. (in Russ.)
- Salaorni E., Stoffel M., Tutubalina O. et al. (2017). Dendro-geomorphic reconstruction of lahar activity and triggers: Shiveluch volcano, Kamchatka Peninsula, Russia. *Bull. Volcanol.* V. 79. № 1. P. 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1094-4>
- Schellart W.P., Freeman J., Stegman D.R. et al. (2007). Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature*. V. 446. № 7133. P. 308–311. <https://doi.org/10.1038/nature05615>
- Seliverstov N.I. (2013). *Podvodnye morfostruktury Kurilo-Kamchatskoi i Aleutskoi ostrovnykh dug* (Subaqueous Morphostructures of Kuril-Kamchatka and Aleutian Island Arcs). Petropavlovsk-Kamchatskii: IVS FEB RAS (Publ.). 162 p. (in Russ.)
- Seynova I.B., Chernomorets S.S., Tutubalina O.V. et al. (2010). Debris flow formation in areas of active volcanism (case study of Kluchevskoy and Shiveluch volcanoes, Kamchatka). Part 1. *Earth's Cryosphere*. V. 14. № 2. P. 29–45. (in Russ.)
- Shkolnyi D.I., Chalov S.R., Tsyplenkov A.S. et al. (2017). Hazardous manifestations of channel processes on the Avacha river (Yelizovsky district, Kamchatka krai). *GeoRisk*. № 3. P. 30–41. (in Russ.)
- Tsukanov N.V. (1991). *Tektonicheskoe razvitiye priokeanicheskoi zony Kamchatki v pozdnem mezozoe–rannem kainozoe* (Tectonic development of the Kamchatka Oceanic zone in the Late Mesozoic–Early Cenozoic). Moscow: Nauka (Publ.). 104 p. (in Russ.)
- Zelenin E., Gurinov A., Garipova S. et al. (2023). Geomorphology of the Central Kamchatka Depression, the Kamchatka Peninsula, NE Pacific. *J. of Maps*. V. 19. № 1. P. 1–10. <https://doi.org/10.1080/17445647.2023.2252006>
- Zelenin E.A., Gurinov A. L., Zakharov A. L. et al. (2023b). Geomorphological processes in the Central Kamchatka Depression (The Kamchatka Peninsula, NE Pacific) during the last 30 Ka. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 54. № 4. P. 226–237. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040175>

ГЕОМОРФОЛОГИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН

УДК 551.435.132:551.432.7:551.233(571.66)

**ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРРАС В ДОЛИНЕ РЕКИ
С АКТИВНЫМИ ГАЗОГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ ПРОЯВЛЕНИЯМИ
(НА ПРИМЕРЕ р. ГЕЙЗЕРНОЙ, п-ов КАМЧАТКА)[#]**

© 2024 г. Е. В. Лебедева^{1,*}, А. Л. Захаров^{1,**}, А. В. Котенков^{1,***}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

* E-mail: Ekaterina.lebedeva@gmail.com

** E-mail: zaanleo@gmail.com

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

Поступила в редакцию 14.05.2024 г.

После доработки 07.06.2024 г.

Принята к публикации 19.07.2024 г.

Изучены морфология, строение и вещественный состав отложений низких террасовых уровней в долине р. Гейзерной, которые встречаются в виде небольших фрагментов. В разрезах доминирует грубый, плохо сортированный и слабо окатанный селевый материал разных возрастных генераций. На отдельных участках вскрыты слоистые песчано-гравийные отложения, накапливавшиеся в условиях подпрудных водоемов. Аллювиальные отложения представлены незначительными по мощности прослоями галечников с валунами лучшей окатанности и сортировки с песчано-гравийным заполнителем, подстилающими и/или перекрывающими селевые отложения. Для некоторых фрагментов террасовидных поверхностей характерен меньший уклон по сравнению с продольным профилем реки: по-видимому, они являются остатками бывших селево-оползневых плотин. Осадки современных селей прослеживаются на отметках от 0 до +50 м над урезом реки, отложения древних селей сохранились в высотном интервале от 0.5 до 12 м. Это свидетельствует об отсутствии прямой зависимости возраста отложений от уровня их залегания. Выветрелость и измененность рыхлого материала обусловлена близостью и активностью термопроявлений Гейзерного термального поля. Газогидротермальные процессы приводят к значительной трансформации состава и свойств анализируемых отложений — преимущественно к их цементации. Строение изученных разрезов свидетельствует о неоднократности схода селей по долине и о периодическом возникновении там временных подпрудных водоемов в результате формирования обвально-оползневых и селевых плотин. Активное поступление материала со склонов и его перераспределение селями обусловили плохую окатанность обломков и сортировку осадка, слабую дезинтеграцию материала. Среди породообразующих минералов мелкопесчаной фракции доминируют магнетит и пироксены при участии ильменита, легкая фракция представлена преимущественно опал-смектит-цеолитовыми агрегатами, в меньшей степени — гейзеритом. В минералогических спектрах отложений, накапливавшихся в условиях подпрудных озер, расширяется набор вторичных минералов и агрегатов. В подстилающих селевый материал горизонтах аллювия имеются признаки перераспределения древних осадков с хорошо окатанными обломками пород и зернами минералов.

Ключевые слова: флювиальные процессы, селеобразование, выветривание, гидротермально-измененные отложения, вторичные (новообразованные) минералы, подпрудные водоемы

DOI: 10.31857/S2949178924030071, **EDN:** PLGCWB

ВВЕДЕНИЕ

Во многих долинах рек вулканических регионов наблюдаются разнообразные газогидротермальные проявления: термальные источники, парогазовые струи, грязевые котлы и др. Однако

влияние гидротермальных процессов на формирование и развитие речных долин практически не изучено, специальных публикаций в отечественной и зарубежной литературе, помимо описаний самих газогидротерм, особенностей их режима, гидрогеологического строения территории и т.п., нет. Пожалуй, наиболее комплексной публикацией, затрагивающей в том числе некоторые аспекты строения долины с газогидротермальными проявлениями, является очерк “Жемчужина Камчатки — Долина гейзеров”, написанный группой

[#] Ссылка для цитирования: Лебедева Е.В., Захаров А.Л., Котенков А.В. (2024). Формирование террас в долине реки с активными газогидротермальными проявлениями (на примере р. Гейзерной, п-ов Камчатка). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 3. С. 123–145. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030071>; <https://elibrary.ru/PLGCWB>

ведущих специалистов Института вулканологии и сейсмологии РАН (Сутробов и др., 2009). Но и в ней “главные герои” — это гейзеры. В то же время наши исследования в Курило-Камчатском регионе, в том числе и в долине р. Гейзерной (но не только), показали, что долины водотоков геотермальных зон с активными газогидротермальными проявлениями весьма своеобразны и заслуживают внимания геоморфологов. Для них характерны вторичная проработка аллювиальных отложений и коренных пород термальными водами с существенным изменением их свойств; активизация склоновых процессов и переотложение смещенного склонового материала селями, формирование специфических аккумулятивных форм микро- и мезорельефа (Лебедева, 2022; Lebedeva, Zharkov, 2022). Русловой аллювий подобных водотоков характеризуется значительным участием селевого материала в его формировании (Lebedeva et al., 2023). Для галечного материала

типичны плохая окатанность, слабая сортировка, для песчаной фракции — обилие обломков пород и сростков минералов, что свидетельствует о слабой дезинтеграции осадка и значительной доли в нем склонового материала, в том числе переотложенного селями. Обилие газогидротерм обусловило высокое содержание измененных обломков пород (до 80%) в галечной фракции аллювия и новообразованных агрегатов (до 70%) в песчаной фракции (Lebedeva et al., 2023).

Активное проявление гравитационных процессов на склонах приводит к формированию многочисленных оползневых террас и к периодическому перегораживанию долин, причем иногда, как это наблюдается в долине р. Гейзерной, — с образованием короткоживущих подпрудных водоемов (Lebedeva et al., 2023). Очевидно, что все это сказывается и на особенностях протекания флювиальных процессов в подобных долинах и, в частности, на формировании низких террасовых уровней. В данной работе мы хотели впервые детально рассмотреть этот вопрос на примере долины р. Гейзерной, которая изучена лучше, нежели долины иных водотоков на склонах вулканов Камчатки и Курильских островов.

Общая характеристика бассейна реки. Долина р. Гейзерной расположена на восточной границе Узон-Гейзерной кальдеры — вулcano-тектонической депрессии в Восточном вулканическом поясе Камчатки (рис. 1). Геологическое строение бассейна и характер гидротермальных проявлений детально описаны в работах (Леонов и др., 1991; Сутробов и др., 2009; Лебедева и др., 2020; Lebedeva et al., 2023). Практически на всем протяжении река размывает толщи посткальдерных позднеплейстоцен-голоценовых вулканогенно-озерных осадков общей мощностью до 400 м (Геологическая карта ... 200 тыс. м-ба, 1981): пемзовых туфов, туфопесчаников, туфогравелитов с прослоями и линзами туфобрекчий и туфоконгломератов. В нижнем течении, где река врезана наиболее глубоко, она вскрывает докальдерные образования — туфобрекчий и туфоконгломераты устьевой свиты, а также лавы преимущественно андезитового и дацитового состава средне-позднеплейстоценового возраста (Геологическая карта ... 1 млн м-ба, 2011), прорезает дайки риодацитов. В среднем течении в левом борту долины вскрываются экструзивные купола и лавы бортового комплекса.

На склонах долины встречаются поля гидротермально измененных и нагретых до различных температур пород. Термопроявления представлены струями насыщенного пара, грязевыми и газирующими котлами, разнообразными источниками и гейзерами. Основная разгрузка высокотемпера-

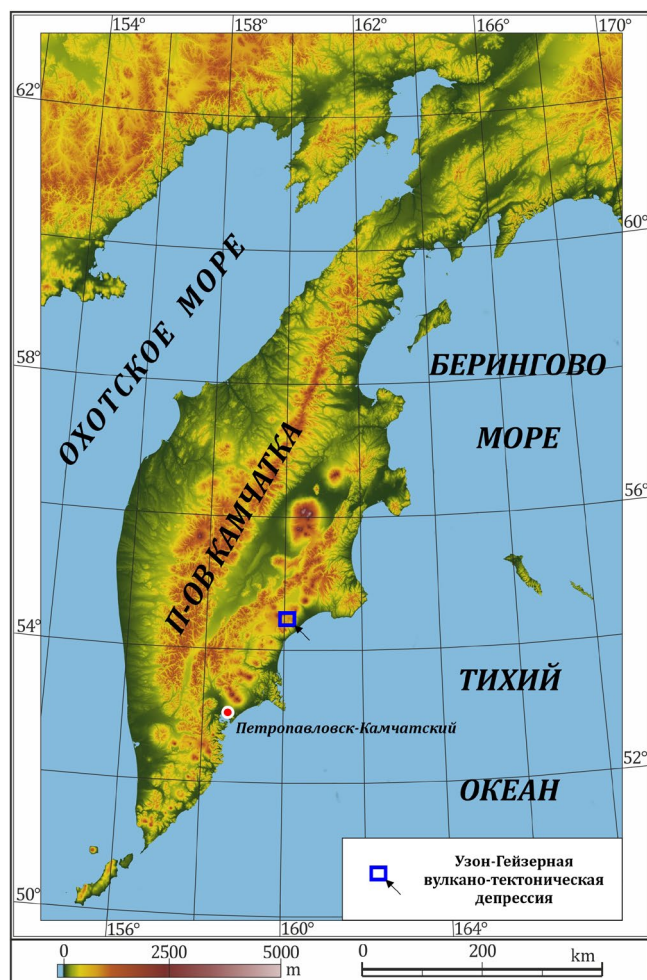


Рис. 1. Полуостров Камчатка и положение района исследований.

Fig. 1. Kamchatka Peninsula and the study area position.

турных хлоридно-натриевых подземных вод происходит на самом нижнем по течению Гейзерном термальном поле (Атлас ..., 2015). Большинство термопроявлений расположено в днище долины и на ее левом борту, который непосредственно прилегает к краю кальдеры. На правом борту гидротермальная деятельность прослеживается только до высот 10–15 м над урезом реки (Сугробов и др., 2009).

Долина характеризуется высокой оползневой и селевой активностью (Двигало, Мелекесцев, 2009; Зеркаль и др., 2019; Лебедева и др., 2020; Лебедева, Черноморец, 2023), что резко отличает ее от близлежащих аналогичных по морфологии врезов (Балдина и др., 2023). Только за последние 40 лет в ее среднем и нижнем течении произошло три крупных обвала-оползня, сопровождавшихся селеобразованием (1981 г., 2007 г. и 2014 г.), при общем объеме смещенного материала около 24 млн м³ (Двигало и др., 2014; Шевченко и др., 2018). Детально механизмы формирования смещений и объемы перемещенного материала описаны как в перечисленных работах, так и в (Пинегина и др., 2008; Двигало, Мелекесцев, 2009; Сугробов и др., 2009; Атлас ..., 2015). И, если в 1981 г. обломочная масса была быстро переработана рекой и вынесена вниз по течению, то в двух последующих случаях в долине формировались подпрудные водоемы. Последний существует и в настоящее время, его плотина, состоящая из материала обвала-оползня 2014 г., имеет высоту около 25 м над урезом реки. Плотина оползня-селя 2007 г. с отметками до 50 м над урезом прорезана рекой и к настоящему времени озеро спущено.

Река Гейзерная является левым притоком р. Шумной и относится к бассейну Тихого океана. Протяженность этого водотока 5 порядка, берущего начало на склонах влк. Кихпинич, составляет менее 12 км при перепаде высот около 700 м. Глубина долины в среднем течении около 200 м, в приустьевой части она увеличивается до 400 м, а ее ширина по бровкам, соответственно, колеблется от 1 до 3.5 км. Поперечный профиль долины V-образный, крутизна склонов 25–30°, в среднем и нижнем течении они несколько выглаживаются (до 20–25°). Продольный профиль реки невыработанный, ступенчатый. Гидрологический режим характеризуется весенне-летним половодьем, питание — смешанное. В приустьевой части ширина русла реки достигает 10–15 м, глубина колеблется от 0.5 до 1.2 м. В межень скорость течения около 1.5–2 м/с, а расход в устье реки — 1.5–2 м³/с, в паводки он увеличивается до 1.5 раз.

Характеристика террасового комплекса. Низкая пойма р. Гейзерной имеет высоту над урезом 0.5–1 м при ширине до 50–100 м, высокая — 2.0–2.5 м при ширине 5–20 м. В среднем и нижнем течении реки периодически прослеживаются фрагменты 1-й надпойменной террасы, сложенные в основном грубообломочным плохо сортированным галечно-валунным материалом, но иногда в их уступах встречается более тонкий, горизонтально слоистый супесчаный материал. Уклон фрагментов иногда меньше современного уклона реки, поэтому их высота относительно русла колеблется от 3–4 м в верхней по течению части и до 7–9 м — в нижней. В среднем течении к этому уровню привязаны подрезаемые рекой селевые конусы выноса в устьях левых притоков (Лебедева, Черноморец, 2023). Четко выраженные более высокие террасовые уровни в долине отсутствуют, хотя Т.И. Устинова (1955) и отмечала наличие фрагментов 15–18 и 22–25 м террас. Действительно, борта долины изобилуют разновысотными ступенями с отметками не только 15–20, но и 40, 60 и более метров, которые не выдержаны по простиранию и перекрыты почвенно-пирокластическим чехлом (ППЧ) мощностью 1–2 м, под которым вскрывается разбортная скала вулканогенно-озерных отложений, что подтверждается данными проведенного нами ручного бурения и шурфовочными работами. Широкое развитие оползневых процессов в долине и разновысотность террасовидных поверхностей позволяет предположить их оползневой генезис.

Цель данной работы — анализ строения фрагментов низких террасовых уровней с отметками до 10–20 м над современным урезом реки, находящихся в условиях активного газогидротермального воздействия, определение состава и генезиса слагающих их отложений и механизма формирования. Все эти фрагменты выглядят как речные террасы, однако в связи с особенностями их морфологии, характером отложений, среди которых есть заведомо не аллювиальный материал, более корректно обозначать их термином “террасовидная поверхность” (ТП).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В процессе полевых работ в долине р. Гейзерной в 2020–2023 гг. нами было изучено строение 10 фрагментов террасовидных поверхностей с отметками до 10–20 м над современным урезом в среднем и нижнем течении реки (ниже плотины подпрудного озера 2014 г. — рис. 2, 3). Гидротермально измененные флювиальные отложения ранее детально не изучались: в научной литературе нами был обнаружен единственный пример, касающийся специфики выветривания обломков

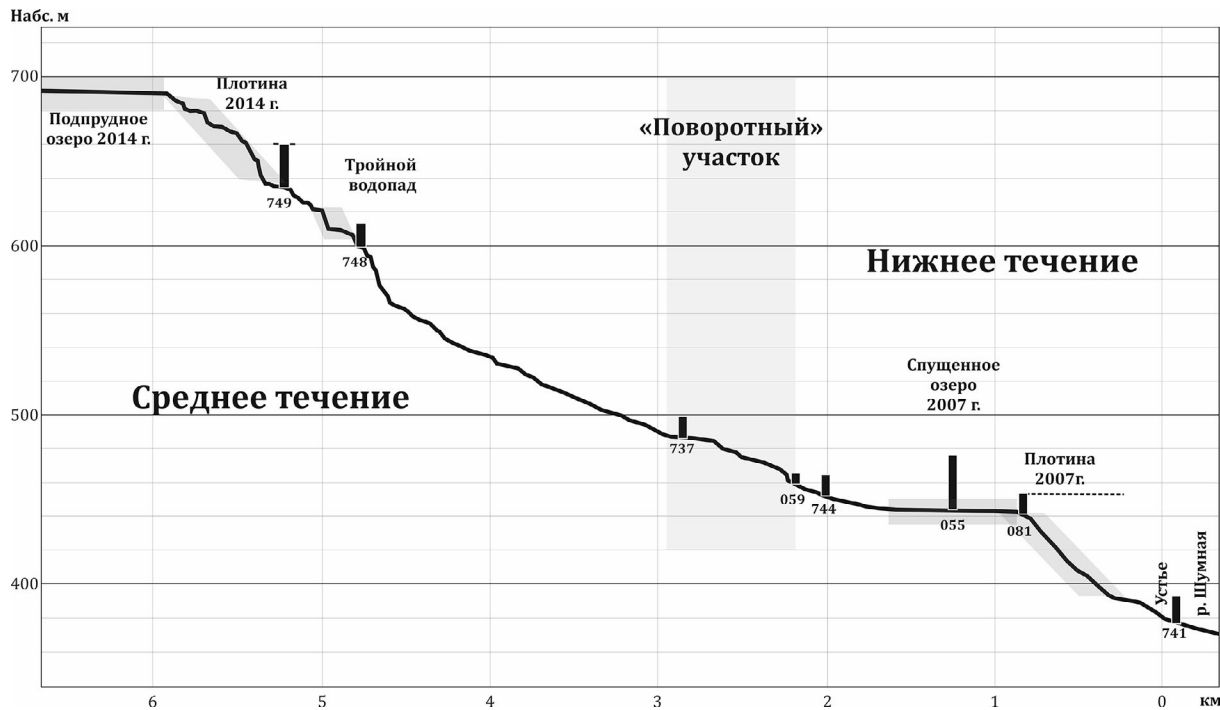


Рис. 2. Продольный профиль р. Гейзерной (среднее и нижнее течение) и положение изученных разрезов. Серой заливкой показаны поименованные на профиле участки, пунктиром – протяженность низких террасовидных поверхностей.

Fig. 2. The Geysernaya River longitudinal profile (middle and lower reaches) and the position of the studied sections of low terrace-like surfaces. The gray shading shows the areas named on the profile, the dotted line shows the extent of the low terrace-like surfaces.

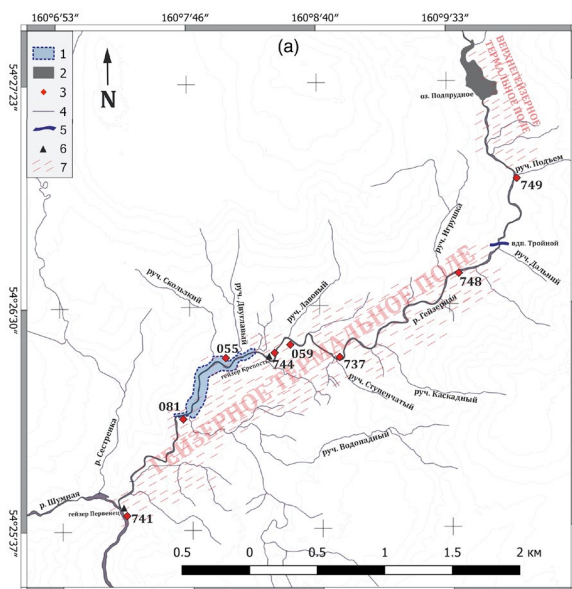


Рис. 3. Бассейн нижнего и среднего течения р. Гейзерной. (а) – Схема термальных полей. Подпрудные озера: 1 – спущенное (2007–2014 г.), 2 – существующее с 2014 г.; 3 – положение разрезов; 4 – водотоки; 5 – Тройной водопад; 6 – гейзеры Крепость и Первенец; 7 – термальные поля. (б) – Участки развития современных гравитационных процессов. Обвалы-оползни: 1.1 – 2007 г., 1.2 – 2014 г.; 2 – положение погребенного русла руч. Водопадного; 3 – положение разрезов.

Fig. 3. Basin of the lower and middle reaches of the Geysernaya River. (a) – Propagation of thermal fields. Dammed lakes: 1 – drained (2007–2014); 2 – existing since 2014; 3 – position of sections; 4 – watercourses; 5 – Troynoi waterfall; 6 – geysers Krepost' and Pervenets; 7 – thermal fields. (b) – Areas of modern gravitational processes. Landslides: 1.1 – 2007, 1.2 – 2014; 2 – position of the buried stream bed of Vodopadny creek; 3 – position of sections.

валунной фракции из селевых отложений в русле Кипящей речки на о-ве Итуруп (Ладыгин и др., 2014). Поэтому на данном этапе исследований было решено провести комплексный анализ вещественного состава мелкообломочной составляющей отложений, слагающих рассматриваемые террасы, что позволило нам определить их генезис. Помимо гранулометрического анализа был выполнен минералогический анализ мелкопесчаной фракции и изучена морфоскопия зерен крупнопесчаной и мелкогравийных фракций. На следующем этапе работ запланировано проведение углубленного анализа формирующегося цемента с привлечение электронной микроскопии, анализа шлифов, рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF).

Изучение гранулометрического состава проводилось по стандартной методике для пробы около 100 г мелкообломочной составляющей (включая гравий). Анализ выполнялся в лаборатории палеоархивов природной среды отдела палеогеографии ИГ РАН. Материал подвергался просеиванию через сита 2.0 мм и 1.1 мм. Крупные фракции (гравий и грубый песок) высушивались при температуре 40–105 °С, затем взвешивались. Аналогичные процедуры проводились с тонкой фракцией, которая для разрушения агрегатов потом смешивалась с 4% раствором пиррофосфата натрия, нагревалась до 90 °С в течение двух часов с помешиванием. В дальнейшем полученный образец измерялся на лазерном дифракционном анализаторе Malvern Mastersizer 3000 с протоколом на основе теории Фраунгофера (Eshel et al., 2004). Полученные данные статистически обрабатывались с использова-

нием пакета Gradistat. Всего было проанализировано 45 образцов. Были рассчитаны соотношение фракций гравия, песка и алеврита, медианный размер частиц (Md , мм), коэффициент сортировки по формуле Траска ($S_0\sqrt{D_{75}/D_{25}}$) (Ананьева, 1998).

Для минералогического и морфоскопического анализов тонкообломочной составляющей было отобрано 47 образцов каждый весом около 500 г. Глинистая фракция удалялась путем отмучивания, материал высушивался и просеивался. Морфоскопический анализ зерен и обломков пород в количестве 200 штук для каждого образца выполнялся Э.Г. Ананьевой для размерности гравия (10–5 мм, 5–2 мм) и песка (1–0.5 мм, 0.5–0.25 мм), т.е. всего были изучены 4 фракции, наиболее полно характеризующие тонкообломочную часть отложений. Анализировалась форма зерен, характер их поверхности, петрографический и минералогический состав, окатанность, вторичное изменение, наличие пленок и наростов. Минералогический анализ проведен А.В. Григорьевой (ИГЕМ РАН) для размерности 0.1–0.25 мм (мелкий песок), которая наиболее информативна при решении палеогеографических и палеогеоморфологических задач (Колосова, Ананьева, 1974). Изучался состав 200 зерен, доля тяжелой и легкой фракций (разделение которых проводилось в бромформе), степень выветрелости и корродированности зерен минералов, наличие вторичных минералов, особенности строения и состав агрегатов.

При изучении отложений мы опирались на ранее полученные материалы комплексного анализа руслового аллювия р. Гейзерной (Lebedeva et al.,

Таблица 1. Характеристики современного аллювиального и селевого материала в долине р. Гейзерной
Table 1. Characteristics of modern alluvial and debris flow material in the Geysernaya River valley

Материал	Показатель	Современные (эталонные)		
		Генезис отложений		
		Русловой аллювий	Селевые отложения 2007 г.	Селевые отложения 2014 г.
Мелко-обломочный	Сортировка (S_0)	1.9–9.0	4–9	13.5–13.9
	Выход тяжелой фракции, %	2.6–50.0	4.3–4.4	3.3–5.0
	Глинистые пленки и примазки	Отсутствуют	+	+
	Окатанность гравия и частиц песка	Гравий окатан, песок – слабо	Нет	Нет
Крупно-обломочный	Класс окатанности галечного материала	1–3	0–1	0–1, редко 2
	Коэффициент окатанности	1.7–2.4	<1	1.3–1.5
	Размер перемещаемых валунов и глыб, м	0.2–0.6	До 2–4	До 2–4

2023), выполненного по аналогичной методике. Были исследованы образцы из проксимальных частей селевых потоков 2007 и 2014 гг., кроме того, мы имели возможность сравнить трансформацию параметров отложений селя 2014 г. вниз по долине реки. Таким образом, в нашем распоряжении оказались характеристики эталонных образцов селевых и аллювиальных отложений (табл. 1), что позволило нам сравнивать с ними таковые вскрытых в низких террасах осадков и делать заключения об их генетической принадлежности. Основными параметрами, позволявшими проводить разделение, служили коэффициент сортировки, выход тяжелой фракции, наличие глинистых пленок и примазок, окатанность гравия и частиц песка, а также галечного материала, и максимальный размер включенных в толщу валунов и глыб. Совокупность перечисленных данных позволила нам судить о динамике и условиях осадконакопления. Ведущие минералы тяжелой фракции свидетельствуют об источнике поступления материала, комплекс новообразованных минералов легкой фракции — о вторичных изменениях, которым он подвергался.

Кроме того, в процессе маршрутных исследований и в результате анализа разновременных космических снимков сверхвысокого разрешения (0.5–3.0 м) за несколько временных срезов начиная с 1964 г. было изучено геоморфологическое строение территории и особенности трансформации рельефа днища долины, в том числе ее террасового комплекса, на протяжении последних 6 десятилетий. Методика дешифрирования и специфика использования снимков различных спутниковых систем на разные временные срезы детально описаны в (Балдина и др., 2022; Lebedeva et al., 2022; Балдина и др., 2023).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ. СТРОЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ НИЗКИХ ТЕРРАСОВИДНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Результаты анализа вещественного состава изученных отложений разрезов¹ низких ТП и высокой поймы в нижнем и среднем течении реки (рис. 3, 4) приведены в табл. 2.

Разрез **749** находится ниже обвальной плотины 2014 г. и устья ручья Подъем на левом борту долины (рис. 3, (б)). Террасовидная поверхность высотой над урезом реки 20 м, слабо наклонена в сторону русла (до 5–7°), ее протяженность около 200 м, ширина не превышает 10–15 м. Вскрыта рыхлая толща мощностью до 15 м све-

жих по облику плохо окатанных галечно-валунных отложений пестрого петрографического состава с включением глыб размером до 3–4 м. Выше и ниже по течению (практически от плотины 2014 г. и на 200 м ниже точки опробования) эти отложения прослеживаются на склоне в виде чехла, их мощность меньше и терраса морфологически не выражена. Заполнитель толщи имеет чрезвычайно плохую сортировку, много обломков с признаками дробления. Выход тяжелой фракции (преимущественно пироксен и магнетит) составляет 3.3–5%, в легкой фракции доминируют опал-сметитовые и опал-кristобалитовые агрегаты, вулканическое стекло и полевые шпаты.

Анализ высокодетальных космических снимков 2009 и 2017 гг. показал, что данная ТП сформировалась на повороте долины р. Гейзерной после 2009 г., но до 2017 г. Этот факт в совокупности с характером отложений и их плохой сортировкой позволяет нам заключить, что данная форма рельефа возникла в зоне трансформации обвала 2014 г. в сел (Лебедева, Черноморец, 2023) непосредственно в момент этого события. Таким образом, толща представляет собой отложения проксимальной части селевого потока 2014 г. и ТП является селевой террасой.

Ниже по течению, перед впадением ручья Игрушка, в т. **748**, на левом борту р. Гейзерной на высоте до 4.6 м над урезом реки на участке протяженностью около 50–70 м вскрывается сложно построенная толща (рис. 5, (а)). Верхняя ее часть мощностью около двух метров по составу и строению близка осадкам в т. **749** и представляет собой частично переработанные рекой селевые отложения 2014 г., о чем свидетельствует лучшая сортировка осадка и более высокий выход тяжелой фракции (см. табл. 2). Подстилает толщу маломощный почвенный горизонт, залегающий на горизонтально-слоистых суглинисто-супесчаных отложениях. Судя по составу и слоистости, это осадки одного из временных подпрудных озер, сформировавшихся в долине в недалеком прошлом, где накапливался селевый и склоновый материал. Под ними у уреза вскрывается сцементированная галечно-валунная толща с плохо сортированным заполнителем. Ведущие минералы тяжелой фракции представлены пироксенами, магнетитом и ильменитом, в легкой фракции доминируют опал-сметит-цеолитовые агрегаты, в верхних горизонтах смектит-опаловидные агломераты. Оба нижних горизонта изменены газогидротермальными процессами (см. табл. 2).

На поворотном участке долины, в т. **737** были исследованы отложения высокой поймы (2.5 м) и низкой террасы (4.5 м) р. Гейзерной в несколь-

¹ В точке 737 расстояние между расчистками не превышало 20–30 м, поэтому номер точки не менялся, но при наименовании разрезов добавлялась литера А, В, Д и С.

ких расчистках (рис. 6). Расчистка 737А на левом борту вскрывает отложения пойменного уровня, на котором расположено небольшое термальное озеро. Осадки представлены суглинисто-дресвяным до глинистого материалом с включением мелких валунов и гальки, плохо сортированным, теплым на ощупь, пестрой окраски (пятнами) — от охристо-рыжего до белесого и лимонно-желтого. Материал подвергся сильной гидротермальной проработке после отложения: при визуальном сохранении общей структуры толщи галька выветрелая, легко режется лопатой, на валунах отмечена корка выветривания мощностью до двух сантиметров. Заполнитель в верхней части более тонкого состава — $Md = 0.13$ мм, с глубиной этот показатель увеличивается до 2.23 мм, но при этом сортировка осадка значительно улучшается (от 14.6 до 2.81). Единичные зерна лав окатаны, но преобладают обломки неокатанных зерен. Туфы

сильно выветрелые; пирокластический материал, из которого они состоят, замещен смектитами. Некоторые обломки пород полностью замещены гидроксидами железа. Если в верхнем образце доминируют магнетит и пироксены, а в легкой фракции — смектит-цеолитовые и опал-смектитовые агрегаты, а также гейзерит, то в нижнем — до 40% тяжелой фракции составляют сульфиды. Окатанность материала и его сортировка в нижнем образце (см. табл. 2) позволяют говорить об аллювиальном генезисе осадка; характеристики верхнего образца больше напоминают селевые отложения, но граница между горизонтами четко не выражена. Глубокое выветривание отложений *in situ* не позволяет сделать однозначного вывода.

На противоположном борту долины расположен еще один фрагмент уровня высокой поймы (2.5 м) — 737С (рис. 5). Его протяженность около 200 м при ширине до 70–100 м, на поверхности

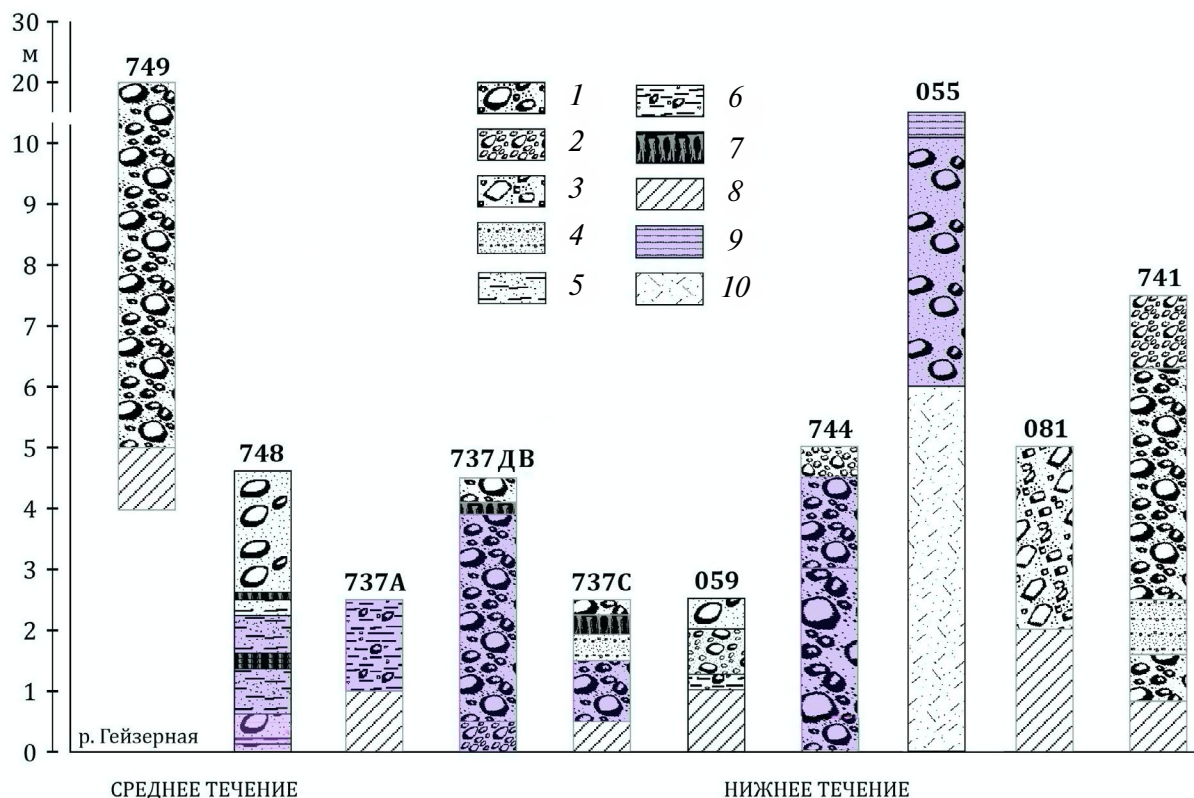


Рис. 4. Литологическое строение изученных разрезов и их положение относительно уреза р. Гейзерной. 1 — галечно-валунный материал с глыбами и плохо сортированным песчано-гравийным заполнителем; 2 — галечно-мелковалунный материал; 3 — щебнисто-глыбовый материал; 4 — переслаивание гравийно-песчаных фракций; 5 — оглиненные пески; 6 — суглинистый до глинистого материал с включением дресвы, гальки и мелких валунов; 7 — почвенно-пирокластический чехол; 8 — осыпь; 9 — горизонты, подвергшиеся гидротермальной проработке; 10 — вулканогенно-озерные отложения гейзерной свиты.

Fig. 4. Lithological structure of the studied sections and their position above the Geysernaya river level. 1 — pebble-boulder material with blocks and poorly sorted sand and gravel filler; 2 — pebble-small boulder material; 3 — crushed stone-block material; 4 — interlayering of gravel-sand fractions; 5 — clayey sands; 6 — loamy to clayey material with the inclusions of debris, pebbles and small boulders; 7 — soil-pyroclastic cover; 8 — scree; 9 — horizons subjected to hydrothermal treatment; 10 — volcanogenic-lacustrine deposits of the geysernaya formation.

Таблица 2. Характеристика вещественного состава отложений низких террасовидных поверхностей долины р. Гейзерной
Table 2. Characteristics of the Geysernaya River valley low terrace-like surfaces sediments

№ изот.	Положение ТП, высота над уровнем, м	Основные горизонты, их глубина (м), характер отложений	Особенности литификации / выветривания и залегания	№ образца и глубина отбора, м	Характеристика вещественного состава отложений			Наличие гидротермальных проявлений	Генезис и возраст отложений (по горизонтам)
					Грубообломочный материал	Md (мм)/Kсорт	Характеристика песчаного материала (2-10 мм)		
749	Левый борт, выше руч. Польем, 20.0	0.0–6.0 – галечно-валунный м-л с глыбами до 3–4 м с сулинисто-сулещаным заполнителем с древесой и гравием; с 6.0 – осыпь	Рыхлые, свежие, плохо сортированные	1 – 0.5 2 – 5.0	1–2 КО, пестрый петрографический состав	1 – 0.07/13.99 2 – 0.3/13.5	Много неокатанных обломков лав с признаками дробления, на глубине 5.0 м – 28% из них замещены гидроксидами Fe	Выше по левому борту долины	Селевая терраса 2014 г. – зона трансформации обвала в сель
748	Левый борт, выше руч. Игруска, 4.6	I – 0–2 – валунно-галечный м-л плохо сортированный с песчано-сулинистым заполнителем; II – 2–2.05 – гумусированный горизонт (почва); III – 2.05–3.96 – чередование сулинисто-сулещаных слоев от 2–5 до 15 см рыхловато-бурых с включениями гравия, дресвы, щебня и бежеватопалевых слоев 2–3 см сулинисто-глинистых; IV – 3.96–4.6 – рыхловато-бурая гравийно-галечная неслоистая толща с многочисленным включением валунов, заполнитель: от КЗ песка до гравия	I–III – рыхлые; III – слабо выраженная горизонтальная слоистость; IV – цементированная, плотная, выветрелая, сильно измененная газогидротермальными процессами	I 1 – 1.8 II 2 – 2.0 III 3 – 2.2 4 – 2.4 5 – 2.6 6 – 2.8 7 – 3.0 8 – 3.2 9 – 3.4 10 – 3.6 11 – 3.8 IV 12 – 4.0 13 – 4.2	I – 0 – 1 КО IV – 2 КО	1 – 0.32/4.11 2 – 0.1/3.69 3 – 0.05/4.84 4 – 0.05/5.4 5 – 0.18/6.25 6 – 0.01/4.31 7 – 0.14/7.1 8 – 0.12/1.96 9 – 0.1/8.34 10 – 0.13/7.29 11 – 0.16/10.4 12 – 0.67/3.22 13 – 0.54/11.42	I – свежие обломки лав и туфов, угловатые, следы дробления, некоторые окрашены серой; II – обилие почвенных агрегатов; III – не окатаны, наросты Fe-глинистого цемента, агрегаты с пузырчато-дырчатой поверхностью, смектиты и опал-смектит-цеолитовые агрегаты распадаются в воде; 4 – до 100% рыхлые песчано-глинистые агрегаты; 5 – доминируют выветрелые обломки; 6, 7 – доминируют туфы и песчано-глинистые агрегаты, гейзерит; 8 – 100% – слабо литифицированные песчаные агрегаты с сетью трубчатых ходов; 9 – обломки почковидного гейзерита; 10, 11 – доминируют туфы, есть пироксены с внутрислойным растворением; IV – некоторые обломки туфов и лав окатаны до 2-3 класса, интенсивно выветрелые. Fe-глинистые пленки-наросты – как остатки цемента, некоторые окрашены серой	Выше по левому борту долины	I – селевой м-л 2014 г., переработанный рекой; II – почва; III – отложения подпружного озера, где накапливался селевой и склоновый материал и шла активная газогидротермальная проработка; 8 – пепел; IV – аллювиально-селевые (?) отложения с перемылом выветрелого хорошо окатанного м-ла. Постелиментационная газогидротермальная проработка

Таблица 2. Продолжение

737А	Левый борт, выше устья руч. Ступенчатого, 2,5	0,0–1,5 – суглинисто-дресвяный до глинистого м-л с включением мелких валунов и гальки, плохо сортированный, пестрой окраски – от охристо-рыжего до белесого и лимонно-желтого; с 1,5 – осыпь	Рыхлые, гидротермально проработанные, выветрелые до глины без переотложения	1 – 0,2 2 – 0,7	1–3 КО, валуны до 0,2 м, с коркой выветривания; галька редкелопатой	1 – 0,13/14,6 2 – 2,23/2,81	Единичные зерна лав окатаны, но преобладают отщепы от окатанных; Fe корочки выветривания, некоторые обломки полностью замещены гидроксидами Fe; в углублениях – глинистые пленки; туфы сильно выветрелые, замещены смектитам	1 – 4,9, M ³⁰ P ²⁴ /Atr ⁵² 2 – 3,1, Cy ³⁸ M ²⁵ P ²² /Atr ⁵⁶	Рядом множественные гидротермальные проявления 1 – сел (?) 2 – аллювий (?)	Гидротермально измененные на месте, трудно идентифицируемые отложения: 1 – сел (?), 2 – аллювий (?)
737ДВ	Правый борт, начало “поворотного” участка, 4,5	1 – 0,0–0,4 – галечно-мелководный валунный материал с щебнем с дресвяно-суглинистым заполнителем; II – 0,4–0,6 – почва, супесь, пелел; III – 0,6–4,0 – галечно-валунный материал с глыбами до 1–1,5 м с дресвяно-супесчаным-суглинистым заполнителем; IV – 4,0–4,5 – галечник с мелкими валунами	I – рыхлые, свежие, плохо сортированные; II – рыхлые; III – слабо сцементированные, плохо сортированные; IV – сцементированные, плотные	I 1 – 0,1 II 2 – 0,45 III 3 – 2,5 4 – 3,0 IV 5 – 4,1 6 – 4,5	I, III – 0–2 КО IV – 1–3 КО	1 – н/д 2 – 0,04/11,7 3 – 0,78/10,47 4 – 0,15/17,9 5 – 1,18/15,6 6 – 2,15/2,6	I – Fe-глинистые пленки и наросты, обломки лав не окатаны; II – зерна угловатые, в охристой присыпке; III – окатанных зерен нет, наросты Fe-глинистого цемента, корки гейзерита, есть пироксены с внутрислоистым растрескиванием, гидротермальная проработка на месте; IV – все обломки окатаны до 3–4 кл., лавы окатаны лучше, есть углообразной формы; на поверхности Fe-глинистые пленки и наросты, обломки выветрелые, раздробленные при переотложении, гидротермально проработанные; пироксены выветрелые, трещиноватые, с внутрислоистым растрескиванием	1 – 4,4, M ⁴⁵ P ²⁵ /Atr ⁴⁴ Ka ²² 2 – 1,1, P ⁵⁶ /Atr ⁸⁷ 3 – 4,1, P ³¹ M ²⁸ /Atr ⁵⁰ Пш ²⁵ 4 – 2,1, M ⁴² P ²⁹ /Пш ³² Ka ²⁷ Atr ²⁶ 5 – 4,4, M ⁴⁵ P ²⁸ /Atr ⁴⁷ Ka ²⁶ 6 – 7,0, M ⁴⁵ P ²⁹ /Atr ⁶²	Выше по склону есть прогретые участки, ниже по течению – множественные гидротермальные проявления	I – сел 2014 г.; II – ППЧ; III – селовые, сильно гидротермально измененные; IV – аллювий, образованный при перемыве и переотложении выветрелого хорошо окатанного м-ла. Постседиментационная газогидротермальная проработка
737С	Правый борт, “поворотный” участок, 2,5	I – 0,0–0,25 – галечно-мелководный м-л с щебнем; II – 0,25–0,57 – ППЧ; прослой торфа, пелла, песка ТЗ, тefры, почва; III – 0,57–90 – переслаивание песка р/з с супесью, дресвой; отрубление вниз по разрезу; IV – 90–200 – галечно-валунный м-л с щебнем и гравийно-супесчаным заполнителем	I – III – рыхлые; I – плохо сортированные; II–III – горизонтально-слоистые; IV – слабо сцементированные, плохо сортированные, теплые	I 1 – 0,2 II 2 – 0,26 3 – 0,27 4 – 0,35 5 – 0,45 6 – 0,5 III 7 – 0,8 IV 8 – 1,2		1 – 0,06/13,6 2 – 0,06/3,77 3 – 0,09/5,3 4 – 0,04/2,8 5 – 0,04/2,02 6 – 0,03/6,75 7 – 0,11/2,67 8 – 2,28/1,39	I – неокатанные, с наростами Fe-глинистого цемента; II – слабо литифицированные агрегаты, шлаки, следы почвенных процессов; III – много сильно измененных зерен туфов; IV – 1–3 КО, разлитая выветрелость и состав, Fe-глинистые пленки и наросты	1 – 5,5, M ⁴⁰ P ³⁰ M ²² /Atr ⁴³ 2 – 7,1, M ³⁸ Atr ³² /Atr ⁸⁰ 3 – 5,5, Atr ⁴⁶ /Atr ⁵⁶ 4 – 29,1, P ⁴¹ M ²³ /Atr ⁸⁷ 5 – 27,2, P ³⁸ Atr ⁷ /Atr ⁷⁵ 6 – 2,9, P ⁶⁷ /Пш ⁴⁷ 7 – 10,2, M ⁴⁵ P ³¹ /Atr ⁸⁶ 8 – 25,7, M ⁴⁸ P ²⁷ /Atr ⁵⁹	Выше по склону – прогретые участки (термоземы), рядом ниже по течению – множественные гидротермальные проявления	I – сел 2014 г.; II – ППЧ с горизонтами пойменного аллювия; III – отложения подрудного водоема; IV – аллювий с участием селового м-ла, перетолженные выветрелые хорошо окатанных осадков. Постседиментационная газогидротермальная проработка

Таблица 2. Продолжение

059	Левый борт, напротив устья руч. Лавовый, 2.5м	I – 0.0–0.5 – галечно-мелко-валунный м-л с щебнем и дресвой с супесчано-суглинистым заполнителем; II – 0.5–1.2 – валунно-галечный м-л с РЗ песчано-гравийным заполнителем; III – 1.2–1.5 – желто-серый суглинок с включением мелкообломочного м-ла разной окатанности	Рыхлые, плохо сортированные	I – 0.2 III – 2 – 1.3	I – 0–2 КО, 10% – битая, 30% – выветрелая, 37% – ожелезненная	1 – 0.02/3.7 2 – 0.19/5.44	I – глинистые и Fe пленки и наросты с включением гейзерита, материал не окатанный; 2 – интенсивно выветрелые, выщелоченные, ожелезненные с наростами цемента, есть окатанные зерна до 2–3 класса, в том числе лавы. Есть корочки гейзерита	1 – 3.0, M ³³ П ²⁹ /Атр ⁷⁵ 2 – 13.1, П ⁵⁴ /Г ³⁶ Атр ²⁵	Рядом множественные гидротермальные проявления	I – сель 2014 г., переработанный рекой; II – аллювий; III – аллювий с перестроением выветрелых хорошо окатанных осадков
744	Правый борт, близ гейзера Крепость, 5.0 м	I – 0.0–0.5 м – галечно-мелко-валунный м-л с щебнем и дресвой с супесчано-суглинистым заполнителем; II – 0.5–2.0 – галечно-валунный м-л с супесчано-суглинистым заполнителем; III – 2.0–5.0 галечно-валунный м-л с глыбками до 1 м с супесчано-гравийным заполнителем (до 10–15% объема). Ниже по течению мощность отложений увеличивается до 9 м над урезом	I – рыхлый, плохо сортированный, теплый; II – слабо сцементирован, теплый; III – плотно сцементированный, плохо сортированный, теплый (Т = 40°С)	I – 0.1 2 – 0.25 III – 3 – 2.0 4 – 2.5 5 – 3.5	I – 0–3 КО II – 2–3 КО III – 0–3 КО	1 – 0.02/4.9 2 – 0.05/10.5 3 – 0.02/3.5 4 – н/д 5 – 2.18/2.75	I – Fe-глинистые пленки, наросты, корочки гейзерита; туфы – есть окатанные, со следами дробления, гидротермально измененные; II – Fe-глинистые присыпки и наросты, смектиты и опал-смектитовые агрегаты распадаются в воде; III – корочки, примазки, цемент из опал-смектит-кристобалитовых и гидрослюдастых агрегатов; около 30% обломков ожелезнены. Сколы окатанных лав, зерна выветрелых туфов. Пироксены с внутрислойным растворением	1 – 2.6, M ³⁵ П ³⁵ /Атр ⁸⁰ 2 – 4.4, M ⁵⁰ П ³² /Атр ⁴⁵ Ка ²⁵ 3 – 2.6, M ²² Атр ²⁰ /Атр ⁹⁸ 4 – 4.0, П ³³ Па ²⁵ М ²⁰ /Атр ⁹⁵ 5 – 3.3, П ⁴⁷ /Атр ⁸³	Рядом термоземы, серные бугры, гейзер	I – селевый м-л 2014 г., переработанный рекой; II – аллювиально-селевый м-л (?); III – аллювиально-селевые (?) отложения с перемыловым выветрелого хорошо окатанного м-ла. Постседиментационная газогидротермальная проработка
055	Правый борт, между руч. Скользкий и Двуглавый, 14–16.0м	I – 0–2(4) м – обломки туфов; II – 2–8 м – галечно-валунный м-л с включением глыб до 2 м, заполнитель дресвяно-песчаный с включением гравия, есть обломки опала – построек гейзеров; III – 8–14(16) м – вулканогенно-осадочные отложения	I – прогретые; II – сцементированные; III – горизонтально-слоистые, со стороны реки ныряют под урез	II – I (около 8 м над урезом)	II – плохо сортированы и окатаны (I, реке 2 КО)	н/д	II – обломки песчаников, гравелитов, прочные, состоят из большого количества обломков пород и минералов. Оболочки, корочки, наросты слоистого строения – чередуются железистые и гейзеритовые (опал?) простои. Пузыристые образования гейзерита на поверхности обломков. Пироксены сильно корродированы.	I – 7.08, П ⁷¹ /Г ⁸¹	Рядом гидротермальные проявления (стенка Пийпа), сверху – термоземы	I – склоновые (?); II – селевые (?); III – коренные вулканогенно-осадочные. Постседиментационная газогидротермальная проработка
081	Левый борт, ниже устья руч. Водопал-ного, 5.0	0.0–3.0 – щебнисто-глыбовый м-л раздробленных палевах туфов с супесчано-суглинистым заполнителем с дресвой; с 3.0 – осыпь. Ниже по течению мощность отложений увеличивается до 50 м над урезом.	Рыхлый, плохо сортированный	I – 0.1 2 – 1.5 глыбы до 2–4 м	Неокатанный, выветрелый; глыбы до 2–4 м	1 – 0.02/4.0 2 – 0.03/9.3	Неокатанные туфы с глинистыми присыпками и ожелезнением, с глинистыми пленками-наростами, следы Fe цемента; есть стойкие и распадающиеся в воде агрегаты	1 – 4.4, M ⁴⁵ П ²⁰ /Атр ⁷⁹ 2 – 4.3, M ³⁵ И ²² /Атр ⁵⁰ Ка ³⁵	Смещенный селем м-л частично гидротермально проработан	Селевая плотина 2007 г.

Таблица 2. Окончание

741	Устье Гейзерной, левый борт р. Шум-ной, близ гейзера Первенец, 7.5	Рыхлые, плохо сортированные отложения, близ гейзера – слабо сцементированные, с коркой выветривания	I – 0.2 II – 2 – 1.4 3 – 4.6 4 – 5.0 III – 5 – 5.3 6 – 5.5 7 – 6.0	I – II – 0–2 КО III – 1–3 КО IV – 0–2 КО	I – 0.5/6.56 2 – 2.22/1.5 3 – 2.22/2.77 4 – 2.1/1.6 5 – 1.08/3.55 6 – 1.26/2.49 7 – 2.06/4.45	I – II – с глинистыми корками и наростами, материал гравийной размерности плохо окатан; III – без глинистых корок и примазок, материал гравийной размерности окатан; IV – с глинистыми корками и примазками	1 – 3.9, M ⁴⁵ /Atp ⁸³ 2 – 4.2, M ³⁵ P ²⁰ /Atp ⁸¹ 3 – 5.9, M ⁵⁰ /Atp ⁷⁵ 4 – 6.8, M ⁵⁰ /Atp ⁸¹ 5 – 20.4, M ⁶⁰ /Atp ⁵⁷ Пш ²² 6 – 18.9, M ⁴⁸ /Atp ⁵⁰ Пш ²⁹ 7 – 10.1, M ⁵⁰ /Atp ⁶⁶	У уступа террасы – гейзер Первенец. Отложения в устье террасы над танного рекой, на гейзером – гл. 1.4 и 5.0 м – темные, выветрелые	Селевый конус выноса 2007 г. в устье р. Гейзерной: I – II – разные фации селевого м-ла, переработанного рекой, на гл. 1.4 и 5.0 м – осадки заполнения небольших русел; III – пойменный аллювий; IV – аллювиально-селевый материал (?)
-----	--	---	--	--	---	---	--	---	---

Примечания: Римскими цифрами обозначены номера горизонтов, арабскими – номера образцов; н/д – нет данных; КО – класс окатанности; кл – класс; м-л – материал; Тф – тяжелая фракция; Лф – легкая фракция; КЗ – крупнозернистый; РЗ – мелкозернистый; Fe – железо; М – магнетит и титаноманетит; П – пироксены; Па – пироксены в сростках с опал-сметитовыми агрегатами; Су – сульфиды неизмененные; И – ильменит; Пш – полевые шпаты; Аtp – смектит-цеолитовые агрегаты с опалом, иногда с включением рудных минералов; Вс – вулканическое стекло; Шл – шлаки; Ка – каолинит; Пз – пемза; Гз – гейзерит с включением рудных минералов. Цифры соответствуют процентному содержанию.

многочисленные выходы термальных вод: кипящие котлы и ручейки, а также участки термального болота и просто прогретого грунта. В уступе расчисткой 737С под свежими селевыми отложениями 2014 г. вскрыт почвенно-пирокластический чехол с прослоями пойменного аллювия. Он сформировался на более тонких по составу горизонтально-слоистых песчано-супесчаных отложениях, накапливавшихся, по-видимому, в условиях временного подпрудного водоема. Подстилают данную толщу грубые валунно-галечные отложения с гравийно-супесчаным заполнителем; они теплые, слабо сцементированные, с высоким выходом тяжелых минералов во фракции 0.1–0.25 мм (25.7%) и с присутствием окатанных до 3 класса зерен размерности крупного песка и гравия, что свидетельствует о переотложении хорошо обработанного водным потоком материала (рис. 5, (б)). В тяжелой фракции доминируют магнетит и пироксены. В условиях подпрудного озера формировалось большое количество обломков слаболитифицированных агрегатов различного состава, которые в зависимости от примесей (в том числе темноцветных минералов) попадали не только в легкую (до 86%), но и в тяжелую фракцию (до 46%). Практически все обломки породообразующих минералов покрыты корками таких агрегатов.

В строении расположенного рядом разреза низкой террасы т. 737ДВ (рис. 5, (г)) выделяются несколько горизонтов: сверху залегает тонкий слой свежих селевых отложений 2014 г., на глубине 0.4–0.6 м вскрывается маломощный ППЧ, ниже – плохо сортированные ($S_0 > 10$) и плохо окатанные галечно-валунные отложения с глыбами. Осадки претерпели гидротермальную проработку и плотно сцементированы, под ними вскрывается также плотно сцементированный, но более хорошо окатанный галечник преимущественно с мелкими валунами. Он отличается от вышележащих отложений лучшей сортировкой ($S_0 = 2.6$) и по своим характеристикам и минералогическому составу заполнителя близок с нижним горизонтом 737С. Здесь много хорошо окатанного материала размерности песка и гравия, обломки выветрелые, раздробленные при переотложении; пироксены с внутрислойным растворением. Верхняя плохо сортированная часть сцементированного материала скорее всего имеет селевое происхождение, а нижнюю можно отнести к русловому аллювию Гейзерной (см. табл. 2).

Ниже по течению “поворотного” участка (см. рис. 2) фрагменты низкой ТП прослеживаются по обоим берегам реки. На левом борту (т. 059) это слабо наклоненная (5–6°) к руслу реки поверхность с многочисленными проявлениями газоги-

дротермальной активности: гейзерами, кипящими источниками и др. В ее уступе напротив устья руч. Лавовый вскрываются плохо окатанный галечно-мелковалунный материал с щебнем и дресвой (переработанные рекой отложения селя 2014 г.), подстилаемые хорошо промытым валунно-галечным материалом, ниже которого залегает прослой суглинка с включением мелкообломочного материала различной окатанности. Обломки размерности гравия и крупного песка интенсивно выветренные, выщелоченные, ожеженненные, с наростами цемента, есть окатанные зерна до 2–3 класса, в том числе лавы, а также корочки гейзерита. Обломки гейзерита составляют 26% легкой фракции, в тяжелой фракции появляется кристаллический и тонкоагрегатный пирит (12%). В формировании ТП принимали участие и склоновые отложения – в ограничивающем ее тыловой шов уступе склона прослеживаются небольшие (3–5 м) задернованные оползневые ниши.

На противоположном борту долины хорошо выражен фрагмент низкой террасы (т. 744), в нижней по течению части которой находится гейзер Крепость (рис. 7). Поверхность ее прогрета, на ней наблюдаются небольшие серные бугры высотой 0.2–0.3 м и диаметром около 1.5 м.

На поверхности террасы доминируют высыпки обломочного материала преимущественно размерности гальки средней и плохой окатанности. На фотографиях, сделанных сразу после события 2014 г. сотрудником заповедника к.г.н. А.В. Завадской, видны свежие селевые отложения, которые перекрыли террасу слоем 0.2–0.3 м. В настоящее время часть обломков уже изменена активными гидротермальными процессами (на них наблюдаются корки ожежнения и серные присыпки) и даже раздроблена в результате температурного воздействия. Перекрывавший террасовидную поверхность маломощный ППЧ, который подстилает селевый материал 2014 г. на фрагментах террас выше по течению, в данном случае нами не обнаружен: видимо, он частично переработан термальными процессами при формировании серных бугров, а частично удален в результате антропогенного воздействия (в 1970–1980-е гг. террасу использовали как вертолетную площадку). ТП была опробована в верхнем по течению участке, где высота уступа составляет около 4.5–5.0 м. Под отложениями селя 2014 г. (рис. 5, (д)) прослеживается лучше сортированный галечно-валунный материал с супесчано-суглинистым заполнителем. Среди минералов тяжелой фракции обоих горизонтов доминируют магнетит и пироксены. На обломках пород размерности гравия и крупного песка прослеживаются железисто-глинистые

пленки и наросты, в нижнем горизонте отмечено большое количество смектитов и опал-смектитовых агрегатов не только в легкой фракции, где они составляют до 98%, но и в тяжелой (20%). В основании уступа террасы залегают плотно сцементированные теплые галечно-валунные отложения с включением глыб – вероятно, материал древнего селя. Толща теплая (~40 °С), плотно сцементированная. На обломках размерности гравия и крупного песка – корочки и примазки, следы цемента из опал-смектит-кristобалитовых и гидрослюдистых агрегатов. В тяжелой фракции доминируют пироксены, появляются сульфиды, в легкой – агрегаты различного состава, гейзерит, в том числе ожеженненный. Пироксены с внутрислойным растворением, около 30% обломков ожежены. В связи с более пологим уклоном поверхности террасы вниз по долине, нежели уклон современного русла реки, нижний по течению ее уступ имеет высоту 8–9 м над урезом последней, и там под отложениями древнего селя вскрываются вулканогенно-озерные отложения устьевой свиты (Сугробов и др., 2009).

Ниже по течению на правом борту долины на ее повороте между ручьями Скользящий и Двуглавый опробована ТП высотой 14–16 м – т. 055. Ее поверхность наклонена до 5–7° в сторону русла, прогрета, местами лишена растительности. Сверху вскрываются измененные обломки светлых туфов – склоновый чехол, под которыми залегает 6-метровая пачка прогретого сцементированного крупнообломочного плохо окатанного материала галечно-валунной размерности с включением глыб (рис. 8, табл. 2). Обломки прочные, покрыты корочками и наростами слоистого строения – чередуются ожеженненные прослои и прослои гейзерита. Есть пузыристые образования гейзерита на поверхности обломков, корродированные пироксены. Ниже вскрываются горизонтально-слоистые вулканогенно-озерные отложения гейзерной свиты (Сугробов и др., 2009), которые “ныряют” под урез р. Гейзерной. Рядом – на поверхности ТП, у ее подножия и в уступе – многочисленные гидротермальные проявления.

Ниже по течению близ нового устья руч. Водопадного, сформировавшегося после оползня 2007 г. (см. рис. 3, (б)), по левому борту долины опробована рыхлая глыбово-щебнистая толща, сложенная в различной степени раздробленным материалом вулканогенно-озерных туфов (т. 081), которая протягивается вниз по течению не менее чем на 500 м. Аналогичные отложения встречаются и по правому борту долины. В месте впадения бывшей долины руч. Водопадного, заполненной в 2007 г. смещенным склоновым и селевым материалом

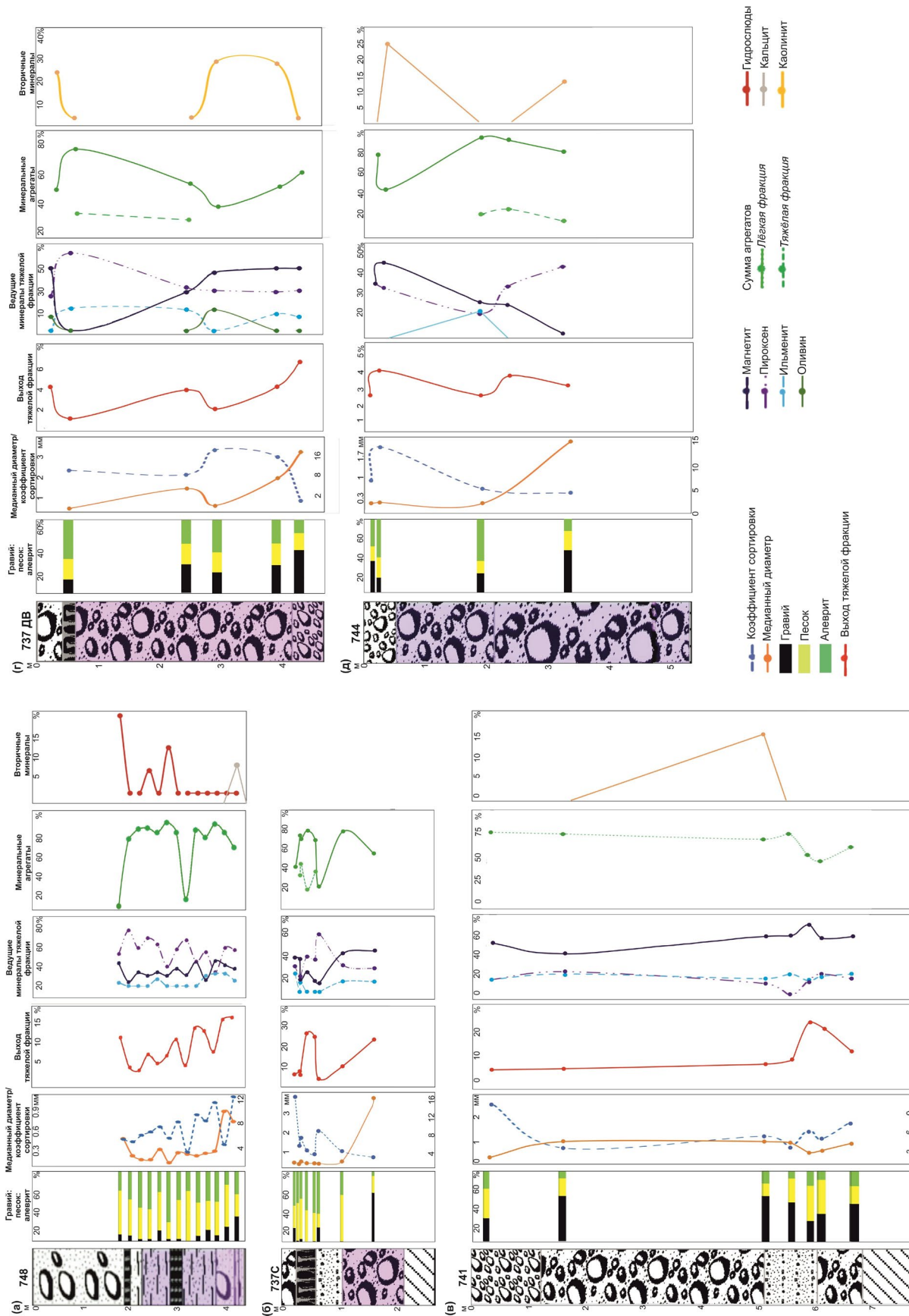


Рис. 5. Результаты гранулометрического и минералогического анализов. Усл. обозначения к литологическим колонкам — см. рис. 4.
Fig. 5. Results of granulometric and mineralogical analyses. Conventional symbols for lithological columns — see fig. 4.



Рис. 6. Положение разрезов (здесь и далее — прямоугольники) высокой поймы (А и С) и 4.5 м террасы (ДВ) в т. 737. Здесь и далее фото Е. Лебедевой.

Fig. 6. The positions of sections (rectangles) of the high floodplain (A and C) and the 4.5 m terrace (ДВ) at the point 737. Here and further, photos by E. Lebedeva.



Рис. 7. Положение секций разреза в т. 744. 1 — гейзер Крепость; 2 — серные бугры.

Fig. 7. The position of the section (rectangles) at the point 744: 1 — geyser Krepost'; 2 — sulfur mounds.

(см. рис. 3, (б)) мощность отложений увеличивается до 50 м, далее уменьшаясь до 10–15 м. Это селевые отложения 2007 г., перегородившие долину и сформировавшие временную плотину (рис. 9). Характерная черта — более слабый, а в верхней по течению части и обратный уклон бывшей плотины относительно уклона русла р. Гейзерной. На поверхности плотины хаотично чередуются бугры и западины с перепадом высот до 5–7 м. В тяжелой фракции опробованных отложений преобладают магнетит, пироксены и ильменит, в легкой — от 50 до 79% составляют опал-сметитовые и опал-сметит-цеолитовые агрегаты, а также смектит и каолинит. Зерна минералов и обломки пород покрыты глинистыми пленками-наростами, многие ожелезнены.

В самом нижнем изученном створе, близ устья р. Гейзерной (левобережье р. Шумной) в т. 741 (рис. 5, (в)) опробована террасовидная поверхность высотой 7.5 м, сложенная также в основном раздробленным вулканогенно-озерным туфом. Это фрагмент селевого конуса выноса в устье реки, сформировавшегося в результате катастрофического события 2007 г. и последующего поэтапного разрушения возникшего подпружного озера. Сверху вниз вскрываются: пачка рыхлого плохо окатанного галечно-валунного материала (преимущественно туфов), ниже аналогичный материал с заполните-

лем несколько лучшей сортировки (табл. 2). Обломки песчано-гравийной размерности покрыты глинистыми корками и наростами, плохо окатаны. Ниже — чередование прослоев гравия, песка и гальки с отдельными валунами. Материал гравийной размерности окатан, глинистые пленки и примазки отсутствуют, что позволяет говорить о лучшей переработке материала водным потоком. Внизу вскрывается галечник с валунами с глинистыми корками и примазками. Минералогический спектр близок по всей толще: тяжелая фракция представлена магнетитом, пироксенами и ильменитом, в легкой — доминируют смектит-цеолитовые агрегаты. У уступа террасы располагается гейзер Первенец, который при формировании конуса выноса в устье Гейзерной изначально был перекрыт селевым материалом, но в дальнейшем последний был размыв водными Шумной и Гейзерной (рис. 10).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ НИЗКИХ ТЕРРАСОВИДНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Террасовидные поверхности, сложенные обломочным материалом со следами водной обработки, развиты в долине локально: они встречаются в виде непротяженных и маломощных фрагментов.



Рис. 8. Строение ТП в т. 055: селевые отложения (II), залегающие на вулканогенно-озерных туфах гейзерной свиты (III) и перекрытые склоновым материалом (I).

Fig. 8. Structure of the terrace at the point 055: debris flow deposits (II), overlying volcanogenic-lacustrine tuffs of the geysernaya formation (III) and overlain by slope material (I).

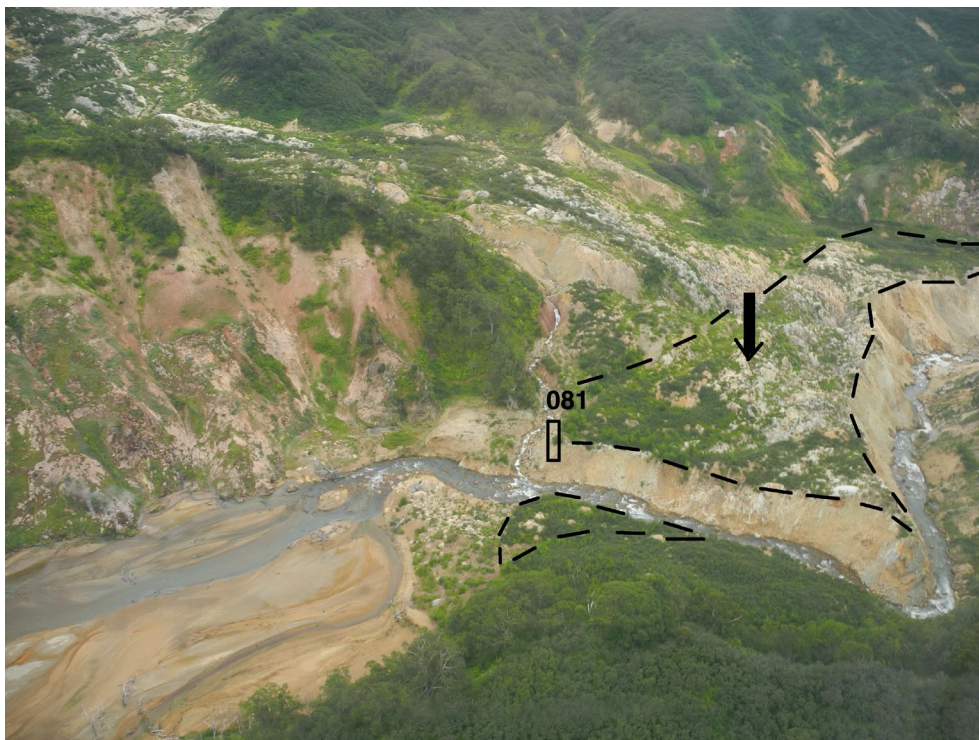


Рис. 9. Положение разреза т. 081 в теле прорезанной р. Гейзерной селевой плотины 2007 г. (черная стрелка, фрагменты плотины ограничены пунктиром) близ нового устья руч. Водопадного.

Fig. 9. Position of section at the point 081 in the body of the debris flow dam (nearby Vodopadny creek mouth) cut through the Geysernaya River in 2007 (black arrow, fragments of the dam are limited by dotted lines).



Рис. 10. Разрез 7.5 м ТП в устье р. Гейзерной (т. 741). На переднем плане (черная стрелка) — парит гейзер Первенец.

Fig. 10. Section of 7.5 m terrace at the Geysernaya River mouth (point 741). In the foreground (black arrow) is the Pervenets geysernaya.

В целом в их строении доминирует грубый слабо окатанный (1, реже 2 класс) галечно-валунный материал с включением щебня и крупных (до 1–1.5 м) глыб с плохо сортированным заполнителем.

Проведенные ранее исследования *руслового аллювия* р. Гейзерной и *селевых отложений* 2007 и 2014 гг. (Lebedeva et al., 2023) позволили установить, что в галечной фракции аллювия вулканогенно-осадочные породы и лавы представлены примерно в равных количествах с небольшим доминированием туфов — 52 и 43% соответственно. Отложения селей 2007 и 2014 гг. различаются по петрографическому составу, который зависит от места локализации гравитационных событий, которые предвещали сход селей: обломочный материал первого представлен вулканогенно-озерными туфами, а во втором доминируют обломки лав (до 70%). Селевый материал размерности гальки окатан хуже, нежели аллювий: $K_{ок} = 1.3–1.5$, тогда как у аллювия — от 1.7 до 2.4. Сортировка мелкообломочной составляющей руслового аллювия плохая ($S_0 = 2–6$), но селевого материала — гораздо хуже, его коэффициент сортировки нередко достигает 10–13. Гравийная и песчаная фракции селевых отложений (в отличие от аллювия) не окатаны, для них типично наличие глинистых и глинисто-железистых пленок, примазок, присыпок, которых, как правило, русловой аллювий лишен, если только на участке опробования не идет перебив селевого материала. Отложения селей включают крупные (1–3 м, а иногда и 4 м) глыбы и валуны (табл. 1).

Минералогический анализ мелкопесчаной фракции современного аллювия показал, что выход тяжелой фракции колеблется в пределах от 2.6 до 9%, в отдельных случаях достигая 25 и даже 50%. В нем преобладают оксиды и гидроксиды железа по пириту, значительную долю составляют неизменные сульфиды, магнетит и пироксены, реже — ильменит. В качестве аксессуаров (до 1–3%) встречаются роговая обманка, оливин, эпидот, ставролит, циркон, гранат. В легкой фракции доминируют продукты преобразования пирокластиков до смектитов, смектит-цеолитовых, опал-кристобалитовых агрегатов или их сочетаний, общее содержание которых может достигать 70%. Для многих агрегатов характерно ожелезнение. Содержание кварца, полевых шпатов обычно не превышает 12–14%. Широко представлены вторичные минералы — цеолит, каолинит, гидрослюда, кальцит, но их доля редко превышает первые проценты. В большинстве проб присутствует гейзерит в виде тонкоагрегатного опала и опал-кристобалитовых агрегатов. Вулканическое стекло представлено преимущественно обсидианом, единичны зерна шлаков и обломки пемзы.

Опираясь на эти данные (табл. 1), литологический состав отложений изученных разрезов, результаты дешифрирования снимков и полевых геоморфологических наблюдений, мы можем заключить, что низкие террасовидные поверхности в долине р. Гейзерной имеют сложное строение разрезов, которые включают несколько генетических типов отложений: селевые, аллювиальные, подпрудно-озерные и переходные — аллювиально-селевые и аллювиальные с переотложением более древнего окатанного материала (см. табл. 2). Исключение составляют разрезы **748** и **081**, целиком сложенные современным селевым материалом.

Сравнение отложений ТП с образцами из вулканогенно-озерных отложений свидетельствует, что основные черты минералогического спектра отложений террас — доминирующие порообразующие минералы — обусловлены именно размывом этих отложений. В целом питающая провинция практически не менялась на протяжении формирования ТП. В минералогическом спектре мелкопесчаной фракции образцов из изученных разрезов по сравнению с современным аллювием резко уменьшается содержание гидроксидов железа по пириту и неизменных сульфидов, при этом набор аксессуаров и вторичных минералов остается прежним. В легкой фракции также доминируют продукты преобразования пирокластиков до опал-смектит-цеолитовых агрегатов, встречается гейзерит. Выход тяжелой фракции в отложениях террас обычно невелик и колеблется в пределах 2–7%.

В ряде разрезов (т. **748**, **737С**) присутствуют прослои горизонтально-слоистого супесчано-гравийного материала — следы существования временных подпрудных водоемов. В минералогических спектрах этих отложений расширяется набор вторичных минералов и спектр агрегатов (табл. 2, рис. 4). В частности, там обнаружены каолинит, кальцит, гидрослюда, гейзерит, гипс, карбонаты, цеолиты, смектит. Наряду с опал-смектит-цеолитовыми агрегатами в различных горизонтах встречаются опал-смектитовые, каолинит-смектитовые, цеолит-смектитовые агрегаты, смектит-опаловидные агломераты. В отдельных горизонтах до 100% легкой фракции составляют слаболитифицированные песчано-глинистые агрегаты, иногда с системой трубчатых ходов, пузырчато-дырчатой поверхностью, что свидетельствует о газогидротермальной деятельности, продолжавшейся в условиях подпрудного водоема. Подобные явления мы наблюдали и на участке спущенного озера 2007–2014 гг. (Lebedeva et al., 2023). Прослеживаются здесь и прослои сортированного песка ($S_0=1.6–2.8$) с повышенным выходом тяжелой

фракции (до 13–29%). Аналогичные по характеристикам прослой встречаются и в разрезе **741**. По заключению Э.Г. Ананьевой (1998), это осадки заполнения небольших русел, типичные для конусов выноса и внутренних дельт в пределах подпрудных озер. Условия осадконакопления в подпрудных водоемах достаточно изменчивы, но аккумуляция идет быстро: в водоеме, просуществовавшем всего лишь около 7 лет, в створе гейзера Большой за это время накопилось около 7–8 м отложений (Lebedeva et al., 2023).

В приурезовой части некоторых из изученных разрезов (**748**, **737ДВ** и **С**, **059**, **744**) присутствует окатанный (1–3 класс) галечно-мелковалунный материал, который по своим характеристикам может быть отнесен к *аллювиальным* отложениям. В гравийно-песчаной фракции здесь наряду со слабоокатанными обломками гравийной и песчаной размерностей обнаружено то или иное количество хорошо окатанных (до 3–4 класса) обломков не только относительно мягких туфов, но и прочных лав, а также продукты их дробления. Большинство окатанных обломков выветрелые, с коркой ожелезнения, иногда целиком проработаны железистыми растворами, выщелоченные; отдельные зерна со следами внутрислойного растворения; часто на них отмечаются следы и наросты железисто-глинистого цемента. Все это свидетельствует о переотложении каких-то древних осадков, по-видимому, флювиального генезиса. В некоторых случаях встречаются обломки лав утюгообразной формы, что, по заключению Э.Г. Ананьевой (1998), свидетельствует о перемычке ледникового материала.

Для отложений *современных селей*, слагающих ТП (т. **748**, **081**, **741**) или перекрывающих их (**737ВД**, **744**), характерна зависимость их петрографического состава от локализации конкретных обвалов, приведших к их формированию, так как в настоящее время обвально-оползневыми процессами в долине затронуты уже не только вулканогенно-озерные отложения, выполнявшие кальдеру и вскрывающиеся рекой, но и борта долины, сложенные вулканогенными образованиями иного генезиса — в частности, лавами.

Мощность сохранившихся селевых отложений в разрезах чаще составляет 2–4 м (**737ДВ**, **744**, **748**), увеличиваясь до 15 м в т. **749** и до 50 м в районе устья руч. Водопадного. В одном разрезе может наблюдаться и два горизонта разновозрастного селевого материала: сверху это отложения селя 2014 г., перекрывающие ТП, ниже — осадки более древних селей.

В разрезе **081** (селевая плотина 2007 г.) вскрыты щебнисто-глыбовые отложения с минимальными

следами обработки — стадия перехода обвально-оползня в селя. Селевая терраса в т. **748** сформировалась также на участке трансформации обвала 2014 г. в селя (Лебедева, Черноморец, 2023), но при этом был захвачен и аллювий р. Гейзерной, что обусловило пестрый петрографический состав обломков и наличие небольшого количества материала, окатанного до 2 класса. В разрезе **741** может быть выделено несколько горизонтов селевых отложений. В основании залегают аллювиально-селевые осадки — результат перемычки рекой материала какого-то раннего селевого события (горизонт IV), перекрытые пойменным аллювием (III). Выше залегает горизонт II — первый мощный выплеск селя 2007 г. по долине Гейзерной с формированием конуса выноса в месте расширения долины на участке слияния с Шумной. В его толще прослеживаются лучше сортированные осадки заполнения мелких русел. Верхний горизонт (I), по-видимому, представляет собой материал более водонасыщенного селя, возможно, сформировавшегося при первом мощном прорыве подпрудного озера 2007 г. (Пинегина и др., 2008).

Выше отмечалось, что для ряда крупных фрагментов изученных террас характерен меньший уклон по сравнению с современным продольным профилем Гейзерной: если среднее падение реки в нижнем ее течении составляет 0.06–0.08, т.е. 4–5°, то уклон, например, ТП в т. **744** — около 0.02, т.е. 1–2°. Не исключено, что эта поверхность, как и разрез **081**, представляет собой фрагмент какой-то древней селевой плотины. Сейчас тело оползня и плотина 2007 г. хорошо дешифрируются на снимках (рис. 3, (б)) и на местности, однако, очевидно, что через несколько десятков — первые сотни лет, когда растительность полностью восстановится и бугристо-западинный микрорельеф частично сnivelуруется, то прорезаемое рекой аккумулятивное тело и слагающий его материал, некогда заполнивший долину руч. Водопадного и перегородивший р. Гейзерную, вполне могут интерпретироваться как терраса, сложенная плохо обработанными селевыми отложениями. Свою роль сыграют и газогидротермальные проявления в долине руч. Водопадного, которые будут способствовать трансформации — цементации или же выветриванию до глины вынесенного селем материала.

На примере отложений современных селей видно, что нет прямой зависимости возраста осадка от высоты его залегания над урезом реки. Отложения селя 2007 г. прослеживаются на отметках от 0 до 50 м над современным урезом, а селя 2014 г. — до высоты 20 м. Галечно-валунный материал селя 2014 г. был обнаружен нами и на отметках около

40 м близ устья руч. Ступенчатого, но, ввиду маломощности отложений, за прошедшие годы он был размыт и снесен со склона.

Таким образом, проведенные исследования позволили сделать вывод о преимущественно селевом генезисе отложений низких террас р. Гейзерной, о разновысотности залегания заведомо одновозрастных отложений, а также о многократности селевых событий в долине.

Гидротермальная проработка. В днище долины р. Гейзерной многочисленны газогидротермальные проявления. Работы Ю.В. Фроловой с коллегами (2015, 2019) показали, что в зонах воздействия гидротерм обломки вулканического стекла в дацитовых туфах замещаются глинистыми минералами и цеолитами. Действительно, даже в большинстве образцов современного аллювия реки отмечается частичное или полное замещение пирокластиков цеолитом и опалом, иногда встречаются смектитовые и цеолитовые агрегаты (Lebedeva et al., 2023).

Полевое обследование низких террас показало, что на многих их фрагментах присутствуют разнообразные проявления газогидротермальной активности: гейзеры, кипящие источники, термальные ручейки и болота, серные бугры и просто прогретые участки грунта (термоземы). Все это привело к трансформации слагающих их пород, которая выражается в разноплановом изменении обломочного материала и цементации (чаще) либо выветривании до глин заполнителя (рис. 4).

Морфологическая сохранность террас лучше в случае цементации отложений. Небольшие фрагменты, сложенные рыхлым или выветрелым до глин материалом (т. 737А), легко размываются и уничтожаются при прохождении паводков или селевых событий. Различная степень *гидротермальной переработки* как исходных отложений, так и флювиальных осадков в днище долины (до и после формирования ТП) привела к значительному изменению вещественного состава отложений с доминированием вторичных минералов и сложных агрегатов, в том числе с включением рудного вещества. Степень измененности (цементации и выветрелости) отложений в результате газогидротермальной деятельности зависит от близости и активности термопроявлений. Газогидротермальные процессы затрудняют определение возраста осадка, так как приводят к его значительной трансформации, в том числе к глубокому выветриванию как крупных обломков, так и отдельных зерен минералов. Органический материал, пригодный для датирования, за исключением современных почв, погребенных под осадками селя 2014 г., в изученных разрезах не обнаружен.

ВЫВОДЫ

1. Террасовидные поверхности, сложенные обломочным материалом со следами водной обработки, представлены в долине локально: они встречаются в виде непротяженных фрагментов. В них вскрывается преимущественно грубый, плохо сортированный и слабо окатанный валунно-галечный материал с включением глыб и щебня, который по своим характеристикам может быть отнесен к селевому. Горизонты лучше обработанного аллювиального галечно-валунного материала разделяют или подстилают осадки селей. Встречаются и горизонтально-слоистые отложения тонкого, преимущественно супесчано-гравийного материала — следы существования кратковременных подпрудных водоемов. Иногда прослеживаются несколько горизонтов селевого материала, разделенных прослоями почвенно-пирокластического чехла, аллювия или озерных отложений, что свидетельствует о разновременности их формирования.

2. Для долины р. Гейзерной часто характерен меньший уклон фрагментов террас по сравнению с современным продольным профилем реки. Вероятно, они формировались в результате образования местных базисов эрозии, возникавших из-за неустойчивости склонов и гравитационных смещений пород с перегораживанием русла. Некоторые ТП представляют собой участки плотин, созданных обвально-оползневыми и селевыми процессами.

3. Роль селевых процессов и, соответственно, селевого материала в формировании ТП весьма значительна. Геоморфологический анализ разновременных снимков показал, что в момент крупных селевых событий в долине происходило образование селевых террас, плотин и конусов выноса. Локализация осадков современных селей показывает, что нет прямой зависимости возраста отложений от высоты их залегания над урезом реки. Осадки селя 2007 г. прослеживаются на отметках от уреза до 50 м над ним, а селя 2014 г. — до +20 м, а в первоначальный момент — и до 40 м. Отложения древних селей сохранились в высотном интервале от 0.5 до 12 м.

4. Отмечается разноплановая гидротермальная проработка отложений террас на соседних участках: если в непосредственной близости имеются гидротермальные проявления либо участки прогретого грунта, то слагающий ТП материал может быть сцементированным или, напротив, выветрелым до глины. Морфологическая сохранность террас лучше в случае цементации отложений. Небольшие фрагменты, сложенные рыхлым или выветрелым до глин материалом, легко размываются и уничтожаются при прохождении паводков или селевых событий по долине реки.

5. Выветривание материала происходило в несколько этапов. Под воздействием газогидротерм выветривались коренные породы на бортах долины, этот процесс продолжался и на стадии аккумуляции осадков в днище, особенно в подпрудно-озерных условиях. Происходит и дальнейшее изменение материала террасовидных поверхностей под воздействием близлежащих термальных источников. Наблюдения показывают, что этот процесс идет достаточно быстро, о чем свидетельствует обилие измененного обломочного материала на непосредственном контакте с различными газогидротермами даже в заведомо свежих аккумулятивных толщах (селевые отложения 2007 и 2014 гг.). Следствием активного газогидротермального воздействия является повсеместная переработка материала, его выветривание, формирование разнообразных агрегатов, агломератов и вторичных (новообразованных) минералов.

6. Накопление аллювиальных отложений, которые вскрываются в основании ряда разрезов, сопровождалось перемывом хорошо окатанного материала каких-то более древних осадков. Однако в настоящее время мы не можем точно определить время данного этапа. Врезание, сменявшее аккумуляцию, способствовало активизации склоновых процессов и селеформирования, вследствие чего аллювиальный режим в долине стал часто сменяться озерным из-за периодического подпруживания русла реки оползневой и/или селевым материалом. Калиброванный радиоуглеродный возраст почвы, погребенной одним из оползней в нижнем течении реки, составляет 6020–6270 лет (Белоусов, Белоусова, 2017). Это позволяет предположить, что во второй половине голоцена склоновые процессы уже активно шли в долине р. Гейзерной. Размыв временных плотин приводил к изменению положения русла реки и формированию террас.

7. Низкие террасы формировались и сохранились в днище долины р. Гейзерной преимущественно на участке ее максимального расширения, которое, по-нашему заключению (Лебедева и др., 2020, 2023), связано с наибольшей активностью склоновых, а соответственно, и селевых процессов в пределах Гейзерного термального поля. В целом близкая картина связи распространения низких террасовидных поверхностей с участками активизации склоновых и селевых процессов в областях развития газогидротерм наблюдалась нами и в долинах иных рек Курило-Камчатского региона, в частности, на склонах вулканов Менделеева (о-в Кунашир) и Баранского (о-в Итуруп).

БЛАГОДАРНОСТИ

Комплексная методика исследований опробована в рамках темы государственного задания Института географии РАН — FMWS-2024-0005. Полевые и аналитические работы проведены за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00216, <https://rscf.ru/project/21-17-00216/>. Авторы глубоко признательны Э.Г. Ананьевой за проведенный морфоскопический анализ, всестороннюю помощь и консультации в процессе исследований, А.В. Григорьевой — за выполнение минералогического анализа, всем участникам полевых исследований, а также сотрудникам и волонтерам Кроноцкого заповедника — за всестороннюю помощь и поддержку. Особая благодарность Н.В. Аникиной за помощь в доработке графических материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьева Э.Г. (1998). Литолого-минералогический анализ при геоморфологических и палеогеографических исследованиях. М.-Смоленск: Изд-во СГУ. 140 с.
- Атлас долины реки Гейзерной в Кроноцком заповеднике. (2015). Ред. А.В. Завадская. М.: КРАСАНД. 88 с.
- Балдина Е.А., Лебедева Е.В., Аникина Н.В. (2023). Активность геоморфологических процессов на склонах речных долин в условиях газогидротермальных проявлений (по разновременным снимкам и ЦМР). В сб.: *ИнтерКарто. ИнтерГИС*. Т. 29. С. 272–287. <http://dx.doi.org/10.35595/2414-9179-2023-1-29-272-287>
- Балдина Е.А., Лебедева Е.В., Медведев А.А. (2022). Методика дешифрирования архивных и современных космических снимков для изучения динамики склоновых процессов в долине р. Гейзерная (Камчатка). В сб.: *ИнтерКарто. ИнтерГИС*. Т. 28. № 1. С. 266–283. <http://dx.doi.org/10.35595/2414-9179-2022-1-28-266-283>
- Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. (2017). Роль оползней в формировании гейзеров Долины Гейзеров, Камчатка. В сб.: *Материалы конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”*. Петропавловск-Камчатский: ИВиС. С. 155–157.
- Геологическая карта. Лист N-57, масштаб 1:1 000 000, 3-е издание. (2011). [Электронный ресурс]. URL: https://vsegei.ru/ru/info/ggk_1000ns/ (дата обращения: 10.11.2023).
- Геологическая карта. Лист N-57-XXI, N-57-XXII, масштаб 1:200 000, 1-е издание. (1981). [Электронный ресурс]. URL: https://vsegei.ru/ru/info/pub_ggk200-1/ (дата обращения: 10.11.2023).
- Двигало В.Н., Мелекесцев И.В. (2009). Геолого-геоморфологические последствия катастрофических обвалов и обвально-оползневых процессов в Камчатской Долине Гейзеров (по данным аэрофотограмметрии). *Вулканология и сейсмология*. № 5. С. 24–37.
- Двигало В.Н., Свирид И.Ю., Шевченко А.В., Жарков Р.В. (2014). Мониторинг и прогноз селевых процессов в камчатской Долине гейзеров на основе фото-

- грамметрических исследований. В сб.: *Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: материалы III Международной конференции, Южно-Сахалинск, 22–26 сентября 2014 г.* Южно-Сахалинск: Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН. С. 105–108.
- Зеркаль О.В., Гвоздева И.П., Фролова Ю.В. (2019). Развитие оползневых процессов в долине р. Гейзерной. В сб.: *Геодинамические процессы и природные катастрофы: тезисы докладов III Всероссийской научной конференции с международным участием, г. Южно-Сахалинск, 27–31 мая 2019 г.* Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН. С. 138.
- Колосова Г.Н., Ананьева Э.Г. (1974). Методика минералогического анализа рыхлых отложений для палеогеоморфологических построений (на примере Северо-Востока СССР). *Геоморфология*. № 4. С. 26–35.
- Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Рычагов С.Н. (2014). Преобразование эффузивных пород под воздействием кислотного выщелачивания поверхностными термальными водами (геотермальная система Баранского, о. Итуруп). *Вулканология и сейсмология*. № 1. С. 20–37.
- Лебедева Е.В. (2022). Влияние газогидротермальной деятельности на формирование рельефа речных долин геотермальных зон. *Геоморфология*. Т. 53. № 5 (спецвыпуск). С. 116–126.
- Лебедева Е.В., Сугробов В.М., Чижова В.П., Завадская А.В. (2020). Долина р. Гейзерной (Камчатка): гидротермальная деятельность и особенности рельефообразования. *Геоморфология*. № 2. С. 60–73. <https://doi.org/10.31857/S0435428120020066>
- Лебедева Е.В., Черноморец С.С. (2023). Селевая активность и особенности селеформирования в долине р. Гейзерной (Камчатка). *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. № 3. Вып. 59. С. 5–19. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2023-3-59-5-19>
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карпов Г.А. и др. (1991). Кальдера Узон и Долина Гейзеров. В сб.: *Действующие вулканы Камчатки*. Т. II. М.: Наука. С. 94–141.
- Пинегина Т.К., Делемень И.Ф., Дрознин В.А. и др. (2008). Камчатская Долина гейзеров после катастрофы 3 июня 2007 г. *Вестник ДВО РАН*. № 1. С. 33–44.
- Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Дрознин В.А. и др. (2009). Жемчужина Камчатки — Долина Гейзеров. Научно-популярный очерк, путеводитель. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс. 108 с.
- Устинова Т.И. (1955). Камчатские гейзеры. М.: Географгиз. 120 с.
- Фролова Ю.В., Гвоздева И.П., Чернов М.С., Кузнецов Н.П. (2015). Инженерно-геологические аспекты гидротермальных преобразований туфогенных пород Долины гейзеров (полуостров Камчатка). *Инженерная геология*. № 6. С. 30–42.
- Фролова Ю.В., Зеркаль О.В., Гвоздева И.П. (2019). Влияние гидротермальных преобразований на физико-механические свойства туфогенных пород Долины гейзеров и их роль в формировании оползней. В сб.: *Геодинамические процессы и природные катастрофы: тезисы докладов III Всероссийской научной конференции с международным участием, г. Южно-Сахалинск, 27–31 мая 2019 г.* Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН. С. 186.
- Шевченко А.В., Двигало В.Н., Свирид И.Ю. (2018). Дистанционные исследования геоморфологических процессов на вулканических объектах Камчатки. В сб.: *XXXVI Пленум ГК РАН: Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием “Геоморфология — наука XXI века”*. Барнаул: Изд-во АГУ. С. 403–410.
- Eshel G., Levy G.J., Mingelgrin U., Singer M.J. (2004). Critical Evaluation of the Use of Laser Diffraction for Particle-Size Distribution Analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.* V. 68. P. 736–743. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.7360>
- Lebedeva E.V., Baldina E.A., Medvedev A.A. (2022). Dynamics of Slope Processes in the Geysernaya River Valley (Kamchatka) According to the Interpretation Data of Multi-Temporal Space Images. *Dokl. Earth Sci.* V. 507 (Suppl. 1). S9–S18. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X22601262>
- Lebedeva E.V., Zharkov R.V. (2022). Accumulative Landforms in Valleys with Gas-Hydrothermal Occurrences (from the Example of Watercourses of Some Volcanic Massifs in the Kuril-Kamchatka Region). *Dokl. Earth Sci.* V. 506 (Suppl. 1). P. 7–18. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22700131>
- Lebedeva E.V., Zakharov A.L., Mikhalev D.V. (2023). The Geysernaya River Alluvium (Kamchatka): Composition and Features of Formation. *Dokl. Earth Sci.* V. 513 (Suppl. 1). P. 1–11. <https://doi.org/10.1134/S1028334X23602432>

FORMATION OF TERRACES IN A RIVER VALLEY WITH ACTIVE GAS-HYDROTHERMAL MANIFESTATIONS (THE GEYSERNAYA RIVER VALLEY, KAMCHATKA PENINSULA AS AN EXAMPLE)²

E. V. Lebedeva^{a, #}, A. L. Zakharov^{a, ##}, and A. V. Kotenkov^{a, ###}

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

[#]*E-mail: Ekaterina.lebedeva@gmail.com*

^{##}*E-mail: zaanleo@gmail.com*

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

The morphology, structure and composition of sediments at low terraces which occur in the form of non-extended fragments in the Geysernaya River valley have been studied. Coarse, poorly sorted and weakly rounded debris flow material of different age generations are dominated in the sections. Layered sand and gravel deposits that accumulated under dammed reservoir conditions were exposed in some areas. Alluvial deposits are represented by thin layers of pebbles with boulders of better roundness and sorting with sand and gravel filler, underlying and/or overlying debris flow deposits. Some fragments of terrace-like surfaces are characterized by a smaller slope compared to the longitudinal profile of the river: apparently, they represent areas of former debris flow – landslide dams. Sediments of modern debris flows can be traced from 0 up to 50 m and of ancient once from 0.5 to 12 m above the river, which indicates the absence of a direct dependence of the age of sediments from the level of their occurrence. The change in loose material is due to the proximity and activity of thermal manifestations of the Geysernoe thermal field. Gas-hydrothermal processes lead to a significant transformation of the composition and properties of the analyzed sediments – mainly to their cementation, which makes it difficult to determine the time of sediment formation. The structure of the studied sections indicates the repeated occurrence of debris flows along the valley and the formation of temporary dammed reservoirs there as a result of the landslides and debris flow dams. The active supply of material from the slopes and its redeposition by debris flows causes poor rounding and sorting of sediment, and its weak disintegration. Among the rock-forming minerals of the fine sand fraction, magnetite and pyroxenes dominate with the participation of ilmenite. The light fraction is represented mainly by opal-smectite-zeolite aggregates, and to a lesser extent by geyselite. In the mineralogical spectra of sediments accumulated in dammed lake conditions, the set of secondary minerals and aggregates is expanding. In the alluvium units underlying the mudflow material there are signs of redeposition of ancient well-rounded sediments.

Keywords: fluvial processes, debris flow formation, weathering, hydrothermally altered deposits, secondary (newly formed) minerals, dammed reservoirs

ACKNOWLEDGMENTS

Research approach were developed within the framework of the state assignment of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences – FMWS-2024-0005. Field and analytical works were carried out with the support of the Russian Science Foundation grant № 21-17-00216, <https://rscf.ru/project/21-17-00216/>. The authors are deeply grateful to E.G. Ananyeva for the morphoscopic analysis, comprehensive assistance and consultations during the research process, to A.V. Grigorieva for performing the mineralogical analysis, to all participants in the field research, as well as to the staff and volunteers of the Kronotsky Nature Reserve for their comprehensive assistance and support. Special thanks to N.V. Anikina for assistance in finalizing graphic materials.

REFERENCES

- Ananyeva E.G. (1998). *Litologo-mineralogicheskii analiz pri geomorfologicheskikh i paleogeograficheskikh issledovaniyakh* (Lithological and mineralogical analysis for geomorphological and paleogeographic studies). Moscow-Smolensk: SGU (Publ.). 140 p. (in Russ.)
- Baldina E.A., Lebedeva E.V., Anikina N.V. (2023). Activity of geomorphological processes on the slopes of river valleys in the conditions of gas-hydrothermal occurrences (based on multi-temporal images and DEM analysis). In: *InterCarto.InterGIS*. V. 29. P. 272–287. (in Russ.). <http://dx.doi.org/10.35595/2414-9179-2023-1-29-272-287>
- Baldina E.A., Lebedeva E.V., Medvedev A.A. (2022). Technic for interpretation of archive and recent satellite images to study the slope processes dynamics in the Geysernaya River valley (Kamchatka). In: *InterCarto.InterGIS*. V. 28. № 1. P. 266–283. (in Russ.). <http://dx.doi.org/10.35595/2414-9179-2022-1-28-266-283>

²For citation: Lebedeva E.V., Zakharov A.L., Kotenkov A.V. (2024). Formation of terraces in a river valley with active gas-hydrothermal manifestations (the Geysernaya River valley, Kamchatka Peninsula as an example). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 3. P. 123–145. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030071>; <https://elibrary.ru/PLGCWB>

- Belousov A.B., Belousova M.G. (2017). The role of landslides in the formation of geysers in the Valley of Geysers, Kamchatka. In: *Materialy konferentsii "Vulkanizm i svyazannyye s nim protsessy"*. Petropavlovsk-Kamchatsky: IViS (Publ.). P. 155–157. (in Russ.)
- Dvigalo V.N., Melekestsev I.V. (2009). The geological and geomorphic impact of catastrophic landslides in the Geyser Valley of Kamchatka: aerial photogrammetry. *J. of volcanology and seismology*. V. 3. № 5. P. 24–37. <https://doi.org/10.1134/S0742046309050029>
- Dvigalo V.N., Svirid I.Yu., Shevchenko A.V., Zharkov R.V. (2014). Monitoring and forecasting of mudflow processes in the Kamchatka Valley of Geysers based on photogrammetric studies. In: *Selevye potoki: katastrofy, risk, prognoz, zashchita: materialy III Mezhdunarodnoi konferentsii, Yuzhno-Sakhalinsk, 22–26 sentyabrya 2014g.* Yuzhno-Sakhalinsk: Sakhalinskii filial Dal'nevostochnogo geologicheskogo instituta DVO RAN (Publ.). P. 105–108. (in Russ.)
- Eshel G., Levy G.J., Mingelgrin U., Singer M.J. (2004). Critical Evaluation of the Use of Laser Diffraction for Particle-Size Distribution Analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.* V. 68. P. 736–743. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.7360>
- Frolova Yu.V., Gvozdeva I.P., Chernov M.S., Kuznetsov N.P. (2015). Geotechnical aspects of hydrothermal transformations of tuffaceous rocks of the Valley of Geysers (Kamchatka Peninsula). *Inzhenernaya geologiya*. № 6. P. 30–42. (in Russ.)
- Frolova Yu.V., Zerkal' O.V., Gvozdeva I.P. (2019). The influence of hydrothermal transformations on the physico-mechanical properties of tuffogenic rocks of the Valley of Geysers and their role in the formation of landslides. In: *Geodinamicheskie protsessy i prirodnye katastrofy: tezisy dokladov III Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem*. Yuzhno-Sakhalinsk: Yuzhno-Sakhalinsk: Institut morskoi geologii i geofiziki DVO RAN (Publ.). P. 186. (in Russ.)
- Geologicheskaya karta. List N-57, masshtab 1:1 000 000, 3-e izdanie. (2011). (Geological map. Sheet N-57, scale 1 : 1 000 000, 3rd edition, 2011) [Electronic data]. Access way: https://vsegei.ru/ru/info/ggk_1000ns/ (access date: 10.11.2023).
- Geologicheskaya karta. List N-57-XXI, N-57-XXII, masshtab 1 : 200 000, 1-e izdanie. (1981). (Geological map. Sheet N-57-XXI, N-57-XXII, scale 1:200 000, 1st edition, 1981). [Electronic data]. Access way: https://vsegei.ru/ru/info/pub_ggk200-1/ (access date: 10.11.2023).
- Kolosova G.N., Ananyeva E.G. (1974). Methods of mineralogical analysis of unconsolidated deposits for paleogeomorphological studies (with reference to the North-East of the USSR). *Geomorfologiya*. № 4. P. 26–35. (in Russ.)
- Ladygin V.M., Frolova Yu.V., Rychagov S.N. (2014). Transformation of effusive rocks under the influence of acid leaching by surface thermal waters (geothermal system of Baransky volcano, Iturup Is.). *Vulkanologiya i seismologiya*. № 1. P. 20–37. (in Russ.)
- Lebedeva E.V. (2022). Gas-hydrothermal activities impact on the relief formation of river valleys geothermal zones. *Geomorfologiya*. V. 53. № 5 (Special issue). P. 116–126. <https://doi.org/10.31857/S043542812205008X>
- Lebedeva E.V., Baldina E.A., Medvedev A.A. (2022). Dynamics of Slope Processes in the Geysernaya River Valley (Kamchatka) According to the Interpretation Data of Multi-Temporal Space Images. *Dokl. Earth Sci.* V. 507 (Suppl. 1). P. 9–18. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X22601262>
- Lebedeva E.V., Chernomorets S.S. (2023). Debris flow activity and specificity of debris flow formation in the Geysernaya River valley (Kamchatka). *Vestnik KRAUNTC. Nauki o Zemle*. № 3. Iss. 59. P. 5–19. (in Russ.). <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2023-3-59-5-19>
- Lebedeva E.V., Sugrobov V.M., Chizhova V.P., Zavads-kaya A.V. (2020). The valley of the river Geysernaya (Kamchatka): hydrothermal activity and features of relief forming. *Geomorfologiya*. № 2. P. 60–73. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0435428120020066>
- Lebedeva E.V., Zharkov R.V. (2022). Accumulative Landforms in Valleys with Gas-Hydrothermal Occurrences (from the Example of Watercourses of Some Volcanic Massifs in the Kuril-Kamchatka Region). *Dokl. Earth Sci.* V. 506 (Suppl. 1). P. 7–18. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22700131>
- Lebedeva E.V., Zakharov A.L., Mikhalev D.V. (2023). The Geysernaya River Alluvium (Kamchatka): Composition and Features of Formation. *Dokl. Earth Sci.* V. 513 (Suppl 1). P. 1–11. <https://doi.org/10.1134/S1028334X23602432>
- Leonov V.L., Grib E.N., Karpov G.A. et al. (1991). Caldera Uzon and the Valley of Geysers. In: *Deistvuyushchie vulkany Kamchatki (Active volcanoes of Kamchatka)*. V. II. Moscow: Nauka (Publ.). C. 94–141. (in Russ.)
- Pinegina T.K., Delemen' I.F., Droznin V.A. et al. (2008). Kamchatka Valley of Geysers after the catastrophe on 3 June 2007. *Vestnik DVO RAN*. № 1. P. 33–44. (in Russ.)
- Shevchenko A.V., Dvigalo V.N., Svirid I.Yu. (2018). Remote Studies of Geomorphological Processes at Volcanic Objects of Kamchatka. In: *XXXVI Plenum GK RAN: Vserossiiskaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya s mezhdunarodnym uchastiyem "Geomorfologiya – nauka XXI veka"*. Barnaul: AGU (Publ.). P. 403–410. (in Russ.)
- Sugrobov V.M., Sugrobova N.G., Droznin V.A. et al. (2009). Zhemchuzhina Kamchatki – Dolina Geizerov. Nauchno-populyarnyi ocherk, putevoditel' (The Pearl of Kamchatka is the Valley of Geysers. Popular science essay, guide). Petropavlovsk-Kamchatsky: Kamchatpress (Publ.) 108 p. (in Russ.)
- Ustinova T.I. (1955). Kamchatskie geizery (Kamchatka geysers). Moscow: Geografiz (Publ.). 120 p. (in Russ.)
- Zavads-kaya A.V. (Ed.). (2015). Atlas doliny reki Geizernoi v Kronotskom zapovednike (Atlas of the valley of the River Geysernaya in Kronotsky Reserve). Moscow: KRASAND (Publ.). 88 p. (in Russ.)
- Zerkal' O.V., Gvozdeva I.P., Frolova Yu.V. (2019). The development of landslide processes in the valley of the river Geysernaya. In: *Geodinamicheskie protsessy i prirodnye katastrofy: tezisy dokladov III Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem, g. Yuzhno-Sakhalinsk, 27–31 maya 2019 g.* Yuzhno-Sakhalinsk: Institut morskoi geologii i geofiziki DVO RAN (Publ.). P. 138. (in Russ.)

THE MIDDLE–LATE HOLOCENE CLIMATIC FLUCTUATIONS RECORDED IN SEDIMENTARY SEQUENCE OF LAKE GEOGRAPHENSEE, FILDES PENINSULA (KING GEORGE ISLAND, WEST ANTARCTICA)¹

© 2024 S. R. Verkulich^{a,b,#}, Yu. A. Kublitskiy^a, P. A. Leontev^a, Z. V. Pushina^b, A. E. Shatalova^a, M. A. Kulkova^a, A. A. Tyurina^a, H. Evangelista^c, and D. A. Subetto^a

^a Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Russia

^b Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

^c LARAMG/IBRAG, Pav. Haroldo L. da Cunha. Rio de Janeiro State University, Rio de Janeiro, Brazil

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

The article focuses on the paleoclimatic reconstruction of Holocene environmental changes. To address this issue, a study of the bottom sediments of Lake Geographensee, located on the Fildes Peninsula, King George Island, West Antarctica, was conducted. The lake, located above the maximum Holocene marine transgression limit, preserves an undisturbed sediment record spanning the last 8500 cal. yr BP. The results of lithological, loss-on-ignition, grain size, diatom, and geochemical analyses, along with statistical data processing and radiocarbon chronology of the bottom sediments, are presented. The study allows to identify significant and minor stages of climate change. A prominent warming occurred between ca. 4800–3400 cal. yr BP. Minor warming intervals were identified at ca. 8500–8000 cal. yr BP, ca. 5600–5300 cal. yr BP, ca. 5130–4800 cal. yr BP, ca. 3400–2400 cal. yr BP, and ca. 1200–800 cal. yr BP. A notable cooling stage transpired at ca. 7500–5600 cal. yr BP, with a peak cold period around 7300–7000 cal. yr BP, and possibly at ca. 1800–1200 cal. yr BP. Minor relative cooling phases took place during next periods: ca. 8000–7500 cal. yr BP, ca. 5300–5130 cal. yr BP, and ca. 2400–1800 cal. yr BP. Additionally, short-term relative cooling and warming are suggested to have occurred during the period ca. 800–600 cal. yr BP. Taking into account the absence of suitable glaciers for obtaining the ice core for paleoclimatic records in the considered maritime Antarctic region, this paleolimnological study provides a foundation for broader understanding of the Holocene climate change in the West Antarctica.

Keywords: Holocene climate, lake sediments, lithology, radiocarbon chronology, magnetic susceptibility, geochemistry, diatoms

DOI: 10.31857/S2949178924030082, **EDN:** PLFHFC

1. INTRODUCTION

The northern Antarctic Peninsula with nearby islands (West Antarctica) demonstrate one of the most dynamic glaciers reduction examples on Earth at the turn of the XX–XXI centuries (Vaughan et al., 2003; Steig et al., 2009; Rückamp et al., 2011; Bromwich et al., 2012). Repeated fluctuations in the size of glaciers occurred here in the Holocene (Verkulich, 2022; Barion et al., 2023), confirming the high sensitivity of local glaciation to changes in climate and sea level. Understanding the causes and mechanisms of these changes is necessary for the predictive modeling of the

future changes. This is especially important considering the undeniable significance of the West Antarctic glaciation in balancing the global atmosphere-ocean-glacial system (Bentley, 1999; Hodgson et al., 2009; Lüning et al., 2019).

In this context, lake deposits in periglacial territories represent one of the best natural archives of continuous records of climate and environmental changes (Hodgson et al., 2004; Subetto, 2009). On the Fildes Peninsula (King George Island), the largest ice-free area on South Shetland Islands (fig. 1), lake sediment studies provided information on relative sea level (RSL) changes, the chronology of deglaciation and sedimentation conditions in lakes during the Holocene (Mäusbacher et al., 1989; Matthies et al., 1990; Schmidt et al., 1990; Martinez- Macchiavello et al., 1996; Tatur et al., 2004; Watcham et al., 2011; Verkulich et al., 2012; Roberts et al., 2017; Barion et al., 2023.). However, these studies did not give a clear comprehension of the post-glacial climatic conditions

¹ For citation: Verkulich S.R., Kublitskiy Yu.A., Leontev P.A. et al. (2024). The Middle–Late Holocene climatic fluctuations recorded in sedimentary sequence of Lake Geographensee, Fildes Peninsula (King George Island, West Antarctica). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 3. P. 146–163. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030082>; <https://elibrary.ru/PLFHFC>

in the region due to gaps in sedimentation record. Some of the studied lakes are located at elevations below 20 m a.s.l. (above sea level), and their basins were filled with seawater during transgressions up to the middle–late Holocene (Polishchuk et al., 2017). Other lakes due to the late time of formation or the peculiarities of their catchment contain short-term or incomplete paleoclimatic information. The only exceptions were the deposits of the Lakes Jurasee and Mondsee (fig. 1) located above 20 m a.s.l. and existing since the early Holocene (Mäusbacher et al., 1989; Schmidt et al., 1990). However, the range and detail of the methods used in these studies allowed us to get only a general idea of the main sedimentation stages. To eliminate gaps in knowledge about the climatic component of Holocene environmental changes in the Fildes Peninsula area we present and interpret new data from detailed analytical studies of sediments sampled in 2019 from Lake Geographensee, located near Lake Jurasee (fig. 1). The data interpretations are compared with paleolimnological information collected in the Fildes Peninsula earlier in order to confirm and evaluate the identified climatic signals.

1.1. Area and object of study

The Fildes Peninsula is located in the southwestern part of King George Island, West Antarctica. Most of the peninsula with an area approximately 30 km² is ice free, with an exception of the Bellingshausen Ice Cap located in its northeastern part (fig. 1). The peninsula climate is marine. Seasonal temperature variations during the period of 1968–2020 are low with the average air temperature of the December–March period 0.94 °C, April–November period –3.89 °C. Average annual humidity reaches 83% and annual precipitation about 700 mm (more than 200 mm in summer, often in the form of rain), with prevailing NW winds with average monthly speeds of up to 8 m/sec (Simonov, 1975; Mavlyudov, 2022). The main elements of the peninsula landscape are structural denudation massifs with an elevation of 100–150 m a.s.l. located in the center and in the south, composed mainly by andesites, basalts and various tuffs, an ancient abrasive surface at altitudes of 35–50 m a.s.l., and numerous valleys of mainly sub latitudinal direction, covered with glacial, marine, alluvial, and colluvial-deluvial deposits.

Lake Geographensee with an area of about 0.01 km² (62°13'00.0" S, 59°01'00.0" W, 40 m a.s.l.) is located next to Lake Jurasee (47 m a.s.l.) in the flat, wide and short valley that crosses the southern tip of the peninsula from northwest to southeast (fig. 2). The elevation of the valley floor ranges from 40 m to 50 m a.s.l., being over all higher around Lake Jurasee than around Lake Geographensee. The valley floor between Lakes Geographensee and Jurasee is flat and elevated

by 2–3 m above 50 m a.s.l. Along the northern and southern boundaries of this section of the valley there are short dry stream beds that may have previously connected the lakes if the water level in Lake Jurasee rose to a height of 50 m a.s.l. Lake Geographensee catchment of about 0.2 km² includes the valley floor and gently descending slopes, that stretch to the northeast and southwest from the lake at the heights of about 65 m a.s.l. into steep slopes of bedrock outcrops. Northwest of the lake the valley bottom descends to the seashore, at first relatively steeply, and then becomes gentle in the coastal part. Currently, the lake's water outflows from its northwestern part during periods of maximum melting in the summer along the bottom of a narrow channel cut into the valley floor. Judging by the depth of this channel, the lake level in the past could have been several meters higher. The floor of the valley and the lake's catchment slopes are covered mainly with fine-grained sediments (silt, loam) with mixture of gravel and rubble. Rare vegetation in the catchment area is represented by patches of mosses mostly concentrated in small moist relief irregularities and in the temporary stream beds through which the melted waters from small snowfields flow.

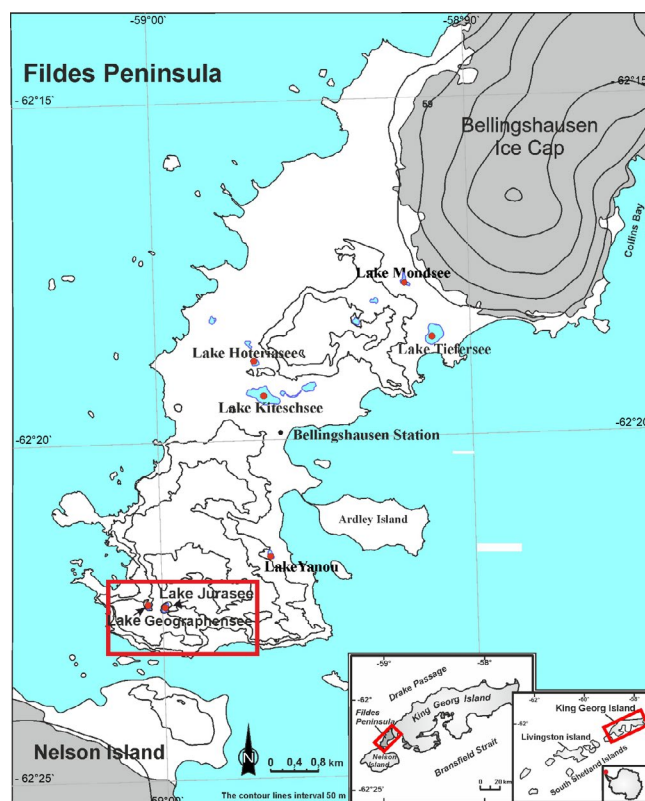


Fig. 1. Map of the research area on the Fildes Peninsula, King George Island, West Antarctica with locations of geographic objects mentioned in the text.

Рис. 1. Карта района исследований на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж, Западная Антарктика, с местоположением географических объектов, упоминаемых в тексте.

Measurements in 2019 showed that Lake Geographensee has a mean depth of 3.5 m, and the maximum depth of 4 m. Its hydrological characteristics should be similar to those determined during the study of other freshwater lakes of the peninsula, similar in size and located at the same altitude. Water balance is dominated by precipitation (snow and rain). Release from ice cover occurs in January–February (Lake Geographensee is the last to release). The waters of such lakes are classified as the chloride class of the sodium group (Alyokin, 1970), have the pH value from 7 to 8.3, with 89% average oxygen content in the surface layer, and are mixed due to wind in the summer ice-free period (Skorospekhova et al., 2016; Shevnina, Kourzeneva, 2017). Lake Geographensee water chemistry is most likely characterized by the same low values of PO_4 (<0.2 mcg/L) and $\text{NO}_2 + \text{NO}_3$ (2.2 mcg/L), and low SiO_2 content (937.0 mcg/L) as Lake Jurasee (Skorospekhova et al., 2016).

2. MATERIALS AND METHODS

Five sediment cores were taken from the deepest part of Lake Geographensee ($62^\circ 13' 25.8''\text{S}$, $59^\circ 0' 17.5''\text{W}$) from the water depth of 3.84 m using Russian corer (Subetto, 2009). At the time of core recovery, the lake surface was covered with 0.8 m of ice. One meter long and 5 cm in diameter sediment cores were retrieved with a 10–20 cm overlap. The overlapping segments of sediment cores were compared visually by defining distinct marker-layers and other prominent features of lithology, using photostan data and magnetic susceptibility measurements. As a result, the five cores provided 4.24 m long continuous sedimentary sequence, with an exception of a few top centimeters that were lost during coring due to high water content of the upper sediment layer. The sequence underwent physical, geochemical and biological analyses to obtain information about changes in sedimentation conditions in the lake.

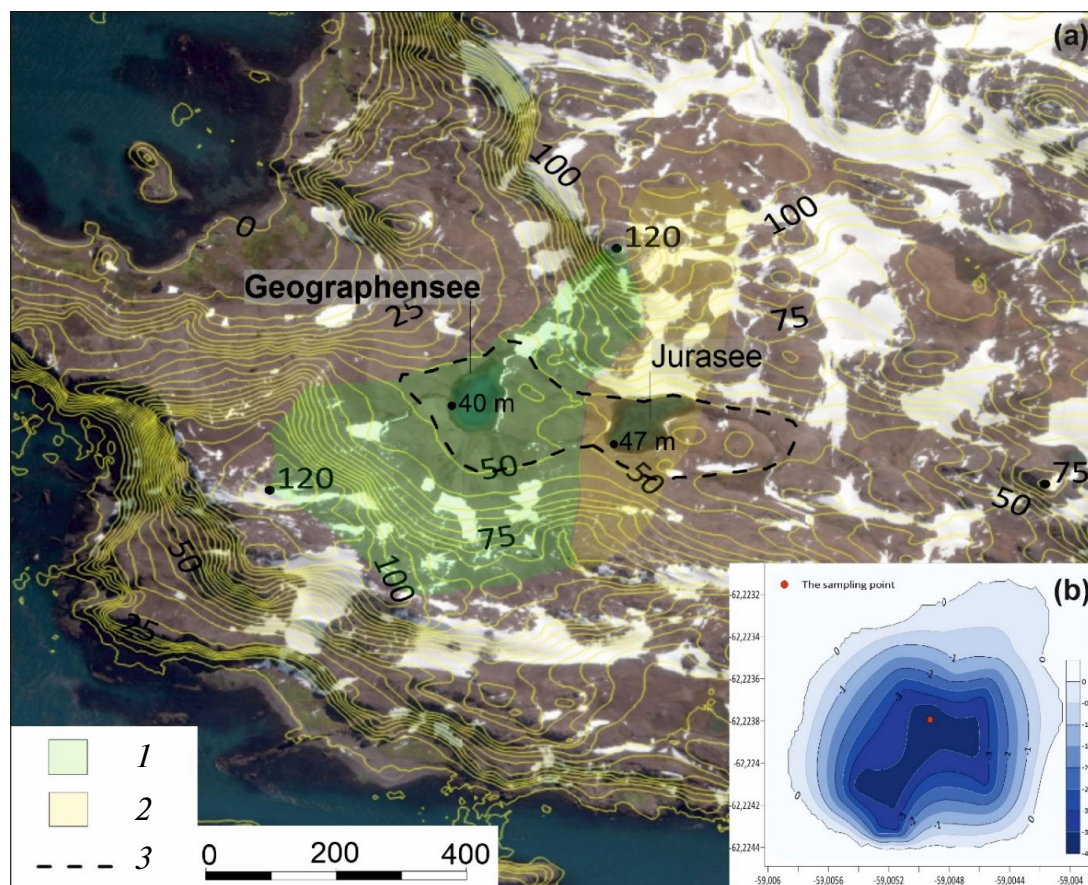


Fig. 2. A satellite image of the research area with contour lines drawn at 5 m contour interval (a) and bathymetry of Lake Geographensee and the sampling point (b).

1 – The catchment area of Lake Geographensee; 2 – The catchment area of Lake Jurasee; 3 – The proposed contours of the paleobasin.

Рис. 2. Спутниковый снимок района исследований с обозначенными изогипсами (интервал – 5 м, подписи указаны через 25 м) (а) и батиметрическая карта озера Географов и точка пробоотбора (б).

1 – площадь водосборного бассейна озера Географов; 2 – площадь водосборного бассейна озера Юра; 3 – предполагаемые контуры палеобассейна.

Main lithological distinctions in the sediment cores were determined by color, layers characteristics, organic macrofossils presence, sediment texture, and were refined during further analyses.

Multisensory scanning of cores using the automated Geotek MSCL-XYZ system was performed at the Laboratory of Paleoceanology of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences (Moscow, Russia). Analysis included photo scanning, measurement of magnetic susceptibility and determination of elemental composition (Croudace, Rothwell, 2015). Photo scanning was performed with polarizing filters on the camera lens and illuminator lamps, with a resolution of 400 and 200 lines per cm; 11 high-quality photos of sedimentary cores were obtained. Magnetic susceptibility in SI 10–5 units was measured in 5 mm increments using the Bartington MS3 system and the Bartington MS2E point sensor. The elemental composition of sediment was determined using a Geotek X-ray fluorescence spectrometer (Rh anode) with a helium cell, with a step of 2–10 mm and the size of a single analysis area ranging from 15×1 mm to 15×10 mm. The following elements were identified: Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co (all – at a voltage of 10 kV on the X-ray tube), and Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Tc (all – at a voltage of 40 kV).

Principal Component Analysis (PCA) and correlation were applied to identify patterns of changes in the concentration of certain elements with depth using StatSoft Statistica 11.0 (Dell Corporation, Austin, Texas, USA).

Elements whose Pearson correlation coefficients were positive and exceeded 0.73 were sorted into groups associated with various mineral fractions and reflecting sedimentation features. PCA was used to study the relationships between the values of elementary variables for the entire sedimentary sequence (Minyuk et al., 2014).

The organic, carbonate and mineral components sediment ratio was analyzed in 2 cm increments (samples with a volume of ~ 1 cm³ were used) by the method of losses-on-ignition (LOI). Samples were ignited in the muffle furnace at 550 °C (for 4 hours) to estimate the organic matter (OM) burnout and at 950 °C (for 2 hours) for carbonates burnout (Dean, 1974).

The grain size analysis of every 2 cm of the sedimentary sequence was performed on a laser microparticle analyzer LASKA (Russia) by laser diffraction. In the preparation for grain size analysis the samples were treated with 30% hydrogen peroxide (H₂O₂) in order to remove the organic component and then heated to ~ 80 °C in a water bath in

accordance with (Vaasma, 2008). For each sample, 3 measurements were carried out to determine the percentage of fractions from 0.5 to 0.001 mm and the average diameter of the particles. Later, the average values were calculated.

Diatom analysis was performed for samples at 3–5 cm intervals following the standard procedures (Jousé et al., 1969). To clean the diatom valves from the organic matter, 0.5 g of sediment was heated with H₂O₂ (30%). Centrifugation of the sediment to separate the fraction was carried out at 1500 rpm. Sediment was then washed in distilled water to remove H₂O₂ and silt and clay particles. A small sample (0.08 ml of suspension) was taken from a 100 ml suspension using a graduated pipette and mounted onto a permanent slide. The samples were processed for light microscopy. Genera and species identification were based on (Van de Vijver et al., 2002; Sterken et al., 2015, and others). Three hundred diatom valves per sample were counted at × 1000 where possible. Diatom diagrams were constructed using C2 software (Juggins, 2007).

Five bulk sediment samples and one sample of organic material (mosses) taken from different lithological units of sediment cores were submitted to DirectAMS Radiocarbon Lab (Bothell, Washington, USA) and Laboratorium Datowań (Kracow, Poland) for Accelerator Mass Spectrometry (AMS) radiocarbon dating. Obtained dates were input into OxCal v. 4.2.4 (Ramsey, Lee, 2013) for calibration using the IntCal 20 calibration curve (Reimer et al., 2020).

3. RESULTS

3.1. Geochronology

The depth-age model of the sedimentary sequence in Lake Geographensee is based on six radiocarbon dates (tab. 1, fig. 3). From ca. 8500 calibrated years ago (cal. yr BP) to ca. 600 cal. yr BP, sediment accumulation proceeded at low rates (minimum was about 0.1 mm/year in the period ca. 7300–5500 cal. yr BP) except for a short time interval ca. 5500–4950 cal. yr BP when the average sedimentation rate has increased to about 4.2 mm/year (by almost 40 times).

3.2. Lithology and physical properties of sediments

Ten lithological units (U10 – U1) in Lake Geographensee sedimentary sequence were identified based on organic macrofossils, color, degree of lamination and texture, as well as by concomitant variations in grain size proportions, organic matter content (OM) and values of magnetic susceptibility (MS) (fig. 4):

U 1 (4.24–4.22 m). Gray laminated mud with ~7% of OM, and ~180 value for MS. The thickness of alternating grayish with grayish beige and black layers is 1–2 mm.

Table 1. List of radiocarbon dates (years BP), calibrated ages (cal. yr BP) and dated material
Таблица 1. Список радиоуглеродных дат (л. н.), калиброванного возраста (кал. л. н.) и датированных материалов

Lab ID	Core ID	Depth from the bottom surface, cm	Dated material	Radiocarbon date	Calibrated age (95.4% probability)	Median age
D-AMS 051934	KDG-13	3.5–4.5	Sediment (bulk)	631±31	553–659	600
MKL-A6238	KDG-13	59–62	Sediment (bulk)	2819±26	2854–2996	2919
D-AMS 050518	KDG-14	111.5–112	Organic	4348±30	4847–5025	4913
D-AMS 050520	KDG-17	352–352.5	Sediment (bulk)	4731±29	5326–5580	5474
D-AMS 050521	KDG-17	376–376.5	Sediment (bulk)	6372±41	7170–7422	7297
D-AMS 051939	KDG-17	421–424	Sediment (bulk)	7714±38	8414–8589	8490

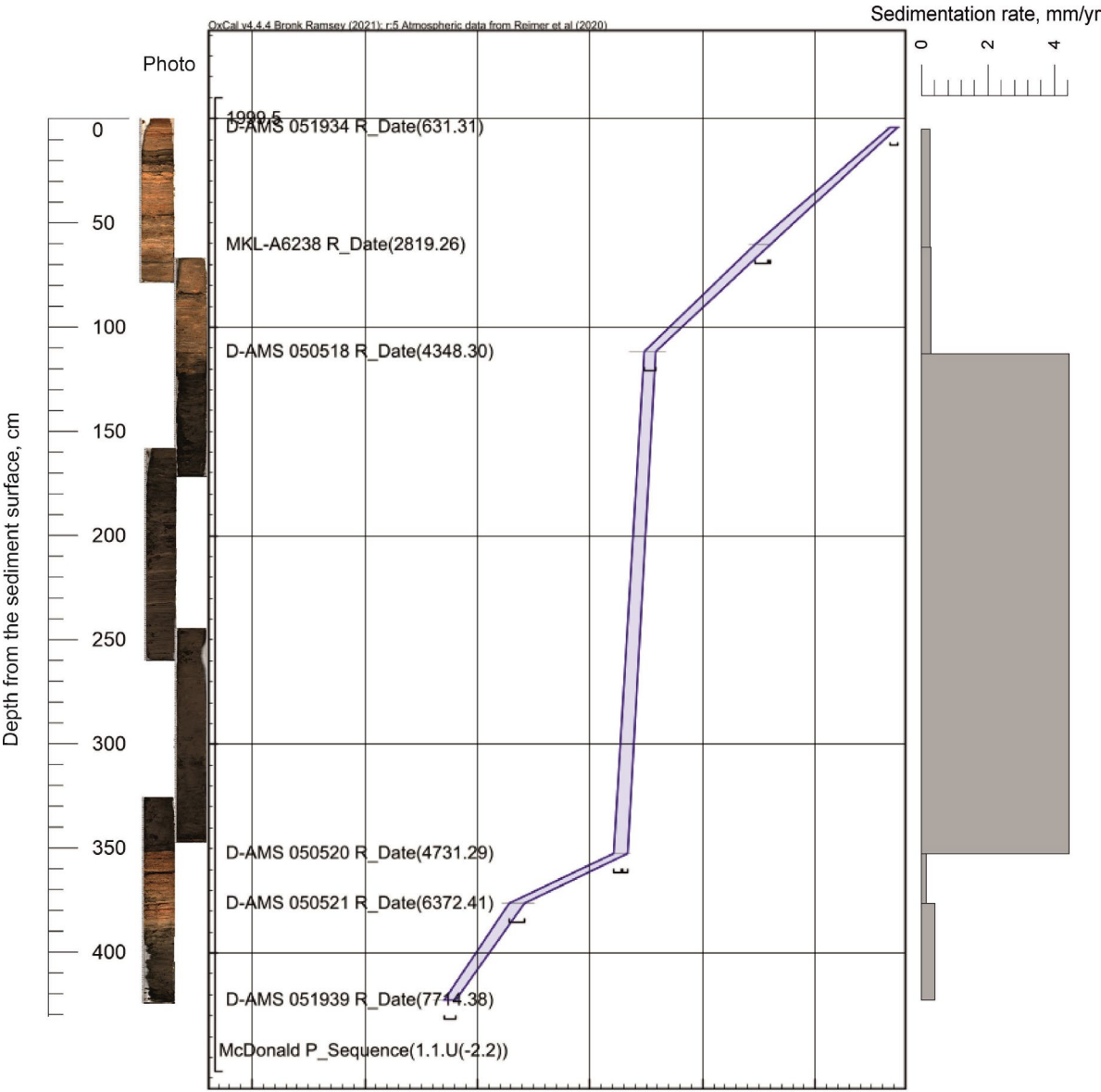


Fig. 3. Age-depth model and sedimentation rate of Lake Geographensee.
Рис. 3. Глубинно-возрастная модель и скорость накопления донных отложений оз. Географов.

U 2 (4.22–4.14 m). Black-gray sandy mud with a decrease in OM (<2%), a content of sand up to 30%, an increase in MS up to ~350.

U 3 (4.14–3.88 m). Dark gray mud with alternating implicit 5 mm thick layers of dark gray and light gray mud from (4.04–3.88 m) to 1–2 mm (4.14–4.10 m), with low OM (2–3%) and a decrease in MS value from about 340 to about 115. The interval 4.04–4.10 m is moist.

U 4 (3.88–3.50 m). The laminated dark gray, beige, bluish mud, with an inclusion of organic macrofossils (mosses), absence of sand fraction, high OM content (5–28%), and low MS values (60–160). The lamination is uneven, the thickness of mud layers is from 2 mm to 18 mm, a dark brown layer with mosses lies at the depth of 3.60–3.62 m.

U 5 (3.50–2.78 m). Dark gray-beige homogeneous sandy mud with low OM (<2%), with sharply increasing value MS that reached more than 400, with an increase up to 11–16% in the content of the sand fraction in several intervals.

U 6 (2.78–2.58 m). Dark gray-beige homogeneous mud with low OM (<2%), sharp fluctuation of MS values between 260 and 420, and up to about 5% of sand content.

U 7 (2.58–2.05 m). Indistinctly layered (layers are from 2 mm to 10 mm thick) gray and dark beige mud with less than 2% of OM, with several MS value fluctuations between 290 and 440, intermittent low (<5%) content of sand, except for the interval 2.20–2.18 m (7%).

U 8 (2.05–1.46 m). Gray-beige mud with black, sand-rich (up to 12%) layers 10–50 mm (2.05–1.66 m) and 5–10 mm (1.66–1.46 m) thick, with low OM (<2%), and with numerous fluctuations in MS values between 250 and 440.

U 9 (1.46–1.16 m). Dark beige homogeneous sandy mud with an OM of 1.0–1.8%, predominantly high MS values (240–440), and an increased content of sand fraction with a maximum value of 49%.

U 10 (1.16–0.00 m). The laminated olive, dark gray, yellowish, bluish mud, with the inclusion of organic macrofossils (mosses) in the range of 1.16–0.48 m. The variations of OM are from ~3% to ~7% (1.16–0.52 m) and from ~2% to ~10% (0.52–0.00 m). MS values are generally low (~45–230). A very low sand content (less than 2%) registered at the depths of 0.65–0.00 m, and an increased sand content (up to ~11%) measured at the depths of 1.16–0.65 m. The lamination is not uniform: the thickness of olive layers is 3–20 mm, dark gray 2–10 mm, yellowish 7–10 mm, bluish 3–5 mm.

3.3. Geochemical composition

Results of geochemical analysis are presented in table 2, figure 4. The values of three main factors F1,

F2, F3 were obtained by statistical data processing of selected chemical elements with high correlations. F1 values characterize an antagonism of the elements associated with the organic component of sediments (Mg, S) to the group that are part of aluminosilicates, quartz, zircon (Ca, Ti, K, Si, Zr, Al) and enter the reservoir with a lithogenic component (clay, silt, sand). F2 values correlate with the redox conditions in the reservoir where Zr and Mn accumulate mainly in an oxidizing environment, while S, P, Fe accumulate in a reducing environment. F3 values characterize the processes of biophilic elements accumulation (Cu, Zn) associated with organic-rich silty sediment complexes, and the processes of Al, Si, P enrichment of sediments, reflecting the mineral contribution. Factor analysis showed that the contribution of these most significant factors to the dynamics of elemental composition and thus to the sedimentation processes is 36%, 8.15%, and 7.32%, respectively.

To compare the results of geochemical analysis with other characteristics determined mainly for every 2 cm of the sedimentary sequence, the factor scores for each 20 mm were determined. Figure 4 shows the dynamics of factor loading (F1, F2, F3) – a coefficient that reflects how strongly each indicator influences a given factor. Factor loading can be positive or negative, indicating the direction of this influence. The analysis of their variations revealed eight main intervals of different sedimentation conditions (Gz 1 – Gz 8).

Gz 1 (4.24–4.17 m). Positive F1 values and negative F3 values indicate the accumulation of sediments in the reducing conditions.

Gz 2 (4.17–3.93 m). F1 values are mostly negative, indicating the predominance of oxidative conditions.

Gz 3 (3.93–3.50 m). A significant rise in F1 values and a decrease in F2 values reflect distinct reducing conditions in the lake.

Gz 4 (3.50–3.45 m). In this short interval fluctuations are observed that culminate in a sharp increase in F2 values, an increase in F3 and F1 values, which reflects a rapid increase in the proportion of mineral material.

Gz 5 (3.45–2.70 m). F1 values vary and are predominantly negative, but with a tendency to increase towards the top of the interval, F2 values are generally stable and F3 values are positive and consistently increase from the bottom up, which reflects the overall predominance of oxidative processes and the influx of terrigenous material with the accumulation of silt fraction.

Gz 6 (2.70–2.53 cm). The values of all factors increase which may point to an increase in the biophilic elements content and the predominance of reducing conditions.

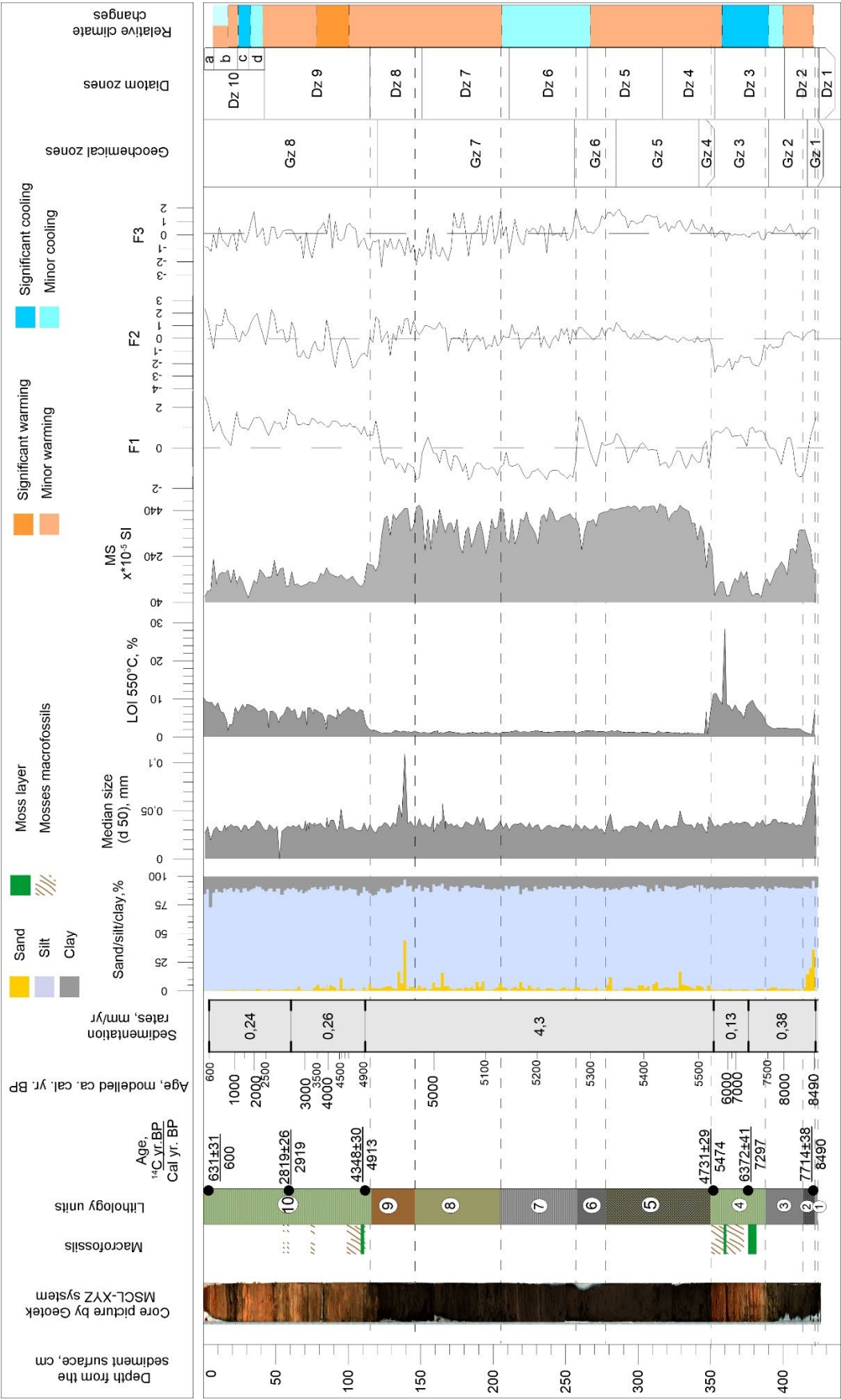


Fig. 4. The results of litho-, bio-, geochemical, chronostratigraphic analyses for the bottom sediments of Lake Geographensee with interpretation of relative climatic changes.

Рис. 4. Результаты лито-, био-, геохимического, хроностратиграфического анализа донных отложений озера Географов с интерпретацией относительных климатических изменений.

Gz 7 (2.53–1.20 m). The clear predominance of low negative F1 values and numerous F2, F3 values variations near the average in the lower part, with a slight increase in F2 values and a decrease in F3 values in the upper part of the interval indicate, in general, oxidative conditions, and prevailing accumulation of terrigenous material.

Gz 8 (1.20–0.00 m). Sedimentation occurred mainly under reducing conditions as evidenced by F1 high positive values and F2 low values in the lower part of the interval, although in its upper part some high amplitude fluctuations of the values of F2, F3 indicate probable changes in the conditions of sedimentation.

3.4. Diatom flora

The diatom flora of Lake Geographensee sediments includes 103 species of 34 genera of the *Bacillariophyta* division. With the exception of three planktonic species of the genus *Aulacoseira*, all species are benthic; freshwater and freshwater-brackish diatoms predominate; marine diatoms have not been found. The distribution of diatoms in the sedimentary sequence is uneven; there are intervals with single or no diatoms. In the lower intervals (4.24–2.07 m), the diatom valves are mostly thin and small in size. Large diatoms appear above 2.07 m. Analysis of changes in the quantitative and species composition of diatoms allows us to identify ten diatom zones (Dz 1 – Dz 10) and four subzones in the upper zone (Dz 10a – Dz 10d) (fig. 4, 5). In Dz 1 (4.24–4.19 m) only a few valves of freshwater diatoms *Hippodonta hungarica*, *Planothidium cf. frequentissimum*, *Achnantheidium maritimo-antacticum* and others were found that do not form a distinct diatom assemblage.

Dz 2 (4.19–3.95 m) is characterized by diatom assemblages with high abundance of freshwater benthic diatoms dominated by *Planothidium cf. frequentissimum* (up to 52% of the total diatom species composition), freshwater-brackish, very finely silicified *Nitzschia palea* (up to 40%). The subdominant group includes freshwater-brackish, bottom alkaliphile *Hippodonta hungarica* (up to 26%) with a pH optimum greater than 8 (Van de Vijver et al., 2002), *Fragilaria capucina* (up to 12%), aerophilic *Humidophila contenta* (up to 4%). The number of epipellic and epiphytic diatoms is set in equal proportions. At the very top of the zone, only single valves of diatoms were found.

Dz 3 (3.95–3.50 m) is rich in freshwater diatom assemblages. Freshwater diatoms account for up to 94.4%. Among benthic species epiphytic makes up 49.9–80.6% and epipellic 17.0–51.1%, pH-neutral species prevail. *Staurosirella antarctica* (up to 56%), which is very common and dominant in stagnant waters, has a pH optimum 7.2 (Van de Vijver et al., 2002). It is one of the pioneer species of lake settlement during deglaciation that replaces freshwater

Table 2. Factor scores in PCA

Таблица 2. Баллы по факторам в PCA

	Factor 1	Factor 2	Factor 3
Fe	–0.790550	–0.242644	0.089994
Ni	0.089059	–0.411669	–0.328992
Cu	–0.159523	–0.323258	0.707654
Zn	–0.444952	–0.232525	0.567079
Br	–0.037304	–0.010907	0.119309
Rb	–0.014686	0.049818	0.151814
Zr	–0.824049	0.153039	0.192757
Pb	–0.157907	–0.135469	–0.042378
Mg	0.259203	0.307293	0.072564
Al	–0.777859	–0.053973	–0.387784
Si	–0.900952	0.043683	–0.270312
P	–0.575538	–0.356814	–0.222761
S	0.051374	–0.832627	–0.095837
K	–0.888791	–0.003167	–0.028556
Ca	–0.911991	0.179650	0.085656
Ti	–0.933669	0.179792	0.061175
Mn	–0.676964	0.218239	–0.059026
Co	–0.394279	–0.067525	–0.018028

Planothidium cf. frequentissimum that dominated in Dz 2 zone. The subdominants are *Chamaepinnularia* sp. 1 (up to 30%), *Achnantheidium maritimo-antacticum* (up to 29%). At a depth of 3.61–3.65 m, single benthic freshwater and brackish- freshwater diatoms with a predominance of *Halamphora veneta* were found.

Dz 4 (3.50–3.17 m) is characterized by the occurrence of a few freshwater benthic diatoms, mainly *Hippodonta hungarica*, *Planothidium cf. frequentissimum*, *Staurosirella antarctica*, the small valves of which bear traces of dissolution, the absence of morphological elements, and lightened colors.

Dz 5 (3.17–2.65 m) is dominated by *Staurosirella antarctica* (up to 35%) and freshwater species *Nitzschia cf. perminuta* (up to 15%) diatom assemblages that are characteristic of temporary reservoirs (Kopalová, Van de Vijver, 2013), and *Planothidium australe* (up to 15%). The number of diatoms increases sharply with a maximum at the lowermost interval (3.14–3.17 m) where the number of freshwater-brackish

diatoms is also increased (30%) due to *Hippodonta hungarica*. Above, freshwater diatoms account for up to 99%. Among benthic species epiphytic makes up 49.3–89.0%, and epipellic 11.0–50.7%. In the intervals 3.13–3.01 m and 2.97–2.89 m single diatom valves were found, and in the interval of 2.77–2.73 m there were no diatoms.

Dz 6 (2.65–2.07 m) includes rare valves of *Chamaepinnularia* sp.1, *Fragilaria capucina*, *Planothidium austral* and other diatoms.

Dz 7 – Dz 10 are characterized by diatom assemblages with high abundance and diversity. Diatom valves are large in size.

Dz 7 (2.07–1.51 m) is dominated by *Fragilaria capucina* (up to 62%), which often lives in stagnant waters with optimum pH 7.2 (where it can dominate the entire flora), and can also develop in moist mosses (Van de Vijver et al., 2002); *Hippodonta hungarica* (up to 38.5%); *Nitzschia* cf. *perminuta* (up to 35.8% in the upper intervals of the zone). Epiphytes predominate at the very bottom of the zone, epipellic diatoms predominate in the upper intervals (up to 84%). At the depths of 1.99–1.92 m only 4 diatom valves were found.

Dz 8 (1.51–1.15 m) is dominated by *Hippodonta hungarica* (up to 63.8%); *Planothidium lanceolatum* (up to 34%) circumneutral, preferring water with a very low amount of phosphates, crenophile (Van de Vijver et al., 2002); *Staurosirella antarctica* (up to 18%). Epipellic and epiphytic diatoms occur in approximately equal proportions.

Dz 9 (1.15–0.42 m) is characterized by prevailing freshwater epiphytic species, among which the circumneutral *Achnanthes maritimo-antarcticum*

accounts for up to 54% and alkaliphilic *A. australexiguum* accounts for up to 27.2%. Epipellic species are *Navicula cremerie* (up to 17%), brackish-freshwater *N. gregaria* (up to 29%), *Hippodonta hungarica* (up to 24%), *Staurosirella antarctica* (up to 25%). Among the accompanying species is *Frustulia vulgaris*, a rare species characteristic of flowing waters with pH = 7.7 (Van de Vijver et al., 2002), freshwater-brackish *Halimphora veneta* (up to 9.7%) and *Planothidium australe* (up to 7%).

Dz 10 (0.42–0.0 m) has the largest diatom valves present and is dominated by epipellic species. Four subzones are identified within Dz:

Subzone Dz 10-d (0.42–0.31 m) consists of brackish-freshwater species *Navicula gregaria* (up to 39.5%) demonstrating the maximum amount in the entire sedimentary sequence. It is accompanied by *N. cremeri* (up to 17%) and *Staurosirella antarctica* (up to 18%).

Subzone Dz 10-c (0.31–0.23 m) is identified by a dominance of a large strongly silicified *Craticula subpampeana* (up to 41.5%) accompanied by the epiphyte *Gomphonema* sp. (up to 16%) which reaches the maximum quantitative values here, and *Staurosirella antarctica* (up to 12.1%). The amount of *Navicula gregaria* sharply decreases (down to 1% versus 40% in Dz 10-d), while the content of aerophilic *Humidophila contenta* and reophilic *Frustulia vulgaris* increases.

Subzone Dz 10-b (0.23–0.07 m) includes planktonic species *Aulacoseira* cf. *ambigua* (9.3%) and *A. aff. granulata* (1%) which is rare for Antarctic lakes. *Achnanthes maritimo-antarcticum*, *Navicula gregaria*, *N. sgemei*, *Nitzschia* cf. *perminuta*, *Stauroneis*

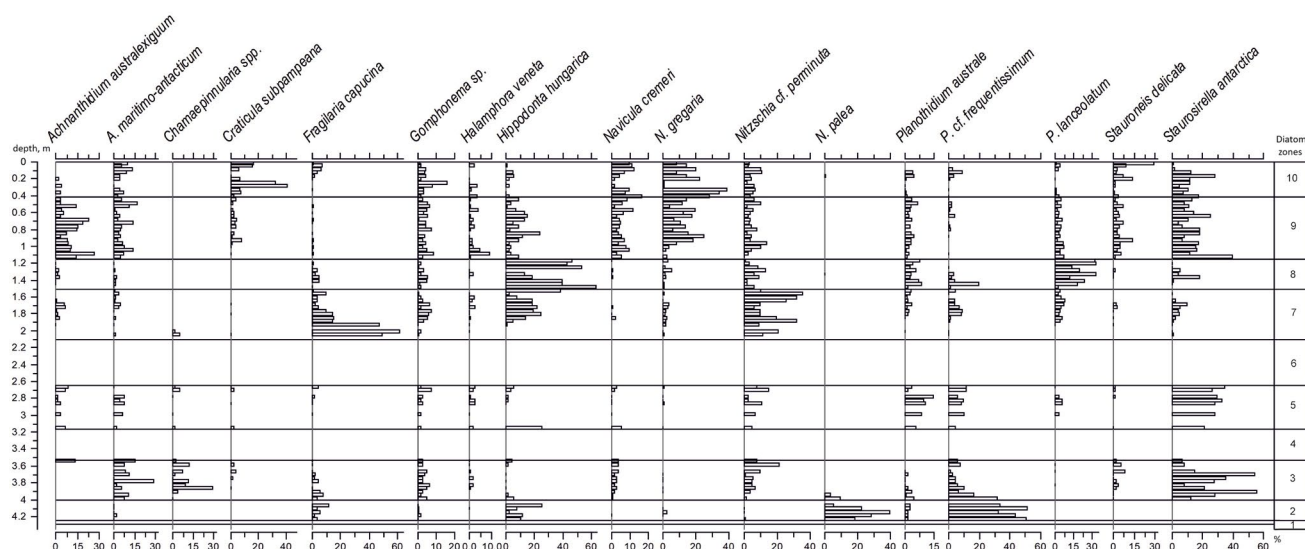


Fig. 5. Diatom diagram for the bottom sediments of Lake Geographensee.

Рис. 5. Диатомовая диаграмма колонки донных отложений озера Географов.

delicata, *Stauroneis antarctica* are also noticeable in diatom assemblages.

Subzone Dz 10-a (0.07–0.00 m) is characterized by prevailing of *Stauroneis delicata* (up to 30%), *Craticula subpampeana* (up to 16.6%), *Navicula gregaria* (up to 14.8%). There is also a significant number of aerophilic species of *Stauroneis delicata*, *Humidophila contenta*, *Luticula muticopsis*.

4. DISCUSSION

According to earlier research (Mäusbacher et al., 1989; Watcham et al., 2011; Verkulich et al., 2012; Barion et al., 2023) the deglaciation of the southern part of Fildes Peninsula where Lakes Geographensee and Jurasee are located began about 11,000 cal. yr BP and was rapid. The catchments of these lakes do not bear traces of the reemergence of glaciers. The position of the lakes above the Holocene marine transgression limit (Polishchuk et al., 2016) and the absence of marine diatoms in their sediments (Mäusbacher et al., 1989; this study) allow the possibility of the influence of marine waters in lakes during the Holocene only through aerosols. Thus, the formation of the sedimentary sequence of the freshwater Lake Geographensee in the Holocene was generally determined by changes in climate, conditions in the catchment area (e.g. the area of the catchment and snowfields on it, the surface sediments composition, vegetation, erosion and other processes) and lake parameters (small size and shallow depth, possible drainage through outlet channel).

The studied characteristics of Lake Geographensee sediments contain integrated, indirect information about changes in the mentioned above factors affecting the ice regime, temperature, turbidity, chemical composition of the lake water and the development of biota. At the same time, the causal relationships between external influences and the internal condition of this small Antarctic lake are complicated. For example, a significant increase in summer temperatures should lead to warming of lake waters, but it also could lead to large volumes of cold meltwater runoff into the lake, contributing to an overall decrease in the water column temperature.

In order to identify the main stages of changes in sedimentation in Lake Geographensee and emphasize the role of climate the variations in sediments characteristics are compared according to the sedimentary sequence. Note that the simulated time limits used are approximate due to the indisputable presence of unaccounted-for changes in the sedimentation rate.

4.1. The initial stage of the lake – ca. 8500 cal. yr BP (U 1, 4.24–4.22 m depth)

Thin-laminated mud ca. 8490 cal. yr BP old at the base of the sedimentary sequence (fig. 4) is characterized

by an increased content of sand, the presence of organic matter and a high value of a geochemical factor F1 (Gz 1). This suggests sedimentation in an already existing lake, in the conditions of the lake annual release from the ice cover and the relatively warm summer season. Rare diatoms do not form a diatom assemblage (Dz 1), which is typical for the initial stage of development of a postglacial reservoir.

Lake Geographensee was formed, apparently, later than the neighboring Lake Jurasee, in which about 35 cm of thin-laminated and 5 cm of homogeneous silt were accumulated between sediments with organic matter, aged 8700 ± 300 yr BP (ca. 9700 cal. yr BP) and glacial till (Mäusbacher et al., 1989; Matthies et al., 1990). It can be assumed that around ca. 9700–8500 cal. yr BP climatic conditions generally favored the deglaciation of catchments and both lakes formed.

4.2. ca. 8500–7450 cal. yr BP (U2, U3; 4.22–3.88 m depth)

After the change of a thin sandy-mud layer (U2) to a thick obscurely laminated mud (U3) the latter has a generally low sand content as well as a consistent decrease in MS values from the initially high value. This may indicate a gradual decrease in the allochthonous material proportion. Diatom assemblages (Dz 2) with dominant species of the genus *Planothidium* indicate sedimentation in a shallow (Björck et al., 1991) cold- water reservoir with a neutral pH and, possibly, increased water mineralization. The presence of aerophilic diatom species indicates a likely increase in the ice-free catchment area. Apparently, at the very beginning of this period the climate was relatively warm and the lake was free of ice cover for quite a long time in the summers. This is confirmed by the low values of factor F1 (lower part of Gz 2). Oxidative conditions in the lake at that time could be facilitated by ice-free conditions in which mixing and oxygen saturation of waters under wind influence increased. As the end of the period approached it became colder.

4.3. ca. 7450–5600 cal. yr BP (U 4, 3.88–3.50 m depth)

Very low sedimentation rates, low MS values and content of the sand fraction in U4 indicate a limited terrigenous material supply into the lake. This could be caused by a cooling with a corresponding increase in the ice cover duration and decrease in erosion in the lake's catchment area. Diatom assemblages (Dz 3) also indicate cold, stagnant conditions, a likely decrease in the lake depth. Due to a low summer warming and the prolonged presence of ice cover that led to a decrease in water mixing the oxygen content in the lake decreased and reducing conditions appeared (Gz 3). Anaerobic environment could contribute to the preservation of freshwater mosses contained in sediments and increasing of the OM content values.

The development of mosses under such conditions is possible (Priddle, Heywood, 1980) as in Antarctic lakes mosses may colonize the bottom even during initial proglacial or oligotrophic stages and low light intensities, when nutrient content is higher at the bottom than in the water column, the influxes of terrigenous material is limited, and bottom sediment is stable.

The conclusion about significant cooling is supported by the results of study of Lake Mondsee sediments (fig. 1), where mosses and diatom complexes indicate reduced allochthonous input due to extensive lake ice-cover or colder summer conditions between ca. 7200 yr BP (ca. 8000 cal. yr BP) and ca. 4700 yr BP (ca. 5400 cal. yr BP) (Schmidt et al., 1990). In addition, the increased Mo and U content found in the sediments of Lake Yanou (fig. 1) dated ca. 7300–7100 cal. yr BP was explained by anoxic conditions, the cause of which could be the lake harsh ice conditions (Watcham et al., 2011).

4.4. ca. 5600–4900 cal. yr BP (U5–U9, 3.50–1.16 m depth)

The middle part of the sedimentary sequence (U5–U9) differs sharply from others in general by high sedimentation rates, increased sand content, high MS values, low OM content, and predominantly low values of the geochemical factor F1 (fig. 4). Periods of very rapid sediment accumulation with a low organic matter content were also revealed for other Fildes Peninsula lakes which were not affected by Holocene transgression (fig. 1): from ca. 4700 yr BP (ca. 5400 cal. yr BP) lasting more than a thousand years for the Lake Mondsee (Schmidt et al., 1990); ca. 5100–4300 yr BP (ca. 5800–4800 cal. yr BP) for Hotel Lake (Tatur et al., 2004); ca. 5000–4400 yr BP (ca. 5800–5000 cal. yr BP) for Lake Jurasee (Mäusbacher et al., 1989).

This coincidence points to the regional scale of events that provided a sharp increase in the volume of mineral material entering the lakes. Since there is no evidence of glaciers growth in the catchments of these lakes during this period, the reason for the increase in erosion and movement of the material into reservoirs could be an increase in temperatures and an increase in the duration and humidity of the summer season (Mäusbacher et al., 1989; Schmidt et al., 1990). This conclusion is indirectly supported by suggested prolong duration of open-water conditions in the bays off the Fildes Peninsula in the summer that occurred between ca. 5900–5700 cal. yr BP and ca. 4850–4750 cal. yr BP (Watcham et al., 2011).

The beginning of this period also coincides with activation of volcanism (most likely on Deception Island (Roberts et al., 2017)) and the tephra fallout. Distinct tephra layers were found in sediments ca.

5500 cal. yr BP old in Lake Kiteschsee (Barion et al., 2023), ca. 5200 yr BP (ca. 5950 cal. yr BP) in Lake Jurasee (Matthies et al., 1990), ca. 5100 yr BP (ca. 5900 cal. yr BP) in Lake Hoteriassee (Tatur et al., 2004). In this regard, the 1.5 m thick sediments of the ca. 5900–4500 cal. yr BP period in Lake Hoteriassee were interpreted as redeposited tephra, the arrival of which strongly influenced the sedimentation conditions and the lake diatom flora (Tatur et al., 2004). Although there are no distinct layers of tephra in the U5 – U9 sediments of Lake Geographensee, its presence here is undeniable (Matthies et al., 1990). This may be one of the explanations why the color scheme of these deposits is different from other units, as well as the obvious U5 – U9 silt fraction predominance during almost the entire accumulation period (fig. 4), which is discussed below.

The local reason for the increase in the rate of sedimentation in Lake Geographensee could be explained by its connection with Lake Jurasee, when the water level in Lake Jurasee could have reached altitudes of about 50 m a.s.l. (fig. 2). The connection between the lakes is indicated by presence of the old, dry channels between them. Through these channels Lake Geographensee could have received influx of water and sediments from Lake Jurasee located above. This event may explain why sedimentation rates during this period increased in Lake Geographensee by almost 40 times, while in Lake Jurasee by 20 times (Mäusbacher et al., 1989).

By the gross we assume that variations in sediment characteristics in U5 – U9 reflect changes in sedimentation conditions due to short-term climatic fluctuations on the general background of warming, tephra accumulation, and the outflow of Lake Jurasee' waters into Lake Geographensee.

Below follows the description of five substages of the period.

4.5. ca. 5600–5320 cal. yr BP (U5, 3.50–2.78 m depth)

From U4 to U5, about ca. 5600 cal. yr BP, hydrology of Lake Geographensee had changed dramatically which is reflected in the disappearance of aquatic mosses, the almost complete disappearance of diatoms (Dz 4), sharp decrease in the OM amount, sharp increase in MS values, an increase in the content of sand in the U5 sediments (fig. 3, 4, 5), predominance of the oxidizing conditions, an increase in the proportion of allochthonous material (Gz 4, Gz 5) and in the sedimentation rate. The accumulation of lake sediments with such characteristics could be ensured by a long ice-free conditions, high turbidity, active mixing with low temperature water in the summer seasons, i.e. under conditions of warming, increased cold meltwater runoff, increased erosion, and

removal of terrigenous material from the catchment surface into the lake.

However, it is difficult to explain warming of such a high amplitude leading to a 40-fold increase in the amount of mineral material delivered from a small catchment area to the lake. In addition, the obvious predominance of silt fraction in sediments casts doubt on the multiple increase in energy and erosive ability of summer meltwater. Instead, we assume that the abundant tephra fall out also had a great influence on the accumulation of U5. It could multiply the amount of unbound, fine-grained sediment in the catchment area and, thus, increase the volume of material washed into the lake, and enhance the contaminated snow surfaces melting. During this period, the merger of Lakes Geographensee and Jurasee or beginning of water outflow from Lake Jurasee to Lake Geographensee probably had occurred. Besides the increased supply of the meltwater, the rise in lakes level at that time could also had been caused by the presence of snow-ice dams at the exits from the valleys towards the sea.

Diatom assemblages were found intermittently in the Lake Geographensee sediments at the depths of 3.13–3.01 m and 2.97–2.89 m (lower part of Dz 5), which probably reflects the presence of short-term periods with a decrease in the water column turbulence and turbidity around ca. 5430 cal. yr BP.

**4.6. ca. 5320–5270 cal. yr BP
(U6, 2.78–2.58 m depth)**

In the sediments of this short period of time a low content of sand fraction was observed and an interval with a clear decrease in MS values was recorded along with a noticeable increase in values of all geochemical factors (Gz 6). Diatom assemblages were found only in sediments at the depths of 2.73–2.65 m (top of Dz 5). Sediments lacking diatoms were deposited during unfavorable conditions for the diatom's development, such as possible decrease in the reservoir level (lowest part of Dz 6). Apparently, sedimentation at this time took place under slight cooling conditions and an increase in the ice cover duration. Together with the continued supply of abundant silt material during summer it stimulated the appearance of reducing conditions in the reservoir in winter.

**4.7. ca. 5270–5130 cal. yr BP
(U7, 2.58–2.05 m depth)**

The U7 deposits differ from U6 by a slightly increased sand fraction proportion and consistently low values of the geochemical factor F1 (lower part of Gz 7), indicating an increase in the terrigenous material inflow and the predominant oxidative conditions. This pattern indicates a slight warming and an increase in the ice-free period. At the same time, the discontinuity of sediment intervals with a high sand content, high amplitude fluctuations in MS values, the appearance

of lamination indicate the alternation of periods with different sedimentation rates, ice and temperature conditions.

Almost complete absence of diatoms in Dz 6 indicates unstable, cold-water hydrological conditions and high turbidity of the water. The instability of hydrological conditions in Lake Geographensee could have been enhanced by the increase and decrease in the volume of water flow from Lake Jurasee during relative warming and cooling intervals.

**4.8. ca. 5130–4970 cal. yr BP
(U8, 2.05–1.46 m depth)**

A discretely distributed but significant increase in the sand fraction proportion in U8 sediments (up to 12%) may point to a periodic increase in the energy and erosive ability of streams flowing into the lake due to more active snow melt in the summer seasons. It could also mean a decrease in the amount of tephra at the catchments surface due to its previous flushing. A reduction in the volume of fine-grained tephra material entering the lake could contribute to an increase in water transparency, which, together with an increase in summer heating favored the development of diatom flora. Changes in the U8 sediments from the bottom up in the species and quantitative composition of diatoms (Dz 7) indicate a change in the pH of the water from neutral to alkaline.

An increase in the values of F1 and F2 factors (upper part of Gz 7) and a decrease in the sand content in the upper part of U8, are associated with a short decrease in the volume of meltwater entering the lake and less water turbulence, that led to an increase in the biogenic elements concentration. This is consistent with the first appearance of larger, more silicified diatom valves in Lake Geographensee' sediments (Dz 7).

The MS values in the U8 sediments show 10 sharp, fairly regular fluctuations over 160 years which may coincide with climatic rhythms. It is likely that the flow of water from Lake Jurasee to Lake Geographensee was greatly reduced during colder periods and increased sharply during warmer periods, when up to 50 mm thick layers were formed in the U8 sediments.

**4.9. ca. 4970–4900 cal. yr BP
(U9, 1.46–1.16 m depth)**

U9 deposits have a high content of sand fraction (up to 49%), consistently high MS values, and low values of geochemical factors. All these characteristics are an obvious indicator of the active influx of terrigenous material due to an increased meltwater runoff during warm summers. The reduced proportion of silt is probably related to the depletion of fine tephra material in the catchment area. The diatom assemblages (Dz 8) suggest that the U9 deposits accumulated during an increased meltwater inflow (rheophilic diatoms may

indicate increased melting), in a pH alkaline-neutral environment.

However, the sharp change in sedimentation, expressed in a decrease of sand content, a drop in MS values, and an increase in the geochemical factors values (upper part of Gz7) were documented at the very end of this period. Apparently, at this time, separate drainage channels from Lakes Geographensee and Jurasee towards the sea were finally formed, which led to the loss of connection between the lakes.

4.10. ca. 4900–600 cal. yr BP (U10, 1.16–0.00 m depth)

In contrast to U5–U9, the laminated deposits of U10 generally have a low content of sand fraction, low MS values and high values of factor F1 (Gz 8). Together with a sharp drop in the sedimentation rate these characteristics indicate a significant reduction in the flow of terrigenous material into the lake. It can be assumed that such a reduction could be caused not so much by climatic fluctuations but by a change in the catchment area due to the following reasons:

1. isolation of Lake Geographensee and a corresponding cessation of supply from Lake Jurasee;
2. the disappearance of tephra in the catchment area due to being flushed in the lake earlier;
3. the decrease of snowfields in the catchment area.

A decrease in the summer meltwater (and terrigenous material) inflow should have led to a decrease in the lake turbulence and turbidity, to stabilization of its hydrological regime, calm water over the bottom, and a gradual increase in water mineralization. This, in turn, would favor the development of lacustrine biota, which is expressed in the U10 sediments by an increased OM content, as well as the presence of diatom flora with larger and more silicified valves (Dz 9, Dz 10) than in the sediments of the previous period.

Climatic fluctuations undoubtedly also affected the state of the lake and were documented by variations in the characteristics of U10 sediments, primarily changes in diatom assemblages (fig. 4, 5). The diatom assemblage Dz 9 at the depths of 1.16–0.42 m (ca. 4900–2500 cal. yr BP) indicates sedimentation in relatively warm conditions in alkaline environment and high level of mineralization of water. The presence of a rare *Frustulia vulgaris* species, characteristic of flowing waters with a pH of 7.7 (Van de Vijver et al., 2002), confirms the possibility of an increase in meltwater supply during some time periods. This is also consistent with the presence of sand layers.

In contrast, mosses were found only in those intervals of U10 where the sand content is low, which demonstrates their preference for stable hydrological conditions. Higher water temperature in the lake in the summer and an increase in the nutrients intake detected during ca. 4800–3400 cal. yr BP according to

F2 and F3 values (Gz 8, depths 1.01–0.78 m). This is supported by the results of a study of Lake Mondsee and Lake Tiefersee sediments (fig. 1), suggesting the existence of relatively warm conditions in the Middle Holocene up to ca. 3200 yr BP (ca. 3400 cal. yr BP) (Schmidt et al., 1990).

Four subzones were identified in the diatom zone Dz 10. This zone covers the upper 42 cm of the sedimentary sequence and characterized by extremely low sand content. The subzones correspond to the changes in habitat conditions of diatoms. In Dz 10-d (0.42–0.31 m depth, ca. 2400–1800 cal. yr BP) the diatom assemblages are dominated by brackish-freshwater species *Navicula gregaria*, that prefers water of increased mineralization. All geochemical parameters showed higher values while the values of MS decreased in this subzone (fig. 4). Such characteristics indicate an increase in the period of the ice cover, a decrease of water exchange, the predominance of reducing conditions in the lake, and likely corresponded to cooling compared to the previous time period.

Diatom assemblages in Dz 10-c (0.31–0.23 m, ca. 1800–1200 cal. yr BP) are dominated by *Craticula subpampeana*, common in lakes with low amounts of phosphorus, nitrates and sulfates (Van de Vijver et al., 2010), and *Gomphonema* sp., with a noticeable counts (up to 17%) of aerophilic diatom species, and the presence of rheophilic *Frustulia vulgaris*. The presence of aerophilic and rheophilic species may indicate the entry of diatoms into the lake from soils and mosses by temporal run-off that do not move a lot of allochthonous material. The dominant species indicate a stable or falling lake level (Van de Vijver et al., 2002). A distinct drop in the F2, F3, and MS values in these sediments also indicates a decrease in the input of allochthonous material into the lake. It can be assumed that sedimentation occurred in relatively cold conditions. Results of study of bottom sediments from Lake Yanou also assumed the cooling during ca. 1700–1300 cal. yr BP (Roberts et al., 2017).

Planktonic species of diatoms were found in the Dz 10-b diatom complex at the depths of 0.23–0.07 m (ca. 1200–800 cal. yr BP). Their habitat is primarily associated with warmer water and increased concentration of nutrients in the surface layer of the reservoir (Van de Vijver et al., 2002). The possibility of relative warming during this period is confirmed by a distinct decrease in F1 values along with an increase in F2, and MS values, which indicates an increase in the proportion of allochthonous material in sediments (the content of OM here drops sharply) due to increased erosion in the catchment area, the delivery of material to the lake during longer and warmer summers than in the previous period. The

quantitative temperature reconstruction performed for Lake Yanou sediments using biomarkers (Roberts et al., 2017) assumed that sedimentation occurred under relatively warm conditions during ca. 1300–900 cal. yr BP period.

The Dz 10-a subzone in the upper 7 cm of the sedimentary sequence (ca. 800–600 cal. yr BP) has no distinct dominant species in diatom assemblages, contains many aerophilic species and large-sized diatoms, indicating an increased amount of nutrients in the lake. The sediments are characterized by amplitude fluctuations of high F2 and MS values, an increase in F1 values, and the OM content. Apparently, the climatic conditions of this period were slightly colder than of the previous one, but still generally warm. Probably, minor climatic fluctuations occurred during this short period, which was also recorded in Lake Yanou' sediments (Roberts et al., 2017).

5. CONCLUSIONS

The relative climatic changes reconstructed from Lake Geographensee sediments can be ranked by amplitude and compared with the results of similar studies of other lakes on the Fildes Peninsula (Barion et al., 2023, Mäusbacher et al., 1989; Schmidt et al., 1990; Tatur et al., 2004; Watcham et al., 2011; Verkulich et al., 2012; Roberts et al., 2017). When cooling or warming intervals coincide in reconstructions of several lakes, we can assume that these paleoclimatic events occurred on a regional scale and with significant amplitude. Based on this assumption the most prominent cooling stages took place in ca. 7500–5600 cal. yr BP (with a maximum cold ca. 7300–7000 cal. yr BP), and probably ca. 1800–1200 cal. yr BP periods. The warming stage took place during ca. 4800–3400 cal. yr BP. The rest of the climatic fluctuations were less prominent: minor relative warming could have occurred during ca. 8500–8000 cal. yr BP, ca. 5600–5300 cal. yr BP, ca. 5130–4800 cal. yr BP, ca. 3400–2400 cal. yr BP and ca. 1200–800 cal. yr BP periods; minor relative cooling had occurred during ca. 8000–7500 cal. yr BP, ca. 5300–5130 cal. yr BP, ca. 2400–1800 cal. yr BP periods. The ca. 800–600 cal. yr BP period probably included both short term relative cooling and warming. Thus, the results of this study associated with paleolimnological information collected in the Fildes Peninsula earlier allows to obtain the most detail and continuous paleoclimatic reconstruction in King George Island, providing a foundation for broader understanding of the Holocene climate change in the West Antarctica.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by Russian Science Foundation, project No. 22-27-00437.

REFERENCES

- Alyokin O.A. (1970). *Osnovy gidrokhimii* (Basics of hydrochemistry). Leningrad: Hydrometeoizdat (Publ.). 443 p. (in Russ.)
- Barion P.H., Roberts S.J., Spiegel C. et al. (2023). Holocene glacier readvances on the Fildes Peninsula, King George Island (Isla 25 de Mayo), NW Antarctic Peninsula. *The Holocene*. (submitted).
- Bentley M.J. (1999). Volume of Antarctic ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change. *Quat. Sci. Rev.* V. 18. Iss. 14. P. 1569–1595. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(98\)00118-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00118-8)
- Björck S., Håkansson H., Zale R. et al. (1991). A Late Holocene Lake sediment sequence from Livingston Island, South Shetland Islands, with paleoclimatic implications. *Antarctic Sci.* V. 3. Iss. 1. P. 61–72. <https://doi.org/10.1017/S095410209100010X>
- Bromwich D.H., Nicolas J.P., Monaghan A.J. et al. (2012). Central West Antarctica among the most rapidly warming regions on Earth. *Nat. Geosci.* V. 6 (2). P. 139–145. <https://doi.org/10.1038/ngeo1671>
- Croudace I.W., Rothwell R.G. (Eds.). (2015). *Micro-XRF Studies of Sediment Cores*. Springer. 656 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5>
- Dean W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *J. Sediment. Res.* № 44. P. 242–248. <https://doi.org/10.1306/74d729d2-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Hodgson D.A., Abram N., Anderson J. et al. (2009). Antarctic climate and environment history in the pre-instrumental period. Turner J., Convey P., Di Prisco G. et al. (Eds.). In: *Antarctic Climate Change and the Environment*, Scientific Committee for Antarctic Research, Cambridge. P. 115–182.
- Hodgson D.A., Doran P.T., Roberts D. et al. (2004). Paleolimnological studies from the Antarctic and Subantarctic islands. Pienitz R., Douglas M.S.V., Smol J.P. (Eds.). In: *Long-term environmental change in Arctic and Antarctic lakes*. Springer. The Netherlands. P. 419–474. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2126-8_14
- Howat I., Porter C., Noh M.-J. et al. (2022). The Reference Elevation Model of Antarctica – Mosaics, Version 2. *Harvard Dataverse*. V1. <https://doi.org/10.7910/DVN/EBW8UC>
- Jousé A.P., Muchina V.V., Kozlova O.G. (1969). Diatoms and silicoflagellates in the surface sediments of the Pacific Ocean. In: *Tikhii okean. Mikroflora i mikrofauna v sovremennykh osadkakh Tikhogo okeana*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 7–47. (in Russ.)

- Juggins S. (2007). C2 Version 1.5 User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualization. Department of Geography, University of Newcastle, Newcastle upon Tyne.
- Kopalová K., Van de Vijver B. (2013). Structure and ecology of freshwater benthic diatom communities from Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*. V. 25. Iss. 2. P. 239–253. <https://doi.org/10.1017/S0954102012000764>
- Lüning S., Galka M., Vahrenholt F. (2019). The Medieval Climate Anomaly in Antarctica. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 532. P. 109251. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109251>.
- Martinez-Macchiavello J.C., Tatur A., Servant-Vildary S. et al. (2004). Holocene environmental change in a marine-estuarine-lacustrine sediment sequence, King George Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*. V. 8. Iss. 4. P. 313–322. <https://doi.org/10.1017/S095410209600048X>
- Matthies D., Mäusbacher R., Storzer D. (1990). Desolation Island tephra: a stratigraphical marker for limnic and marine sediments in Bransfield Strait area, Antarctica. *Zeitschrift für Geologie und Paläontologie*. V. 1. P. 153–165.
- Mäusbacher R., Muller J., Schmidt R. (1989). Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King George Island). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* V. 33. Iss. 2. P. 219–234.
- Mavlyudov B.R. (2022). Summer mass balance of the Bellingshausen Dome on King George Island, Antarctica. *Ice and Snow*. V. 62. № 3. P. 325–342. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2076673422030135>
- Microsoft Bing – Maps [Electronic data]. Access way: <https://www.bing.com/maps/> (access date: 25.01.2024).
- Minyuk P.S., Borkhodoev V.Y., Wennrich V. (2014). Inorganic geochemistry data from Lake El'gygytgyn sediments: Marine isotope stages 6–11. *Clim. Past*. V. 10. № 2. P. 467–485. <https://doi.org/10.5194/cp-10-467-2014>
- Polishchuk K.V., Verkulich S.R., Ezhikov I.S. et al. (2016). Postglacial relative sea level changes at Fildes Peninsula, King George Island (West Antarctic). *Ice and Snow*. V. 56. № 1. P. 93–102. (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-93-102>
- Priddle J., Heywood R.B. (1980). Evolution of Antarctic lake ecosystems. Bonner W.N., Berry R.J. (Eds.). In: *Ecology in the Antarctic*. Academic Press, London. P. 51–66.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal. kBP). *Radiocarbon*. V. 62. № 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Ramsey C.B., Lee S. (2013). Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon*. V. 55. № 2. P. 720–730. <https://doi.org/10.1017/S0033822200057878>
- Roberts S.J., Monien P., Foster L.C. et al. (2017). Past penguin colony responses to explosive volcanism on the Antarctic Peninsula. *Nat. Commun.* № 8. Article number: 14914. <https://doi.org/10.1038/ncomms14914>
- Rückamp M., Braun M., Suckro S. (2011). Observed glacial changes on the King George Island ice cap, Antarctica, in the last decade. *Global and Planetary Change*. № 79. P. 99–109. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.06.009>
- Schmidt R., Mäusbacher R., Müller J. (1990). Holocene diatom flora and stratigraphy from sediment cores of two Antarctic lakes (King George Island). *J. Paleolimnol.* № 3. P. 55–74.
- Shevnina E., Kourzeneva E. (2017). Thermal regime and components of water balance of lakes in Antarctica at the Fildes peninsula and the Larsemann Hills. *Tellus A*. V. 69. P. 1317202. <https://doi.org/10.1080/16000870.2017.1317202>
- Simonov I.M. (1975). Physiographic characteristics of the Fildes Peninsula. In: *Antarktika: Doklady komissii (Antarctic: Reports to Commission)*. № 14. P. 128–135. (in Russ.)
- Skorospekhova T.V., Fedorova I.V., Chetverova A.A. et al. (2016). Characteristic of hydrological regime on Fildes Peninsula (King George Island, West Antarctica). *Problemy Arktiki i Antarkitiki*. № 2. P. 79–91. (in Russ.)
- Steig E.J., Schneider D.P., Rutherford S.D. et al. (2009). Warming of the Antarctic Ice-Sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*. № 457. P. 459–462. <https://doi.org/10.1038/nature07669>
- Sterken M., Verleyen E., Jones V.J. et al. (2015). An illustrated and annotated checklist of freshwater diatoms (Bacillariophyta) from Livingston, Signy and Beak Island (Maritime Antarctic Region). *Plant Ecology and Evolution*. № 148 (3). P. 431–455. <https://doi.org/10.5091/plecevo.2015.1103>
- Subetto D.A. (2009). Lake bottom sediments: paleolimnological reconstructions. Saint-Petersburg: RGPU (Publ.). 343 p. (in Russ.)
- Tatur A., Del Valle R., Barczuk A. et al. (2004). Records of Holocene environmental changes in terrestrial sedimentary deposits on King George Island, Antarctica: a critical review. *Ocean Polar Res.* V. 26. Iss. 3. P. 531–537. <https://doi.org/10.4217/OPR.2004.26.3.531>
- Vaasma T. (2008). Grain-size analysis of lacustrine sediments: a comparison of pre-treatment methods. *Estonian J. of Ecology*. V. 57. Iss. 4. P. 231–243. <https://doi.org/10.3176/eco.2008.4.01>
- Van de Vijver B., Frenot Y., Beyens L. (2002). Freshwater Diatoms from Ile de la Possession (Crozet Archipelago, Subantarctica). *Bibliotheca Diatomologica*. № 46. 412 p.
- Van de Vijver B., Sterken M., Vyverman W. et al. (2010). Four new non-marine diatom taxa from the subantarctic and Antarctic regions. *Diatom Research*. V. 25. Iss. 2. P. 431–443.
- Vaughan D.G., Marshall G.J., Connolley et al. (2003). Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Clim. Change*. V. 60. P. 243–274. <https://doi.org/10.1023/A:1026021217991>
- Verkulich S.R. (2022). Climate, sea level and glaciation changes in the marginal zone of Antarctica during the last 50000 years. *Kriosfera Zemli*. V. 26. № 2. P. 3–24. (in Russ.). <https://doi.org/10.15372/KZ20220201>

- Verkulich S.R., Pushina Z.V., Tatur A. et al. (2012). Holocene environmental changes in the Fildes Peninsula, King George Island (West Antarctica). *Problemy Arktiki i Antarkтики*. № 3 (93). P. 17–27. (in Russ.)
- Watcham E.P., Bentley M.J., Hodgson D.A. et al. (2011). A new Holocene relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica. *Quat. Sci. Rev.* V. 30. Iss. 21–22. P. 3152–3170.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.021>

КЛИМАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ СРЕДНЕГО–ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА, ЗАФИКСИРОВАННЫЕ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕРА ГЕОГРАФОВ (ПОЛУОСТРОВ ФАЙЛДС, ОСТРОВ КИНГ ДЖОРДЖ, ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА)*

С. Р. Веркулич^{1,2,*}, Ю. А. Кублицкий¹, П. А. Леонтьев¹, З. В. Пушина²,
А. Е. Шаталова¹, М. А. Кулькова¹, А. А. Тюрина¹, Х. Евангелиста³, Д. А. Субетто¹

¹Российский государственный педагогический университет имени А.И. Герцена,
Санкт-Петербург, Россия

²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия

³Государственный университет Рио-де-Жанейро, Рио-де-Жанейро, Бразилия

* E-mail: verkulich@mail.ru

Статья посвящена палеоклиматической реконструкции изменений окружающей среды в голоцене. Для решения этой проблемы было проведено исследование донных отложений озера Географов, расположенного на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж, Западная Антарктика. Озеро расположено выше максимального уровня морской трансгрессии голоцена, поэтому донные отложения озера представляют собой непрерывный природный архив последних 8500 кал. л. н. Представлены результаты литологического, геохимического, диатомового, гранулометрического анализов, потерь при прокаливании, а также статистической обработки данных и радиоуглеродной хронологии донных отложений. Выявлены существенные и незначительные этапы изменения климата. Значительное потепление произошло около 4800–3400 кал. л. н., незначительные интервалы потепления установлены ~8500–8000, ~5600–5300, ~5130–4800, ~3400–240, ~1200–800 кал. л. н. Этап существенного похолодания произошел ~7500–5600 кал. л. н., с пиком холодного периода около 7300–7000 кал. л. н. и, возможно, ~1800–1200 кал. л. н. Незначительные этапы относительного похолодания происходили в следующие периоды: ~8000–7500, ~5300–5130, ~2400–1800 кал. л. н. Краткосрочные этапы относительных похолоданий и потеплений имели место в период около 800–600 кал. л. н. Принимая во внимание отсутствие в рассматриваемом регионе ледников, подходящих для получения палеоклиматических данных, выполненные палеолимнологические исследования обеспечивает основу для более широкого понимания изменения климата в голоцене в Западной Антарктике.

Ключевые слова: климат, голоцен, озерные отложения, литология, радиоуглеродный анализ, магнитная восприимчивость, геохимия, диатомовые водоросли, седиментация

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 22-27-00437.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекин О.А. (1970). Основы гидрохимии. Л.: Гидрометиздат. 443 с.
- Веркулич С.Р. (2022). Изменения климата, уровня моря и оледенения в краевой зоне Антарктиды в течение

последних 50 тысяч лет. *Криосфера Земли*. Т. 26. № 2. С. 3–24.

<https://doi.org/10.15372/KZ20220201>

Веркулич С.Р., Пушина З.В., Татур А. и др. (2012). Голоценовые изменения природной среды на полуострове Файлдс, остров Кинг-Джордж (Западная Антарктика). *Проблемы Арктики и Антарктики*. № 3 (93). С. 17–27.

Жузе А.П., Мухина В.В., Козлова О.Г. (1969). Диатомеи и силикофлагеллаты в поверхностном слое осадков Тихого океана. В сб.: *Тихий океан: Микрофлора и ми-*

Ссылка для цитирования: Веркулич С.Р., Кублицкий Ю.А., Леонтьев П.А. и др. (2024). Климатические колебания среднего–позднего голоцена, зафиксированные в донных отложениях озера Географов (полуостров Файлдс, остров Кинг Джордж, Западная Антарктика). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 3. С. 146–163. (на англ. яз.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924030082>; <https://elibrary.ru/PLFHFC>

- крофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука. С. 7–47.
- Мавлюдов Б.Р. (2022). Летний баланс массы ледникового купола Беллинсгаузен на острове Кинг-Джордж, Антарктика. *Лёд и снег*. Т. 62. № 3. С. 325–342. <https://doi.org/10.31857/S2076673422030135>
- Полещук К.В., Веркулич С.Р., Ёжиков И.С., Пушина З.В. (2016). Последлениковые изменения относительного уровня моря на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика). *Лёд и Снег*. Т. 56. № 1. С. 93–102. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-93-102>
- Симонов И.М. (1975). Физиографические характеристики полуострова Файлд. В сб.: *Антарктика: доклады комиссии АН СССР. Межведомственная комиссия по изучению Антарктики*. Вып. 14. М.: Наука. С. 128–135.
- Скороспехова Т.В., Федорова И.В., Четверова А.А. и др. (2016). Особенности гидрохимического режима водных объектов полуострова Файлдс (о. Кинг Джордж, Западная Антарктика). *Проблемы Арктики и Антарктики*. № 2. С. 79–91.
- Субетто Д.А. (2009). Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб: Изд-во РГПУ. 343 с.
- Barion P.H., Roberts S.J., Spiegel C. et al. (2023). Holocene glacier readvances on the Fildes Peninsula, King George Island (Isla 25 de Mayo), NW Antarctic Peninsula. *The Holocene*. (submitted)
- Bentley M.J. (1999). Volume of Antarctic ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change. *Quat. Sci. Rev.* V. 18. Iss. 14. P. 1569–1595. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(98\)00118-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00118-8)
- Björck S., Håkansson H., Zale R. et al. (1991). A Late Holocene Lake sediment sequence from Livingston Island, South Shetland Islands, with paleoclimatic implications. *Antarctic Sci.* V. 3. Iss. 1. P. 61–72. <https://doi.org/10.1017/S095410209100010X>
- Bromwich D.H., Nicolas J.P., Monaghan A.J. et al. (2012). Central West Antarctica among the most rapidly warming regions on Earth. *Nat. Geosci.* V. 6 (2). P. 139–145. <https://doi.org/10.1038/ngeo1671>
- Croudace I.W., Rothwell R.G. (Eds.). (2015). *Micro-XRF Studies of Sediment Cores*. Springer. 656 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5>
- Dean W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *J. Sediment. Res.* № 44. P. 242–248. <https://doi.org/10.1306/74d729d2-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Hodgson D.A., Abram N., Anderson J. et al. (2009). Antarctic climate and environment history in the pre-instrumental period. Turner J., Convey P., Di Prisco G., et al. (Eds.). In: *Antarctic Climate Change and the Environment*, Scientific Committee for Antarctic Research, Cambridge. P. 115–182.
- Hodgson D.A., Doran P.T., Roberts D. et al. (2004). Paleolimnological studies from the Antarctic and Subantarctic islands. Pienitz R., Douglas M.S.V., Smol J.P. (Eds.). In: *Long-term environmental change in Arctic and Antarctic lakes*. Springer. The Netherlands. P. 419–474. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2126-8_14
- Howat I., Porter C., Noh M.-J. et al. (2022). The Reference Elevation Model of Antarctica – Mosaics, Version 2. *Harvard Dataverse*. V1. <https://doi.org/10.7910/DVN/EBW8UC>
- Juggins S. (2007). C2 Version 1.5 User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Department of Geography, University of Newcastle, Newcastle upon Tyne.
- Kopalová K., Van de Vijver B. (2013). Structure and ecology of freshwater benthic diatom communities from Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*. V. 25. Iss. 2. P. 239–253. <https://doi.org/10.1017/S0954102012000764>
- Lüning S., Galka M., Vahrenholt F. (2019). The Medieval Climate Anomaly in Antarctica. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 532. P. 109251. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109251>
- Martinez-Macchiavello J.C., Tatur A., Servant-Vildary S. et al. (2004). Holocene environmental change in a marine-estuarine-lacustrine sediment sequence, King George Island, South Shetland Islands. *Antarctic Sci.* V. 8. Iss. 4. P. 313–322. <https://doi.org/10.1017/S095410209600048X>
- Matthies D., Mäusbacher R., Storzer D. (1990). Deseption Island tephra: a stratigraphical marker for limnic and marine sediments in Bransfield Strait area, Antarctica. *Zeitschrift für Geologie und Paläontologie*. V. 1. P. 153–165.
- Mäusbacher R., Muller J., Schmidt R. (1989). Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King George Island). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* V. 33. Iss. 2. P. 219–234.
- Microsoft Bing – Maps [Electronic data]. Access way: <https://www.bing.com/maps/> (access date: 25.01.2024).
- Minyuk P.S., Borkhodoev V.Y., Wennrich V. (2014). Inorganic geochemistry data from Lake El'gygytyn sediments: Marine isotope stages 6–11. *Clim. Past*. V. 10. № 2. P. 467–485. <https://doi.org/10.5194/cp-10-467-2014>
- Priddle J., Heywood R.B. (1980). Evolution of Antarctic lake ecosystems. Bonner, W.N., Berry R.J. (Eds.). In: *Ecology in the Antarctic*. Academic Press, London. P. 51–66.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal. kBP). *Radiocarbon*. V. 62. № 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Ramsey C.B., Lee S. (2013). Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon*. V. 55. № 2. P. 720–730. <https://doi.org/10.1017/S0033822200057878>
- Roberts S.J., Monien P., Foster L.C. et al. (2017). Past penguin colony responses to explosive volcanism on the Antarctic Peninsula. *Nat. Commun.* № 8. Article number: 14914. <https://doi.org/10.1038/ncomms14914>
- Rückamp M., Braun M., Suckro S. (2011). Observed glacial changes on the King George Island ice cap, Antarctica,

- in the last decade. *Global and Planetary Change*. № 79. P. 99–109.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.06.009>
- Schmidt R., Mäusbacher R., Müller J. (1990). Holocene diatom flora and stratigraphy from sediment cores of two Antarctic lakes (King George Island). *J. Paleolimnol.* № 3. P. 55–74.
- Shevnina E., Kourzeneva E. (2017). Thermal regime and components of water balance of lakes in Antarctica at the Fildes peninsula and the Larsemann Hills. *Tellus A*. V. 69. P. 1317202.
<https://doi.org/10.1080/16000870.2017.1317202>
- Steig E.J., Schneider D.P., Rutherford S.D. et al. (2009). Warming of the Antarctic Ice-Sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*. № 457. P. 459–462.
<https://doi.org/10.1038/nature07669>
- Sterken M., Verleyen E., Jones V.J. et al. (2015). An illustrated and annotated checklist of freshwater diatoms (Bacillariophyta) from Livingston, Signy and Beak Island (Maritime Antarctic Region). *Plant Ecology and Evolution*. № 148 (3). P. 431–455.
<https://doi.org/10.5091/plecevo.2015.1103>
- Tatur A., Del Valle R., Barczuk A. et al. (2004). Records of Holocene environmental changes in terrestrial sedimentary deposits on King George Island, Antarctica: a critical review. *Ocean Polar Res.* V. 26. Iss. 3. P. 531–537.
<https://doi.org/10.4217/OPR.2004.26.3.531>
- Vaasma T. (2008). Grain-size analysis of lacustrine sediments: a comparison of pre-treatment methods. *Estonian Journal of Ecology*. V. 57. Iss. 4. P. 231–243.
<https://doi.org/10.3176/eco.2008.4.01>
- Van de Vijver B., Frenot Y., Beyens L. (2002). Freshwater Diatoms from Ile de la Possession (Crozet Archipelago, Subantarctica). *Bibliotheca Diatomologica*. № 46. 412 p.
- Van de Vijver B., Sterken M., Vyverman W. et al. (2010). Four new non-marine diatom taxa from the subantarctic and Antarctic regions. *Diatom Res.* V. 25. Iss. 2. P. 431–443.
- Vaughan D.G., Marshall G.J., Connolley et al. (2003). Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Clim. Change*. V. 60. P. 243–274.
<https://doi.org/10.1023/A:1026021217991>
- Verkulich S.R. (2022). Climate, sea level and glaciation changes in the marginal zone of Antarctica during the last 50000 years. *Kriosfera Zemli*. V. 26. № 2. P. 3–24. (in Russ.).
<https://doi.org/10.15372/KZ20220201>
- Watcham E.P., Bentley M.J., Hodgson D.A. et al. (2011). A new Holocene relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica. *Quat. Sci. Rev.* V. 30. Iss. 21–22. P. 3152–3170.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.021>

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ ДИАТОМОВЫХ АССОЦИАЦИЯХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКИ[#]

© 2024 г. А. И. Рудинская^{1,*}, О. А. Дружинина^{2,3},
К. Г. Филиппова¹, Л. И. Лазукова¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²РГПУ имени А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

³Институт океанологии имени П.П. Ширшова, Москва, Россия

*E-mail: rudinskaya94@gmail.com

Поступила в редакцию 29.12.2023 г.

После доработки 01.07.2024 г.

Принята к публикации 19.07.2024 г.

Отложения мелководных бассейнов, сформировавшихся на суше вдоль побережья Балтийского ледникового озера около 14500–14000 кал. л. н., служат ценным источником информации для реконструкции изменений природной среды в бёллинг-аллерёдском интерстадиале. Для отложений одного из таких палеоводоемов, вскрытых в разрезе Куликово (северная часть Самбийского (Калининградского) п-ова), было выполнено радиоуглеродное датирование, комплексный литологический и диатомовый анализы. В результате изучения отложений, охватывающих временной интервал 14000–13400 кал. л. н., выделены в общей сложности 117 видов диатомей, среди которых преобладают бентосные виды и обрастатели, относящиеся к группе олигогалобных индифферентов. Наиболее типичные представители — виды *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosirella ovata*, *Gyrosigma attenuatum*, *G. acuminatum*, *Amphora affinis*, *Epithemia adnata*. Полученные данные о диатомовых комплексах были сопоставлены с существующими представлениями о диатомовой флоре позднеледниковья для этого региона, что позволило не только реконструировать этапы смены экологических условий изучаемого палеоводоема, но и выявить общие и локальные закономерности формировавшихся в это время диатомовых сообществ. Так, в большей части палеоводоемов в отложениях аллерёда значимо преобладают пионерные обрастатели-космополиты семейства *Fragilariaceae*, что указывает на достаточно спокойные гидродинамические условия. При этом в глубоких палеоводоемах, несмотря на некоторое смягчение климатических условий в аллерёде, в диатомовых комплексах доминируют олиготрофные планктонные виды, а в некоторых седиментационных архивах значимыми или ведущими видами становятся бентические диатомеи, способные обитать в проточной воде (*Gyrosigma* spp.).

Ключевые слова: диатомовый анализ, палеолимнология, палеогеографические реконструкции, позднеледниковье, Самбийский (Калининградский) п-ов

DOI: 10.31857/S2949178924030093; EDN: PLESSI

ВВЕДЕНИЕ

Юго-восточная часть Прибалтики относится к районам, покрытым ледниками в период максимума валдайского оледенения (Mangerud et al., 2004). С началом дегляциации около 20 000–19 000 кал. л. н. природная среда этого региона претерпела значительные изменения (Seppä, Poska, 2004; Heikkilä, Seppä, 2010; Veski et al., 2015; Druzhinina et al., 2020). Процесс дегляциации был сложным

и многофазным, поскольку значительное влияние на него оказывали климатические колебания бёллинг-аллерёдского интерстадиала и похолодание позднего дриаса.

Отступление Скандинавского ледникового покрова на юге современного Балтийского бассейна началось около 16 000 кал. л. н. и завершилось между 15 000–14 000 кал. л. н. (Houmark-Nielsen, Kjær, 2003). Талые воды собирались по краю ледника, образуя подпруженные льдом озера. В результате объединения озер Борнхольмской и Гданьской котловины около 14 500–14 000 кал. л. н. образовалось Балтийское ледниковое озеро (БЛО) (Źscinowicz, 2011). В то же время на суше вдоль побережья БЛО сформировалась серия мелководных бассейнов, собирающих воду тающего

[#] Ссылка для цитирования: Рудинская А.И., Дружинина О.А., Филиппова К.Г., Лазукова Л.И. (2024). Новые данные о позднеледниковых диатомовых ассоциациях юго-восточной Прибалтики. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 3. С. 164–182. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030093>; <https://elibrary.ru/PLESSI>

мертвого льда. Большинство из них впоследствии было уничтожено в ходе трансгрессий и регрессий Балтийского моря в голоцене (Kabailin , 1995), однако сохранившаяся часть, экспонируемая абразией берега Балтийского моря, в том числе разрез Куликово, является ценным седиментационным палеоархивом, позволяющим приблизиться к пониманию динамики позднеледниковых природных систем. Отдельный интерес представляют палео-экологические реконструкции, основанные на диатомовом анализе.

В целом сведения о позднеледниковых диатомовых ассоциациях юго-восточной Прибалтики нельзя назвать многочисленными, особенно в отношении временного интервала б ллинга–аллер д (14 700–12 700 л. н.). Наиболее подробно охарактеризованы диатомовые комплексы этого интерстадиала, обнаруженные в отложениях крупных древних озер, расположенных на территории современной Литвы, и в донных отложениях Балтийского ледникового озера. М. Кабайлене была также разработана региональная стратиграфическая схема позднеледникового этапа развития этой территории, в которой выделены три диатомовые зоны (Кабайлене, 2002; Kabailin , 2006). В результате исследований двух последних десятилетий на территории Литвы (Gaigalas et al., 2008;  eirien  et al., 2009; Stan ikait  et al., 2008, 2009, 2015) и изучения новых разрезов на территории Польши и Калининградской области (Зарецкая и др., 2023; Witkowski et al., 2009; Druzhinina et al., 2015, 2020; Galka et al., 2015; S owinski et al., 2017) появились новые данные о позднеледниковых диатомовых ассоциациях исследуемого региона (рис. 1, табл. 1).

Самой древней диатомовой зоне DZ1 в отложениях материковых озер соответствуют отложения раннего дриаса (16 900–14 600 л. н.), б ллинга (14 700–14 100 л. н.) и среднего дриаса (14 100–13 900 л. н.). Обычно содержание диатомей в таких отложениях невелико – их концентрация составляет менее 1000 створок на 1 см³. По Kabailin  (2006), диатомовая флора этой хронозоны представлена главным образом створками пресноводных планктонных (*Cyclotella* spp., *Aulacoseira* spp.) и бентосных видов (*Amphora pediculus*), предпочитающих холодные и умеренные температурные условия олиготрофных и мезотрофных водоемов. В то же время в отложениях этого возраста встречаются пресноводные обрастатели-космополиты *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosira pinnata*, *S. construens* (Stan ikait  et al., 2008; Witkowski et al., 2009; Stan ikait  et al., 2015), предпочитающие эвтрофные условия.

В аллер дской хронозоне (DZ2, 13 900–12 700 л. н.) диатомовые ассоциации представлены главным образом пресноводными обрастателями, предпочитающими умеренные и теплые температурные условия (*Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosira pinnata*, *Staurosira construens* и т.д.) и бентическими диатомеями. В отложениях встречаются до нескольких десятков видов диатомей (по Кабайлене (1968), в некоторых палеоводоемах в отложениях аллер да было идентифицировано до 90 видов диатомей). При этом диатомовые комплексы аллер да в изученных архивах демонстрируют некоторые различия. Так, например, в отложениях озера Гинкунай (Stan ikait  et al., 2015), начиная с 13 700 кал. л. н., содержание планктонных диатомей возрастает до 10%, появляются виды влажных местообитаний, что может указывать на некоторое повышение глубины палеоводоема и затопление берегов; появляются тепловодные виды рода *Navicula*. В озерах Тшеховское (S owinski et al., 2017), Петрашунай (Stan ikait  et al., 2009) и Кашучай (Stan ikait  et al., 2008) в первой половине аллер да отмечается преобладание пионерных обрастателей *Fragilaria* spp. и донных видов (*Navicula* spp., *Amphora pediculus*). В аллер дских диатомовых комплексах озера Петрашунай отмечается высокое содержание теплолюбивых бореальных таксонов. Во второй половине аллер да, начиная с 13 200–12 900 кал. л. н., в упомянутых озерах и в разрезе Памеркяй (Stan ikait  et al., 2008) отмечается увеличение содержания планктонных видов, что указывает на некоторое увеличение глубины палеоводоемов. В диатомовых ассоциациях донных отложений озера Варенис преобладают планктонные виды (до 70%), указывающие на достаточно холодные и олиготрофные условия ( erien  et al., 2009). В разрезе Алейка (Зарецкая и др., 2023) на этапе 13 100–12 900 кал. л. н. отмечается преобладание пионерных обрастателей семейства *Fragilariaceae*, которые около 12 900–12 800 кал. л. н. уступают место доминирующих таксонов крупным бентическим диатомеям рода *Gyrosigma*.

Третья диатомовая зона DZ3 выделена в отложениях позднего дриаса (12 700–11 700 л. н.). В этой зоне преобладают планктонные олиготрофные виды (*Cyclotella* spp.), среди бентосных видов часто встречаются представители родов *Gyrosigma*, *Cymatopleura*, также отмечаются обрастатели рода *Fragilaria*. В диатомовых комплексах встречаются несколько десятков видов – например, в разрезе Памеркяй (Stan ikait  et al., 2008) в отложениях позднего дриаса обнаружено более 40 видов), преобладание холодоводных таксонов и планктонных диатомей указывает на увеличение глубины пале-

оводоемов и снижение температуры воды в них (Кабайлене, 2002; Stančikaite et al., 2015).

В донных отложениях Балтики комплекс диатомей БЛО, характерный для отложений позднего дриаса (Кабайлене, 1968), представлен главным образом пресноводными диатомеями (их доля составляет 70–80%), хотя одновременно

встречаются пресноводные галофильные виды и единичные морские. К наиболее широко встречающимся видам относятся *Ellerbeckia arenaria*, *Staurosirella martyi*, *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosira pinnata*, *Diploneis burgitensis*, *Gyrosigma attenuatum*, *Navicula oblonga*, *Cavinula scutelloides*, *Cymbopileura inaequalis*, *Amphora mexicana* var.

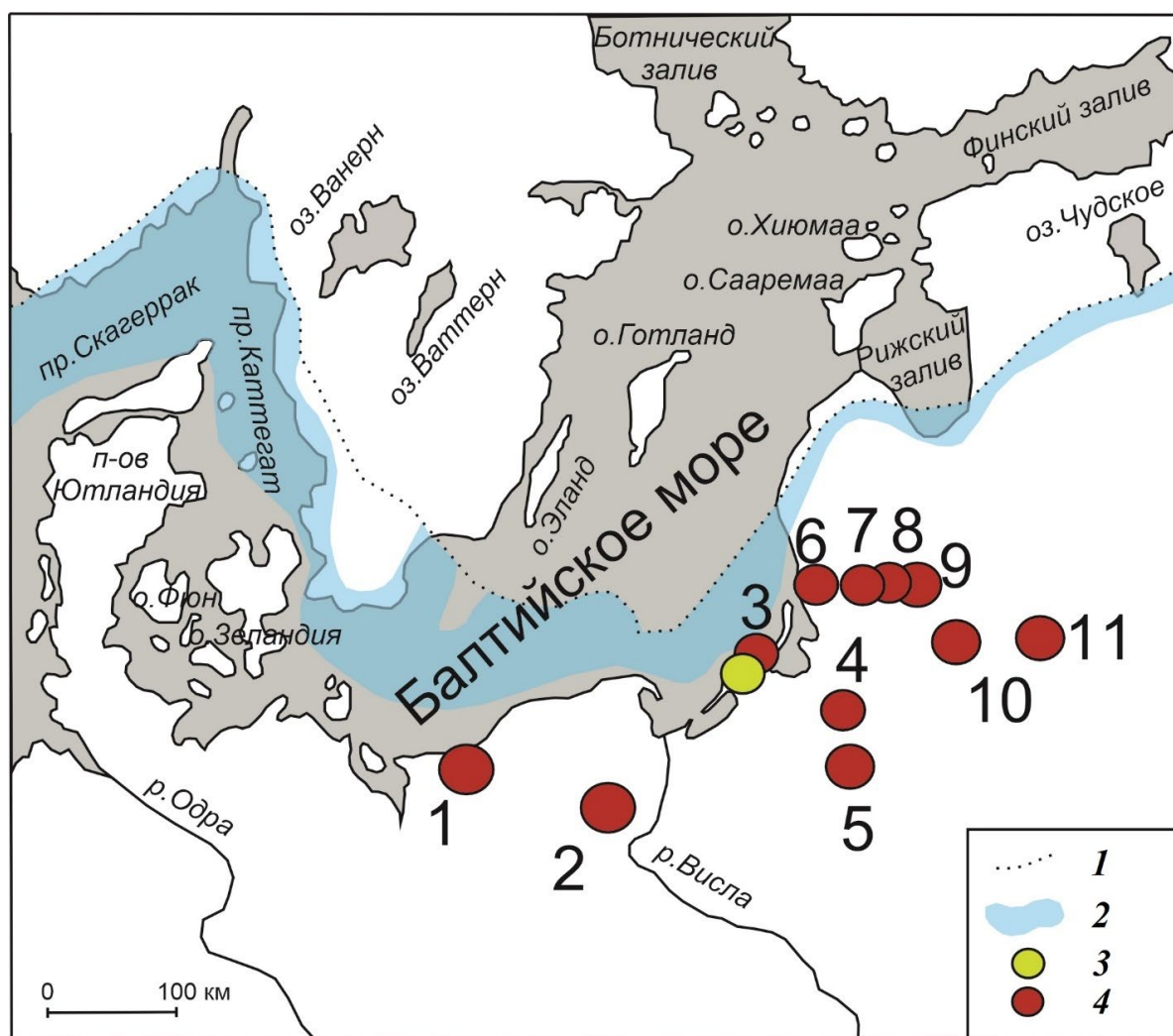


Рис. 1. Расположение упомянутых в тексте седиментационных архивов с изученными диатомовыми ассоциациями позднеледниковья.

1 – южная граница Скандинавского ледника около 14 500 л. н. (Uscinowicz, 2011); 2 – БЛО около 14 500 л. н. (Uscinowicz, 2011); 3 – разрез Куликово; 4 – разрезы и скважины, упомянутые в тексте. Цифрами на схеме обозначены: 1 – разрез Рега в долине р. Рега (Witkowski et al., 2009), 2 – палеоозеро Тшеховское (Słowinski et al., 2017), 3 – разрез Алейка (Зарецкая и др., 2023), 4 – о. Камышовое (Druzhinina et al., 2015, 2020), 5 – заболоченная перемычка между озерами Койле и Перти (Gałka et al., 2015), 6 – оз. Кашучай (Stančikaite et al., 2008), 7 – оз. Рекива (Gaigalas et al., 2008), 8 – озеро Гинкунай (Stančikaite et al., 2015), 9 – оз. Петрашюнай (Stančikaite, 2009), 10 – оз. Варенис (Šeiriene et al., 2009), 11 – разрез Памеркяй (Stančikaite et al., 2008).

Fig. 1. Location of the sedimentary archives mentioned in the text with the studied diatom associations.

1 – southern border of the Scandinavian glacier around 14 500 calBP (Uscinowicz, 2011); 2 – Baltic Ice Lake about 14 500 calBP (Uscinowicz, 2011); 3 – Kulikovo section; 4 – sections and wells mentioned in the text. The numbers on the scheme indicate: 1 – Rega section in the Rega River valley (Witkowski et al., 2009), 2 – paleolake Tschekhovskoe (Słowinski et al., 2017), 3 – Aleika section (Zaretskaya et al., 2023), 4 – Lake Kamyshovoye (Druzhinina et al., 2015, 2020), 5 – swampy bridge between lakes Koyle and Pertti (Gałka et al., 2015), 6 – Lake Kašučiai (Stančikaite et al., 2008), 7 – Lake Rekiva (Gaigalas et al., 2008), 8 – Lake Ginkūnai (Stančikaite et al., 2015), 9 – Lake Petrašiūnai (Stančikaite, 2009), 10 – Lake Varėnis (Šeiriene et al., 2009), 11 – Pamerkiai section (Stančikaite et al., 2008).

major, *Mastogloia elliptica*, *Mastogloia danseyi*, *Iconella hibernica*.

Примечательно, что динамика видового состава диатомовых ассоциаций в отложениях рассмотренных внутриматериковых палеоводоемов демонстрирует некоторую асинхронность, что свидетельствует о разном времени и степени отклика водных экосистем на изменение природных условий. Водоемы с небольшой глубиной, в частности, объект изучения — палеоводоем Куликово, с биотой, чутко реагирующей на кратковременные потепления и похолодания, а также на изменение проточности, глубины и других факторов, потенциально являются источниками более детальной информации об общих и локальных трендах в динамике природной среды. Цель настоящего исследования — охарактеризовать диатомовые ассоциации палеоводоема Куликово, реконструировать этапы смены экологических условий в нем и сопоставить полученные результаты с имеющимися представлениями о позднеледниковых диатомовых комплексах юго-восточной Прибалтики и условиях их формирования.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Мощность отложений, вскрывающихся в разрезе Куликово (54.932° с.ш., 20.357° в.д.), составляет 2 м. Отбор проб отложений ненарушенной текстуры осуществлялся в металлические короба шириной 7 см и длиной 50 см. Далее в лаборатории были отобраны образцы с шагом 1–3 см. В настоящей статье представлены результаты комплексного изучения нижней части разреза (глубинный интервал от 192 до 141 см).

Для определения абсолютного возраста отложений для всего разреза (192–0 см) была получена серия из пяти радиоуглеродных дат. Материал для датирования представлен гиттией и остатками древесины. Полученные данные по ^{14}C скорректированы на ^{13}C с учетом отклонения от согласованного стандартного значения соотношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Модель “возраст–глубина” была построена с использованием программы gbascon 3.1.0. (Blaauw, Christen, 2011). Все радиоуглеродные даты откалиброваны по кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020).

Для реконструкции условий осадконакопления выполнен комплексный литологический анализ — определен гранулометрический состав отложений, рассчитано содержание органического вещества и CaCO_3 , измерена удельная магнитная восприимчивость. Анализ гранулометрического состава отложений выполнен на лазерном дифрактометре Malvern Mastersizer 3000 с приемником-диспергатором Hydro EV после предварительной пробоподготовки образцов, включающей удаление кар-

бонатной составляющей осадка с использованием 10% HCl , органического вещества — с использованием 30% H_2O_2 . Содержание органического вещества и CaCO_3 определялось с помощью метода расчета потерь при прокаливании (ППП). Материал прокаливался в муфельной печи при трех температурах (1050°C для определения сухого веса, 550 °C и 950 °C) и взвешивался на электронных весах после каждого этапа прокаливания (Heiri et al., 2001). Оценка содержания карбоната кальция (CaCO_3) выполнялась путем умножения PPP Δ950 на 2.27 (Dean, 1974). Анализ удельной магнитной восприимчивости был выполнен на приборе ZHstruments SM 150 L. Пробоподготовка включала предварительное высушивание материала при температуре 40 °C. Измерение произведено на двух частотах — низкой (500 Гц) и высокой (4000 Гц) напряженности магнитного поля 320 А/м.

Диатомовый анализ был выполнен для 24 образцов из интервала 142–191 см. Препараты для диатомового анализа приготовлены по стандартной методике (Batarbee et al., 2001). Навеска в 1–2 г образца естественной влажности была обработана 10% HCl и 30% H_2O_2 для очистки от карбонатов и органического вещества, затем с помощью отмучивания (6 раз с интервалом в 2 ч) была удалена глинистая фракция. Далее была проведена плотностная сепарация образцов в тяжелой жидкости ГСП-В плотностью 2.3 г/см³. Для последующего расчета концентрации створок в каждый образец была добавлена таблетка ликоподиума Batch 280521 291 (13 761 спора в одной таблетке без учета стандартного отклонения). Сухой вес навески (используемый при вычислении концентрации створок) был рассчитан по измеренной в ходе литологических анализов весовой влажности образца. Расчет весовой концентрации диатомей производился по формуле (Batarbee, et al., 2001):

$$\text{концентрация, створок / г} = \frac{N_L \times n_d}{n_L \times m_{\text{сух}}},$$

где N_L — общее число спор *Lycopodium* в таблетке, n_L — число подсчитанных в препарате спор *Lycopodium*, n_d — число подсчитанных в препарате створок диатомей, $m_{\text{сух}}$ — сухая масса образца.

В каждом препарате была определена видовая принадлежность от 100 до 1600 створок. Идентификация проводилась при помощи электронного бинокляра Motic BA 300 при увеличении в 1000 крат. Различия в числе идентифицированных створок для каждого препарата связаны с разной насыщенностью образцов створками. Для идентификации таксонов использовались “Определитель диатомовых водорослей России” (Куликовский и др., 2016) и “Bacillariophyceae” (Kramer, Lange-

Таблица 1. Краткая характеристика диатомовых ассоциаций бёллинг–аллерёдского интерстадиала в некоторых седиментационных архивах юго-восточной Прибалтики

Table 1. Brief characteristics of Bølling-Allerød diatoms in some sedimentary archives of the south-eastern Baltic

Возраст, кал. л. н	Разрез Рера, Долина р. Рера (Witkowski et al., 2009)	Палеозеро Тшеховское (Stowinski et al., 2017)	Разрез Алейка (Зарецкая и др., 2023)	Озеро Камышовое (Druzhinina et al., 2015, 2020)	Озеро Кашучай (Stančkaitė et al., 2008)	Озеро Гинкунай (Stančkaitė et al., 2015)																							
1	2	3	4	5	6	7																							
12 600	Преобладают обростатели <i>Pseudostaurosira brevisiriata</i> , <i>Staurosira pinnata</i> , <i>S.construens</i> , <i>Punctastriata linearis</i>		Створки диатомей и их фрагменты практически отсутствуют		Увеличивается число видов, появляются планктонные виды (в основном род <i>Cyclotella</i> – <i>C. ocellata</i> , <i>C. radiosa</i> , <i>C. grabriuscula</i> , <i>C. meneghiniana</i> , <i>C. antiqua</i>), их содержание достигает 20%. Обростатели представлены в основном створками <i>Fragilaria</i> spp., <i>Cocconeis</i> spp., <i>Gomphonema</i> spp., <i>Cymbella</i> spp., <i>Epithemia</i> spp. Среди донных видов преобладают <i>Aneumastus tuscus</i> , <i>Amphora pediculus</i>	Увеличивается число видов диатомей, преобладают крупные виды рода <i>Navicula</i> , отмечается повышение содержания створок планктонных видов (<i>Cyclotella</i>) до 10%, велика роль вида <i>Caloneis obtusa</i> , отмечается увеличение содержания реофильного вида <i>Gomphonema parvulum</i>																							
12 700							Преобладают обростатели (до 80% – <i>Staurosira venter</i> , <i>S. pinnata</i> , <i>S. lapponica</i>), в конце интервала возрастает содержание бентосного вида <i>Gyrosigma attenuatum</i> (до 83%)	Малое видовое разнообразие. Преобладают пресноводные донные виды (<i>Amphora affinis</i> , <i>A. ovalis</i> var. <i>pediculus</i>) и обростатель <i>Pseudostaurosira construens</i>																					
12 800		До 30% увеличивается содержание планктонных диатомей, особенно <i>Cyclotella comensis</i> , <i>Puncticulata radiosa</i> и <i>Cyclotella praetermissa</i>		Единичные находки створок и фрагментов створок пресноводных видов																									
12 900			Доминируют бентосные виды и виды-обростатели (до 80%), главным образом пионерные (например, виды рода <i>Fragilaria</i>)																										
13 000																													
13100																													
13 200																													
13 300																													
13 400																													
13 500																													
13 600																													
13 700																													
13 800																													
13 900																													
14 000																													
14 100																													
14 200																													
14 300																													
14 400																													

Озеро Петрашонай (Stančkaitė et al., 2009)	Озеро Варенис (Šeipienė et al., 2009)	Разрез Памеркяй (Stančkaitė et al., 2008)	Диаatomовые зоны Литвы (Кабайлене, 2002; Kabailinė, 2006)	Поголодания/потепления
8	9	10	11	12
Преобладают обрастатели (<i>Fragilaria</i> spp.) и донные диатомеи (<i>Navicula diluviana</i>). Содержание планктонных видов (<i>Cyclotella ocellata</i> , <i>C. kuetzingiana</i> и <i>C. comta</i>) около 20%	Преобладают планктонные диатомеи (в основном <i>Aulacoseira granulata</i>), до 30% возрастает содержание донных видов и обрастателей (<i>Epithemia zebra</i> , <i>Rhopalodia gibba</i> , <i>Staurosira construens</i> , <i>Synedra ulna</i> , <i>Cocconeis placentula</i> , <i>Achnanthes clevei</i>)	Обилие <i>Fragilaria</i> spp., содержание планктонных видов (<i>Aulacoseira granulata</i> , <i>A. islandica</i> , <i>A. italica</i> , <i>Cyclotella ocellata</i> , <i>C. krammen</i>) достигает 10%	Преобладают планктонные олиготрофные виды (<i>Cyclotella</i> spp.), среди бентосных заметны <i>Cymatopleura</i> spp. и <i>Gyrosigma</i> spp., отмечаются обрастатели рода <i>Fragilaria</i> Доминируют пресноводные обрастатели, предпочитающие умеренные и теплые температурные условия (<i>Pseudostaurosira brevistriata</i> , <i>Staurosira pinnata</i> , <i>S. construens</i> и т.д.) и бентические диатомеи	Поздний дриас
Большое число донных видов (<i>Navicula diluviana</i> , <i>Amphora pediculus</i>) и обрастателей – <i>Pseudostaurosira brevistriata</i> , <i>Staurosira construens</i> var. <i>venter</i> , <i>S. lapponica</i>				Аллерёд
			Доминируют створки пресноводных планктонных (<i>Cyclotella</i> spp., <i>Aulacoseira</i> spp.) и бентосных видов (<i>Amphora pediculus</i>), предпочитающих холодные и умеренные температурные условия олиготрофных и мезотрофных водоемов	Средний дриас
				Бёллинг

Таблица 2. Результаты радиоуглеродного датирования отложения разреза Куликово
Table 2. Results of radiocarbon dating of deposits of the Kulikovo section

Образец	Глубина, см	Материал	Возраст, ^{14}C	Калиброванный возраст, кал. л. н.
LuS-18436	45	Макроостатки (древесина)	10 940 $\pm$ 60	12 773 $\pm$ 240
LuS-18462	106	Макроостатки (древесина)	11 060 $\pm$ 60	13 102 $\pm$ 160
LuS-18461	163	Макроостатки (древесина)	11 790 $\pm$ 60	13 693 $\pm$ 130
LuS-18460	186	Макроостатки (древесина)	11 980 $\pm$ 80	13 957 $\pm$ 140
LuS-17811	192	Гиттия	12 200 $\pm$ 60	14 038 $\pm$ 160

Bertalot, 2001, Т. 1–4). Устаревшие названия были актуализированы с помощью ресурса Algaebase.org (Guiry, Guiry 2020).

Диатомовая диаграмма построена при помощи программного комплекса TILIA 2.6.1. На ней показаны таксоны, доля которых превышает 4% всех видов. Деление на локальные диатомовые зоны (ЛДЗ) было выполнено по результатам кластерного анализа CONISS (Grimm, 2011).

Среди идентифицированных видов диатомей были выделены экологические группы в зависимости от местообитания, по системе галобов (Kolbe, 1932; Hustedt, 1953) и в зависимости от наиболее предпочтительного для данного вида трофического статуса водоема.

По местообитанию идентифицированные виды диатомей разделены на виды влажных местообитаний, приуроченные к влажным субстратам (мхам, камням); бентосные виды, обитающие на донном грунте и способные к передвижению, обрастателей, образующих обрастания из одиночно живущих и колониальных форм на дне, подводных

камнях, водорослях и живых организмах; планктонные виды, пассивно дрейфующие в толще воды (Прошкина-Лавренко, 1949).

При группировке по системе галобов Кольбе-Хустедта (Kolbe, 1932; Hustedt, 1953) идентифицированные виды были разделены на мезо-галобные (солонатоводные), предпочитающие соленость от 5 до 20‰, и олигогалобные, т.е. пресноводные виды, предпочитающие соленость 0–5‰. Среди олигогалобных видов выделены галофобные, предпочитающие исключительно пресноводные условия обитания, виды-индифференты, для которых минерализация воды не считается определяющим фактором развития, и галофильные виды, способные обитать в условиях повышенной минерализации.

При группировке видов в зависимости от трофности водоема, наиболее предпочтительной для диатомей выделенных таксонов (Denys, 1991), была выделена группа диатомовых, предпочитающих водоемы олиготрофного типа, т.е. с холодной, хорошо насыщенной кислородом прозрачной

Таблица 3. Литостратиграфическое описание разреза Куликово
Table 3. Lithostratigraphy of the Kulikovo section

Глубина, см	Описание слоя
0–14	Гиттиевая глина, серая, плотная
14–63	Глинистая гиттия, от серого до светло-бурого, с редкими мелкими растительными остатками. Верхний контакт – четкий, резкий
63–88	Гиттия оторфованная, темно-бурая, с тонким песчаным прослоем. Верхний контакт – четкий, переходный
88–158	Глинистая гиттия, от темно-серого до бурого, с органикой и ракушкой. Переход постепенный, четкий
158–171	Гиттия, темно-серая с мелкими растительными остатками и ракушкой. Переход постепенный
171–181	Глинистая гиттия, темно-серая, с редкой органикой и ракушкой. Переход постепенный
181–186	Гиттия оторфованная, темно-бурая. Переход постепенный

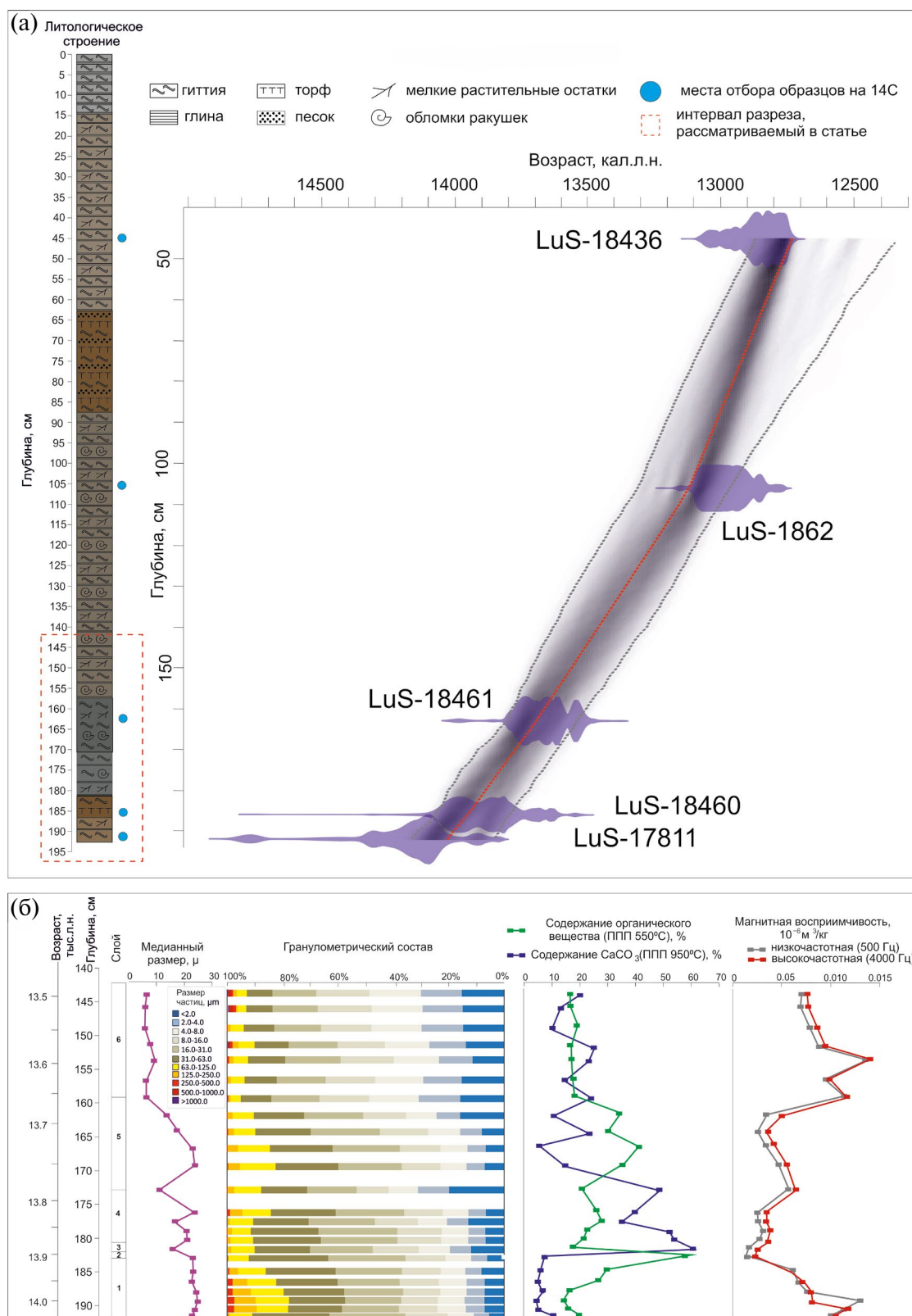


Рис. 2. Строение, возраст и литологические характеристики отложений разреза Куликово: (а) – литологическое строение и глубинно-возрастная модель отложений разреза, (б) – результаты комплексного литологического анализа глубинного интервала 192–141 см.

Fig. 2. Structure, age and lithological characteristics of the Kulikovo section deposits: (a) – lithological structure and age-depth model of the deposits of the section, (б) – results of a comprehensive lithological analysis of the depth interval 192–141 cm.

водой и низким содержанием растворенных питательных веществ; группа диатомовых водорослей, предпочитающих водоемы эвтрофного типа, хорошо прогреваемые, отличающиеся большой продуктивностью и высоким содержанием биогенных элементов; группа диатомовых водорослей, предпочитающих водоемы средней трофности (т.е. мезотрофные), и группа, представители которой индифферентны к трофности местообитания.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты радиоуглеродного датирования представлены в табл. 2. По глубинно-возрастной модели был рассчитан возраст для каждого сантиметра разреза (рис. 2, (а)). Интервал отбора проб 1–3 см обеспечивает временное разрешение образцов примерно примерно в 6–30 лет. Все полученные радиоуглеродные даты попадают в диапазон 95% доверительного интервала. В соответствии с глубинно-возрастной моделью, отложения, слагающие разрез, начали накапливаться $14\,040 \pm 140$ кал. л. н. Интервал неопределенности для самой нижней части разреза (192–145 см) составляет ± 130 –160 лет, выше по разрезу он увеличивается до ± 170 –190 лет.

Литостратиграфическое описание разреза представлено в табл. 3, используемая литологическая классификация типов донных отложений основана на содержании органического вещества в осадках (Субетто, 2009).

По результатам комплексного литологического анализа разреза Куликово (рис. 2, (б)) установлено, что на всем протяжении изученного интервала преобладает фракция алевроита, что свидетельствует о достаточно спокойных условиях осадконакопления. В то же время на глубинах 192–183 см и 158.5–141 см наблюдается повышенное содержание песчаной фракции — до 20% и 10–15%. Кривые содержания органического вещества и карбонатов демонстрируют резкие изменения показателей: содержание органического вещества меняется в пределах от 11 до 55%, карбонатов — от 8 до 62%. Удельная магнитная восприимчивость колеблется в пределах 0.002 до 0.014×10^{-6} м³/кг (максимальные значения характерны для глубинного интервала 192–183 и 158.5–141 см), частотной зависимости не наблюдается.

В отложениях разреза на глубинах 192–182 и 180.5–176 см обнаружено незначительное число створок диатомей — от 1 до 50 на образец. Весовая концентрация створок в интервале 192–182 см составляет 0.002 – 0.033×10^6 створок/г, в интервале 180.5–176 см — 0.04 – 0.11×10^6 створок/г. Для остальной части осадочной толщи выделено 6 локальных диатомовых зон (ЛДЗ), отвечающих изме-

нениям видового состава диатомовых ассоциаций (рис. 3).

ЛДЗ-I, 182–180.5 см (13 900–13 870 кал. л. н.). В этой ЛДЗ обнаружены створки 18 видов диатомей. Доминируют виды-обрастатели (84% всех створок), большая часть которых представлена двумя видами, индифферентными к солёности и трофности видам по системе галобов: индифферентным к трофности видом *Pseudostaurosira brevistriata* (64%) и эвтрофным видом *Epithemia adnata* (13.5%). Содержание бентосных видов составляет около 16%, виды влажных местообитаний и планктонные виды в этой диатомовой зоне не представлены. Общее содержание видов-индифферентов составляет 89%, галофильных видов — первые доли процента, галофобных — 10%. Общее содержание эвтрофных видов составляет около 14%, мезотрофных — около 1%, олиготрофных — менее 1%, индифферентных к трофическому статусу — около 84% (рис. 4, 5). Весовая концентрация более 1×10^6 створок/г.

ЛДЗ-II, 176–169 см (13 830–13 750 кал. л. н.). Идентифицированы 40 видов диатомей. Содержание бентосных видов вверх по зоне увеличивается с 40 до 63%, содержание видов-обрастателей, напротив, уменьшается с 59 до 33%. В верхней части диатомовой зоны до 4% увеличивается содержание видов влажных местообитаний; планктонные виды не представлены. Среди бентосных видов доминируют галофобный мезотрофный вид *Amphora affinis*, обитающий в водоемах разного трофического статуса (его содержание снижается от 23 до 9%), и эвтрофный вид-индифферент *Navicula oblonga* (5–9%). Среди обрастателей наиболее часто встречаются створки вида *Epithemia adnata* (от 11 до 18% всех створок) и галофобного мезотрофного вида *Cymboplectura inaequalis* (10–13%). Вверх по зоне увеличивается содержание галофобных (с 21 до 36%) и галофильных (с 0 до 13%) видов, содержание видов-индифферентов снижается с 79 до 46%; содержание мезогалофильных видов увеличивается вверх по ЛДЗ-II с 0 до 4%. Увеличивается содержание мезотрофных (с 9 до 26%), олиготрофных (с 0 до 5%) и эвтрофных видов (с 16 до 22%). Содержание видов, индифферентных к трофическому статусу местообитания, резко уменьшается с 75 до 47%. Весовая концентрация вверх по зоне увеличивается с 0.05×10^6 до 0.11×10^6 створок/г.

ЛДЗ-III, 169–165 см (13 750–13 710 кал. л. н.). В этой диатомовой зоне представлены створки 36 видов диатомей, большая их часть относится к бентосным видам (77–76%), содержание обрастателей составляет 21–22%, содержание видов влажных местообитания — от 1.5 до 0.5%, доля планктонных видов — менее 1%. Среди бентосных

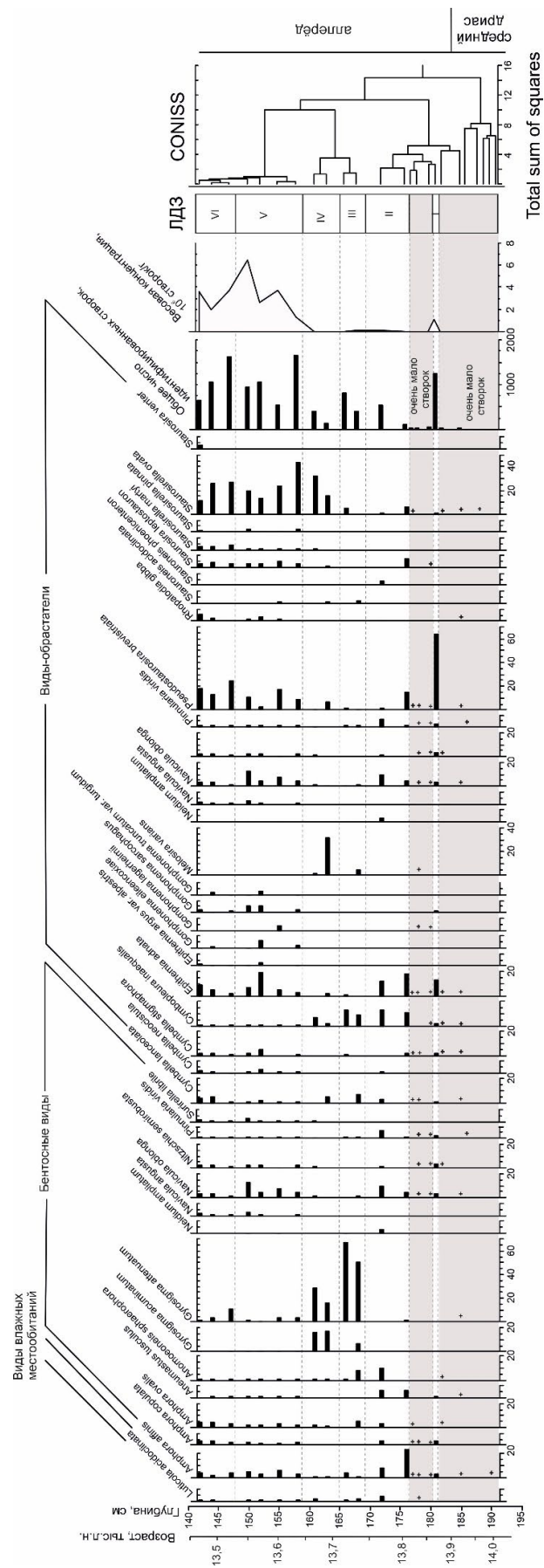


Рис. 3. Видовой состав диатомовых ассоциаций изученного интервала разреза Куликово (указаны таксоны, доля которых хотя бы в одном образце равна либо превышает 4% от всех идентифицированных створок). Цветными полосами выделены глубины с очень малым числом створок, недостаточным для корректного анализа.

Fig. 3. Diatom percentage diagram of selected taxa (their proportion in at least one sample is equal to or exceeds 4% of all identified valves) for the the studied interval of the Kulikovo outcrop sediment sequence. Colored stripes highlight depths with a very small number of sashes, insufficient for correct analysis.

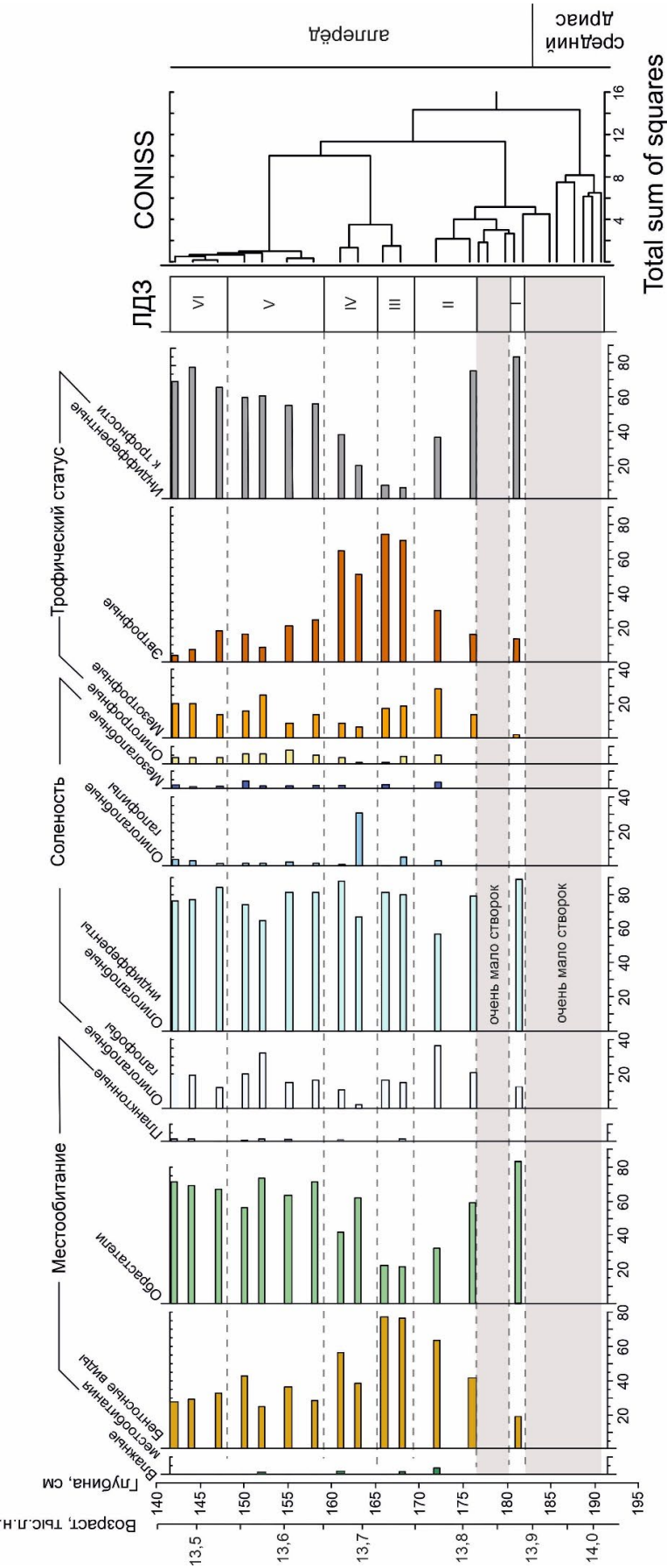


Рис. 4. Распределение экологических групп диатомей изученного интервала разреза Куликово. Цветными полосами выделены глубины с очень малым числом створок, недостаточным для корректного анализа.

Fig. 4. Distribution of ecological groups of diatoms in the studied interval of the Kulikovo outcrop sediment sequence. Colored stripes highlight depths with a very small number of sashes, insufficient for correct analysis.

резко преобладает эвтрофный вид, относящихся к индифферентам по системе галобов — *Gyrosigma attenuatum* (от 50 до 66% всех створок). Следующие по численности виды — бентосный эвтрофный индифферентный вид *Gyrosigma acuminatum* (7% всех створок в нижней части ЛДЗ) и вид-обрасатель *Cymbopleura inaequalis* (9–13%). Содержание галофобных видов колеблется в пределах от 15 до 16%, содержание галофильных снижается вверх по подзоне с 13 до 1%, содержание видов-индифферентов увеличивается до 72–81%, содержание мезогалобных видов колеблется от первых долей процента до 2%. Содержание эвтрофных видов существенно увеличивается по сравнению с ЛДЗ-II и составляет от 63 до 74%, содержание мезотрофных видов составляет 17–19%, олиготрофных — от долей процента до 4%, видов, обитающих в водоемах разного трофического статуса, от 14 до 8%. Весовая концентрация створок вверх по зоне уменьшается с 0.10×10^6 до 0.05×10^6 створок/г.

ЛДЗ-IV, 165–158.5 см (13 710–13 640 кал. л. н.). В этой зоне представлены створки 28 видов диатомей. По сравнению с ЛДЗ-III снижается содержание створок бентосных видов (оно изменяется в пределах от 38 до 56%) и, напротив, увеличивается содержание видов-обрасателей (хотя заметно снижение их содержания вверх по зоне с 61 до 42%). До 1.5% возрастает содержание видов влажных местообитаний и до 0.5% увеличивается содержание планктонных диатомей. Среди последних часто встречаются створки галофобных видов: индифферентного к солености и трофическому статусу местообитания вида *Staurosirella ovata* (составляют от 15 до 32% всех створок) и эвтрофного галофильного вида *Melosira varians* (31% створок в нижней части диатомовой зоны, затем его содержание резко уменьшается до 1%). Среди бентосных видов велико содержание створок видов *Gyrosigma attenuatum* (составляет от 16 до 29%) и *Gyrosigma acuminatum* (15–17%). Содержание галофобных видов вверх по подзоне снижается с 11 до 2%, содержание галофильных видов снижается от 32 до 2%, видов-индифферентов меняется от 66 до 86%, содержание мезогалобных видов едва достигает 1%. Содержание эвтрофных видов несколько снижается по сравнению с ЛДЗ-IV и составляет 55–65%. Содержание мезотрофных видов также уменьшается и составляет 6–8%. Содержание олиготрофных видов составляет от 1 до 4%, индифферентных к трофности — 21–40%. Весовая концентрация створок вверх по подзоне увеличивается от 0.012×10^6 до 0.042×10^6 створок/г.

ЛДЗ-V, 158.5–148 см (13 640–13 540 кал. л. н.). В этой зоне представлены створки 83 видов диатомей. Преобладают обрасатели, их содержание

меняется в пределах от 56 до 73%. Среди них наиболее многочисленны створки видов *Staurosirella ovata* (от 13 до 44% створок) и *Pseudostaurosira brevistriata* (содержание меняется от 3 до 34%). Среди бентосных диатомей (их содержание меняется в пределах от 24 до 43%) преобладают створки вида *Navicula oblonga* (от 4 до 13%). Содержание створок видов влажных местообитаний и планктонных видов меняется от долей процента до 1.5%. В отложениях этого глубинного интервала преобладают виды — индифференты (их содержание меняется в пределах от 64 до 87%). Содержание галофобных видов изменяется в пределах от 10 до 32%. Содержание галофильных видов составляет 1–2%, мезогалобных видов — увеличивается к верху зоны с 1.5 до 4%. Содержание эвтрофных видов значительно снижено по сравнению с ЛДЗ-IV и меняется в пределах от 15 до 28%, содержание мезотрофных видов, напротив, несколько повышается и колеблется в пределах от 9 до 25%. Содержание олиготрофных видов составляет 4–7%, а видов, индифферентных к трофическому статусу местообитания, меняется в пределах от 55 до 64%. Весовая концентрация возрастает от 1.3×10^6 до 6.4×10^6 створок/г вверх по диатомовой зоне.

ЛДЗ-VI, 148–141 см (13 540–13 470 кал. л. н.). В этой зоне идентифицированы створки 84 видов диатомей. Доминируют обрасатели (67–70%), среди которых преобладают *Pseudostaurosira brevistriata* (13–24%) и *Staurosirella ovata* (при этом, их содержание снижается вверх по зоне от 26 до 11%). Содержание бентосных видов составляет 27–33%, видов влажных местообитаний — менее 1%, планктонных видов — 1.5%. Содержание галофобных видов составляет 12–19%, индифферентов — 76–84%. Содержание галофильных видов вверх по зоне повышается от 0.5 до 3.7%, а мезогалобных составляет 1–2%. В то время, как содержание эвтрофных видов снижается вверх по зоне с 18 до 5%, содержание мезотрофных видов, напротив, увеличивается с 13 до 19%. Содержание олиготрофных видов составляет около 3%, индифферентных к трофности видов — меняется в пределах от 65 до 78%. Весовая концентрация меняется в пределах от 2×10^6 до 3.7×10^6 створок/г.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Судя по результатам радиоуглеродного датирования, отложения изученного интервала разреза Куликово накапливались в среднем дриасе и первой половине аллерёда, примерно с 14 000 по 13 400 кал. л. н. Гранулометрический анализ и анализ магнитной восприимчивости показывают, что водоем, в целом, характеризовался достаточно спокойными условиями осадконакопления,

за исключением двух этапов некоторой активизации терригенного сноса — около 14 100–13 900 (слой 1) и 13 600–13 400 кал. л. н. (слой 6), — на который указывает рост содержания крупных частиц в гранулометрическом составе осадка. Отсутствие частотной зависимости удельной магнитной восприимчивости в осадке свидетельствует о том, что в течение рассматриваемого временного этапа палеоводоем не пересыхал (Maher, Thompson, 1999). Ход кривых содержания органического вещества и карбонатов указывает на быструю смену палеоэкологических условий в водоеме — вероятно, в первую очередь, его трофического статуса.

В отложениях среднего дриаса (14 100–13 900 кал. л. н.) диатомей не представлено — возможно, условия были неподходящими для их вегетации либо для сохранения створок. В отложениях первой половины аллерёда (13 900–13 400 кал. л. н.) их концентрация варьирует в широких пределах, от десятков тысяч до нескольких миллионов на 1 г осадка. Число таксонов в изученном интервале составляет 117 видов.

Судя по видовому составу диатомовых ассоциаций, на этапе 13 900–13 870 кал. л. н. (ЛДЗ-I) изучаемый палеоводоем характеризовался небольшой глубиной и средней степенью минерализации, его трофический статус восстановить достаточно сложно, поскольку преобладали диатомеи, индифферентные к трофическому статусу местообитания. Резко преобладающий вид *Pseudostaurosira brevistriata* относится к пионерным и указывает на щелочные условия и воду, богатую кислородом и растворенным кальцием (Miller, 1977). Это же подтверждается высоким содержанием карбонатов в осадке, установленным при расчете потерь при прокаливании. Эти диатомеи образуют лентовидные колонии на субстрате, в связи чем они слабо устойчивы к волновому воздействию. Их обилие можно считать индикатором спокойных гидродинамических условий (Зарецкая и др., 2023), на которые также указывает гранулометрический состав отложений, соответствующих ЛДЗ-I. Видовой состав ЛДЗ-I значительно схож с аллерёдской хронозоной (DZ-1) по Кабайлене (1968), Kabailiné (2006).

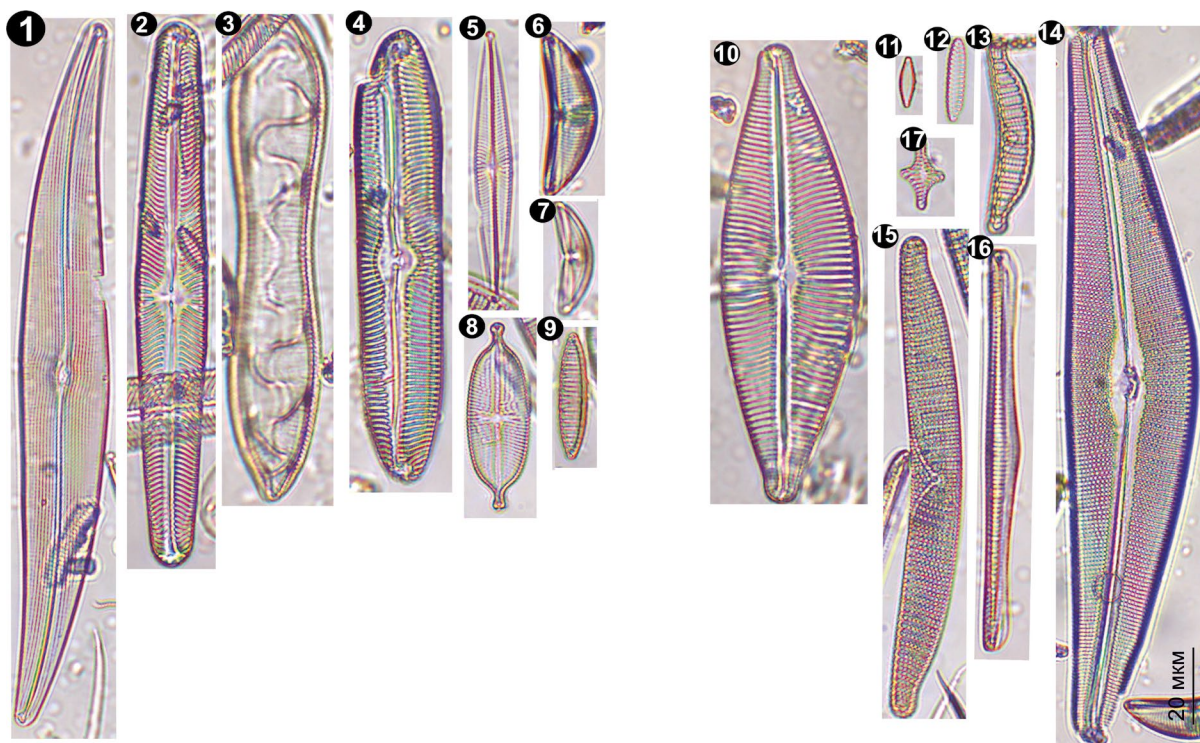


Рис. 5. Некоторые виды диатомей изученного интервала разреза Куликово. Цифрами обозначены бентосные диатомеи (1 — *Gyrosigma attenuatum*, 2 — *Navicula oblonga*, 3 — *Surirella librile*, 4 — *Pinnularia viridis*, 5 — *Navicula radiosa*, 6 — *Amphora ovalis*, 7 — *Amphora affinis*, 8 — *Aneumastus tuscus*, 9 — *Nitzschia semirobusta*) и обрастатели (10 — *Cymboplectura inaequalis*, 11 — *Pseudostaurosira brevistriata*, 12 — *Staurosirella ovata*, 13 — *Epithemia adnata*, 14 — *Cymbella lanceolata*, 15 — *Epithemia argus* var. *alpestris*, 16 — *Rhopalodia gibba*).

Fig. 5. Some diatoms of the studied interval of the Kulikovo section. The numbers indicate: benthic (1 — *Gyrosigma attenuatum*, 2 — *Navicula oblonga*, 3 — *Surirella librile*, 4 — *Pinnularia viridis*, 5 — *Navicula radiosa*, 6 — *Amphora ovalis*, 7 — *Amphora affinis*, 8 — *Aneumastus tuscus*, 9 — *Nitzschia semirobusta*) and epiphytic diatoms (10 — *Cymboplectura inaequalis*, 11 — *Pseudostaurosira brevistriata*, 12 — *Staurosirella ovata*, 13 — *Epithemia adnata*, 14 — *Cymbella lanceolata*, 15 — *Epithemia argus* var. *alpestris*, 16 — *Rhopalodia gibba*).

и диатомовыми ассоциациями первой половины аллерёда из донных отложений озер (Słowinski et al., 2017), Петрашюнай (Stančikaitė et al., 2009) и Кашучай (Stančikaitė et al., 2008).

На этапе 13 870–13 830 кал. л. н. (в глубинном интервале 180.5–176 см) наблюдается крайне незначительное число створок диатомей, не позволяющее характеризовать условия исследуемого палеоводоема. Гранулометрический состав отложений не отличается от залегающих ниже. Отмечается некоторый рост содержания органического вещества и снижение содержания карбонатов. Для установления причин прекращения вегетации диатомей на этом этапе либо невозможности их сохранения в осадке необходимы дополнительные исследования.

На этапе 13 830–13 750 кал. л. н. (ЛДЗ-II) видовой состав диатомовых ассоциаций указывает на условия неглубокого мезотрофно-эвтрофного водоема с низкой минерализацией. Преобладание бентосных видов, среди которых доминирует вид *Amphora affinis*, характеризующийся небольшим размером створок, снижение содержание обрастателей, среди которых преобладают виды со сравнительно толстыми стенками панциря (*Cymbopleura inaequalis* и *Epithemia adnata*) и рост содержания створок олигогалобных галофильных видов может указывать на увеличение проточности палеоводоема. С этим предположением согласуются результаты комплексного литологического анализа — отложения, соответствующие этому этапу, характеризуются повышенным содержанием песчаной фракции, высокими значениями медианного размера частиц.

Судя по видовому составу диатомовых ассоциаций, на этапе 13 750–13 640 кал. л. н. (ЛДЗ-III, IV) изучаемый палеоводоем характеризовался небольшой глубиной и эвтрофными условиями и минерализацией от низкой до средней. На эвтрофикацию водоема может указывать рост содержания органического вещества в осадке. Преобладающие виды *Gyrosigma attenuatum* и *G. acuminatum* отличаются крупным размером створок и способны обитать в текучей воде, предпочитают щелочные условия (Lange-Bertalot et al., 2017). На возможное увеличение проточности водоема также указывают литологические индикаторы терригенного сноса — рост содержания песчаной фракции в отложениях и увеличение медианного размера частиц и удельной магнитной восприимчивости осадка. Кроме разреза Куликово, представители рода *Gyrosigma* spp., в рассмотренных в настоящей работе седиментационных архивах были встречены в большом количестве только в отложениях бёллинга в озере Гинкунай (Stančikaite et al., 2015) и в отложениях

второй половины аллерёда (13100–12800 кал. л. н.) в разрезе Алейка (Зарецкая и др., 2023).

На этапе 13 640–13 400 кал. л. н. (ЛДЗ-V, VI) видовой состав диатомовых ассоциаций указывает на условия неглубокого эвтрофного водоема. Резкое преобладание обрастателей *Staurosirella ovata* и *Pseudostaurosira brevistriata* может указывать на спокойные гидродинамические условия, благоприятные для развития характерных для этих видов лентовидных колоний, и высокое содержание кальция в воде. Для донных отложений этого этапа характерно некоторое увеличение содержания карбонатов (до 30%), однако в гранулометрическом составе при малом общем содержании песчаной фракции отмечается некоторое количество крупно- и грубозернистого песка. В нижней части глубинного интервала, соответствующего ЛДЗ-V, отмечается повышение удельной магнитной восприимчивости осадка, что может быть индикатором некоторой активизации терригенного сноса. В целом видовой состав диатомовых ассоциаций выделенного этапа соответствует составу аллерёдской хронозоны (DZ-1), по Кабайлене (1968), Kabailiné (2006), и отложений ряда озер юго-восточной Прибалтики (Stančikaitė et al., 2008, Stančikaitė et al., 2009, Słowinski et al., 2017).

Как и в большинстве рассмотренных палеоводоемов с небольшой глубиной, в отложениях изученного интервала разреза Куликово заметна роль мезотрофных и эвтрофных диатомей, в отличие от водоемов с большей глубиной, в которых преобладают олиготрофные виды. Вероятно, климатические особенности аллерёда, а также влияние других факторов, например, деградация мертвого льда, не создавали благоприятных условий для эвтрофикации водоемов, кроме тех, где небольшая глубина способствовала хорошему прогреву. Для диатомовых ассоциаций исследуемого разреза, как и для всех рассмотренных палеоархивов, характерно преобладание олигогалобных видов. Это может указывать на низкую минерализацию не только в моренных озерах, но и в других изолированных или полуизолированных бассейнах, расположенных по побережью БЛО.

Установленные для разреза Куликово значимые изменения видового состава диатомовых ассоциаций в сроки менее чем за столетие указывают на высокую динамичность региональных и локальных природных условий позднеледниковья. Выделенные этапы характеризуются очень небольшой продолжительностью, зачастую сопоставимой с погрешностью радиоуглеродного датирования. Этот факт подтверждает необходимость максимально детального опробования седиментационных архивов для понимания всей сложности процессов,

формировавших природную среду в финале плейстоцена. При этом при построении региональных реконструкций необходимо учитывать возможную асинхронность развития биологических индикаторов в водоемах разной площади, глубины, степени проточности.

ВЫВОДЫ

В результате изучения разреза Куликово установлены этапы смены видового состава диатомовых ассоциаций в интервале 14 000–13 400 кал. л. н. Сравнительно короткая продолжительность этих этапов (несколько десятилетий – столетие) свидетельствует о чутком реагировании водной экосистемы изучаемого водоема на быстрые изменения природной среды юго-восточной Прибалтики в интерстадиале бёллинг–аллерёд. Сопоставление полученных данных с результатами диатомового анализа отложений других седиментационных архивов этого региона выявило общие тенденции развития диатомовой флоры, а также ее локальные особенности, связанные с условиями осадконакопления в конкретном палеоводоеме. Так, общим для большей части палеоводоемов является массовое развитие пионерных обрастателей семейства *Fragilariaceae* в аллерёде. Можно выделить и локальные особенности – например, в глубоких озерах в аллерёде продолжают доминировать планктонные холодолюбивые виды, а в изучаемом палеоводоеме на севере Самбийского (Калининградского) п-ова отмечается массовое развитие видов *Gyrosigma* spp. на кратком этапе 13 700–13 640 кал. л. н.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование отложений разреза Куликово выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00113, сравнительный анализ региональных диатомовых ассоциаций выполнен по теме госзадания FMWS-2024-0003 Института географии РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зарецкая Н.Е., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д. и др. (2023). Природные обстановки позднеледниковья и развитие приледниковых водоемов на северном побережье Самбийского (Калининградского) полуострова. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 54. № 4. С. 7–25. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040163>
- Кабайлене М. (2002). Озера Юго-Восточной Литвы и их окружающая среда в позднем ледниковье и голоцене по данным диатомового и пыльцевого анализа отложений. *Прикладная лимнология*. Вып. 3. С. 123–132.
- Кабайлене М. (1968). Озерные и морские диатомеи в голоцене на территории Литвы. В кн.: *Ископаемые диатомовые водоросли СССР*. М.: Наука. С. 102–107.
- Куликовский М.С., Глушенко А.М., Генкал С.И. и др. (2016). Определитель диатомовых водорослей России. Ярославль: Филигрань. 804 с.
- Прошкина-Лавренко А.И. (1949). Физиология и экология диатомовых водорослей. В кн.: *Диатомовый анализ*. Т. 1. М.: Госгеолгиздат. С. 52–79.
- Субетто Д.А. (2009). Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: РГПУ им. А. И. Герцена. 348 с.
- Battarbee R.W., Jones V.J., Flower R.J. (2001). Diatoms. In: *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Smol J.P., Birks H.J.B., Last W.M. (Eds.). Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators. P.155–202.
- 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/10.1016/j.geomorph.2004.01.010>
- Denys L. (1991). A check-list of the Diatoms in the Holocene deposits of the Western Belgian Coastal Plane with a Survey of Their Apparent Ecological Requirements. In: *Intriduction, ecological code and complete list*. Berchem: *Ministere des affaires economiques, Service Geologique de Belgique*. 41 p.
- Druzhinina O., Kublitskiy Y., Stančikaitė M. et al. (2020). A new approach based on chironomid, geochemical and isotopic data from Kamyshevoe Lake. *Boreas*. V. 49. № 33. P. 544–561. <https://doi.org/10.1111/bor.12438>
- Druzhinina O., Subetto D., Stančikaitė M. et al. (2015). Sediment record from the Kamyshevoe Lake: history of vegetation during late Pleistocene and early Holocene (Kaliningrad District, Russia). *Baltica*. V. 28. № 2. P. 121–134.
- Gaigalas A., Vaikutienė G., Vainorius J. et al. (2008). Development of Lake Rėkyva and its environment in Late Pleistocene and Holocene. *Geologija*. V. 1. № 61. P. 28–36.
- Gałka M., Tobolski K., Bubak I. (2015). Late Glacial and Early Holocene lake level fluctuations in NE Poland tracked by macro-fossil, pollen and diatom records. *Quat. Int.* № 388. P. 23–38. <https://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.03.009>
- Guiry M.D., Guiry G.M. (2020). AlgaeBase. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway [Электронный ресурс]. URL: <https://www.algaebase.org/> (дата обращения 20.12.2023).
- Grimm E.C. (1987). CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Comput. Geosci.* V. 13. P. 13–35.
- Heikkilä M., Seppä H. (2010). Holocene climate dynamics in Latvia, eastern Baltic region: A pollen-based summer temperature reconstruction and regional comparison. *Boreas*. V. 39. № 4. P. 705–719. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2010.00164.x>

- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleolimnol.* V. 25. P. 101–110.
<https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Houmark-Nielsen M., Kjær K.H. (2003). Southwest Scandinavia, 40–15 kyr BP: palaeogeography and environmental change. *J. of Quat. Sci.* V. 18. № 8. P. 769–786.
<https://doi.org/10.1002/jqs.802>
- Hustedt F. (1953). Die Systematik der Diatomeen in ihren Beziehungen zur Geologie und Ökologie nebst einer Revision des Halobien-systems. *Sv. Bot. Tidskr.* V. 47. P. 509–519.
- Kabailinė M. (1995). The Baltic Ice Lake and Yolda Sea stages, based on data from diatom analysis in the Central, South-Eastern and Eastern Baltic. *Quat. Int.* V. 27. P. 69–72.
- Kabailinė M. (2006). Late Glacial and Holocene stratigraphy of Lithuania based on pollen and diatom data. *Geologija.* V. 54. P. 42–48.
- Kramer K., Lange-Bertalot H. (2001). Süßwasserflora von Mitteleuropa. Teil 1: Naviculaceae. Heidelberg, Berlin. 876 p.
- Kramer K., Lange-Bertalot H. (2001). Süßwasserflora von Mitteleuropa. Teil 2: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Heidelberg, Berlin. 596 p.
- Kramer K., Lange-Bertalot H. (2001). Süßwasserflora von Mitteleuropa. 3. Teil: Bacillariaceae, Centrales, Fragilariaceae, Eunoticeae. Heidelberg, Berlin. 640 p.
- Kramer K., Lange-Bertalot H. (2001). Süßwasserflora von Mitteleuropa. Teil 4: Achnantaceae. Heidelberg, Berlin. 468 p.
- Kolbe R. (1932). Grundlinien einer allgemeinen Ökologie der Diatomeen. In: *Ergebnisse der Biologie.* T. 8. Frisch K.V., R Goldschmidt R., Ruhland W., Winterstein H. (Eds.). P. 221–348.
- Lange-Bertalot H., Hoffman G., Werum M. et al. (2017). Freshwater Bentic Diatoms of Central Europe: Over 800 Common Species Used in Ecological Assessment. Koeltz Botanical Book. 908 p.
- Maher B.A., Thompson R. (1999). Quaternary climates, environments and magnetism. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. 390 p.
- Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H. et al. (2004). Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of Northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quat. Sci. Rev.* V. 23. № 11–12. P. 1313–1332.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.009>
- Miller U. (1977). Pleistocene Deposits of the Alnarp Valley, Southern Sweden. Microfossils and Their Stratigraphical Application. T. 4. Lund: University of Lund, Department of Quaternary Geology. 125 p.
- Özer M., Orhan M., Isik N.S. (2010). Effect of Particle Optical Properties on Size Distribution of Soils Obtained by Laser Diffraction. *Environmental and Engineering Geoscience.* V. 16. № 2. P. 163–173.
<https://doi.org/10.2113/gsegeosci.16.2.163>
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal. kBP). *Radiocarbon.* V. 62. № 4. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Šeirienė V., Kabailienė M., Kasperovičienė J. et al. (2009). Reconstruction of postglacial palaeoenvironmental changes in eastern Lithuania: Evidence from lacustrine sediment data. *Quat. Int.* V. 207. P. 58–68.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.12.005>
- Seppä H., Poska A. (2004). Holocene annual mean temperature changes in Estonia and their relationship to solar insolation and atmospheric circulation patterns. *Quat. Res.* V. 61. № 1. P. 22–31.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2003.08.00>
- Ślowski M., Zawiska I., Ott F. et al. (2017). Differential proxy responses to late Allerød and early Younger Dryas climatic change recorded in varved sediments of the Trzechowskie palaeolake in Northern Poland. *Quat. Sci. Rev.* V. 158. P. 94–106.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.01.005>
- Stančikaitė M., Kisieliene D., Moeb D. et al. (2009). Lateglacial and early Holocene environmental changes in northeastern Lithuania. *Quat. Int.* V. 207. P. 80–92.
<http://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.10.009>
- Stančikaitė M., Šeirienė V., Kisieliene D. et al. (2015). Lateglacial and early Holocene environmental dynamics in northern Lithuania: A multi-proxy record from Ginkūnai Lake. *Quat. Int.* V. 357. P. 44–57.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.08.036>
- Stančikaitė M., Šinkūnas P., Šeirienė V. et al. (2008). Patterns and chronology of the Lateglacial environmental development at Pamerkiiai and Kašučiai, Lithuania. *Quat. Sci. Rev.* V. 27. P. 127–147
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.014>
- Úscinowicz S. (2011). An Outline of the History of the Baltic Sea. In: *Geochemistry of Baltic Sea Surface Sediments.* Úscinowicz S. (Ed.). Warsaw: Polish Geological Institute-National Research Institute. P. 70–73.
- Veski S., Seppä H., Stančikaitė M. et al. (2015). Quantitative summer and winter temperature reconstructions from pollen and chironomid data between 15 and 8 ka BP in the Baltic-Belarus area. *Quat. Int.* V. 388. P. 4–11.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.059>
- Witkowski A., Cedro B., Kierzek A., et al. (2009) Diatoms as a proxy in reconstructing the Holocene environmental changes in the south-western Baltic Sea: the lower Rega River Valley sedimentary record. *Hydrobiologia.* V. 631. P. 155–172.
<https://doi.org/10.1007/s10750-009-9808-7>

NEW DATA ABOUT LATE GLACIAL DIATOMS IN SOUTHEASTERN BALTIC²A. I. Rudinskaya^{a, #}, O. A. Druzhinina^{b, c}, K. G. Filippova^a, and L. I. Lazukova^a^a Institute of Geography RAS, Moscow, Russia^b Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint-Petersburg, Russia^c Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia[#] E-mail: rudinskaya94@gmail.com

The sediments of shallow basins formed along the coast of the Baltic Ice Lake about 14 500–14 000 cal BP provide a valuable data to reconstruct environmental changes in the Bølling-Allerød Interstadial. Radiocarbon dating and complex lithological and diatom analyzes were performed for the deposits of one of these paleoreservoirs exposed in the Kulikovo section (northern part of the Sambian Peninsula). As a result of studying the deposits aged 14 000 – 13 400 cal BP the total of number of 117 diatom species were identified, oligohalobic indifferent eutrophic benthic species predominated. The most typical species are *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosirella ovata*, *Gyrosigma attenuatum*, *G. acuminatum*, *Amphora affinis*, *Epithemia adnata*. The obtained data on diatom communities were compared with existing ideas about the Late Glacial diatom flora for this region. This comparison made it possible not only to reconstruct the changes in the ecological conditions of the studied paleoreservoir, but also to identify general and local patterns of diatom communities formed at that time. Thus, in most paleoreservoirs pioneer cosmopolitic epiphytic diatoms of the Fragilariaceae dominate in the Allerød sediments. This indicates fairly calm hydrodynamic conditions. At the same time, in deep paleoreservoirs, despite the Allerød warming, oligotrophic planktonic species dominate in diatom communities and in some sedimentary archives, benthic diatoms capable of living in running water (*Gyrosigma* spp.) become significant or predominating species.

Keywords: diatom analysis, paleolimnology, paleogeographic reconstructions, Late Glacial, Sambian Peninsula

ACKNOWLEDGMENTS

The study of deposits of the Kulikovo section was funded by the Russian Science Foundation, project № 22-17-00113, the comparative analysis of regional diatom associations was carried out on the theme a state assignment FMWS-2024-0003 by Institute of Geography RAS.

REFERENCES

- Battarbee R.W., Jones V.J., Flower R.J. (2001). Diatoms. In: *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Smol J.P., Birks H.J.-B., Last W.M. (Eds.). Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators. P. 155–202.
- 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/10.1016/j.geomorph.2004.01.010>.
- Bykov B.A. (1983). *Ekologicheskii slovar'* (Ecological dictionary). Alma-Ata: Nauka (Publ.). 216 p. (in Russ.)
- Dean W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *J. Sediment. Petrol.* V. 44. № 1. P. 242–248. <https://doi.org/10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Denys L. (1991). A check-list of the Diatoms in the Holocene deposits of the Western Belgian Coastal Plane with a Survey of Their Apparent Ecological Requirements. In: *Intriduction, ecological code and complete list*. Berchem: Ministère des affaires économiques, Service Géologique de Belgique. 41 p.
- Druzhinina, O., Kublitskiy, Y., Stančikaitė, M. et al. (2020). A new approach based on chironomid, geochemical and isotopic data from Kamyshevoe Lake. *Boreas*. Vol. 49. No.33. P.544–561. <https://doi.org/10.1111/bor.12438>
- Druzhinina O., Subetto D., Stančikaitė M. et al. (2015). Sediment record from the Kamyshevoe Lake: history of vegetation during late Pleistocene and early Holocene (Kaliningrad District, Russia). *Baltica*. V. 28. № 2. P.121–134.
- Gaigalas A., Vaikutienė G., Vainorius J. et al. (2008). Development of Lake Rėkyva and its environment in Late Pleistocene and Holocene. *Geologija*. V. 1. № 61. P. 28–36.
- Gałka M., Tobolski K., Bubak I. (2015). Late Glacial and Early Holocene lake level fluctuations in NE Poland tracked by macro-fossil, pollen and diatom records. *Quat. Int.* № 388. P. 23–38. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.03.009>
- Gilyarov M.S. (Ed.). (1986). *Biologicheskii entsiklopedicheskii slovar'* (Biological encyclopedic dictionary). Moscow: Sovetskaya Ensiklopediya (Publ.). 831 p. (in Russ.)
- Grimm E.C. (1987). CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Comput. and Geosci.* V. 13. P. 13–35.

²For citation: Rudinskaya A.I., Druzhinina O.A., Filippova K.G., Lazukova L.I. (2024). New data about Late Glacial diatoms in Southeastern Baltic. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 3. P. 164–182. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030093>; <https://elibrary.ru/PLESSI>

- Guiry M.D., Guiry G.M. (2020). AlgaeBase. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway. [Электронный ресурс]. Access way: <https://www.algaebase.org/> (дата обращения 20.12.2023).
- Heikkilä M., Seppä H. (2010). Holocene climate dynamics in Latvia, eastern Baltic region: A pollen-based summer temperature reconstruction and regional comparison. *Boreas*. V. 39. № 4. P. 705–719. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2010.00164.x>
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. of paleolimnology*. V. 25. P. 101–110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>.
- Houmark-Nielsen M., Kjær K.H. (2003). Southwest Scandinavia, 40–15 kyr BP: palaeogeography and environmental change. *J. of Quat. Sci.* V. 18. № 8. P. 769–786. <https://doi.org/10.1002/jqs.802>
- Hustedt F. (1953). Die Systematik der Diatomeen in ihren Beziehungen zur Geologie und Ökologie nebst einer Revision des Halobien-systems. *Sv. Bot. Tidskr.* V. 47. P. 509–519.
- Kabailinė M. (1968). Freshwater and marine diatoms in the Holocene in Lithuania. In: *Iskopaemye diatomove vodorosli SSSR*. Moscow: Nauka (Publ.) P. 102–107. (in Russ.)
- Kabailinė M. (2002). Lakes of South-Eastern Lithuania and their environment in the Late Glacial and Holocene according to diatom and pollen analysis of sediments. *Prikladnaya limnologiya*. V. 3. P. 123–132. (in Russ.)
- Kabailinė M. (2006) Late Glacial and Holocene stratigraphy of Lithuania based on pollen and diatom data. *Geologiya*. V. 54. P. 42–48.
- Kabailinė M. (1995). The Baltic Ice Lake and Yolda Sea stages, based on data from diatom analysis in the Central, South-Eastern and Eastern Baltic. *Quat. Int.* V. 27. P. 69–72.
- Kolbe R. (1932). Grundlinien einer allgemeinen Ökologie der Diatomeen. In: Frisch K.V., R Goldschmidt R., Ruhland W., Winterstein H. (Eds.). *Ergebnisse der Biologie*. V. 8. P. 221–348.
- Kramer K., Lange-Bertalot H. (2001). Süßwasserflora von Mitteleuropa. Teil 1: Naviculaceae. Heidelberg, Berlin. 876 p.
- Kramer K., Lange-Bertalot H. (2001). Süßwasserflora von Mitteleuropa. Teil 2: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Heidelberg, Berlin. 596 p.
- Kramer K., Lange-Bertalot H. (2001). Süßwasserflora von Mitteleuropa. Teil 3: Bacillariaceae, Centrales, Fragilariaceae, Eunoticeae. Heidelberg, Berlin. 640 p.
- Kramer K., Lange-Bertalot H. (2001). Süßwasserflora von Mitteleuropa. Teil 4: Achnantaceae. Heidelberg, Berlin. 468 p.
- Kulikovskii M.S., Gluschenko A.M., Genkal S.I. et al. (2016). *Opredelitel' diatomovykh vodoroslei Rossii* (Identification book for diatoms of Russia). Yaroslavl': Filigran' (Publ.). 804 p. (in Russ.)
- Lange-Bertalot H., Hoffman G., Werum M. et al. (2017). Freshwater Bentic Diatoms of Central Europe: Over 800 Common Species Used in Ecological Assessment. Koeltz Botanical Book. 908 p.
- Maher B.A., Thompson R. (1999). Quaternary climates, environments and magnetism. Cambridge: Cambridge University Press. 390 p.
- Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H. et al. (2004). Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of Northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quat. Sci. Rev.* V. 23. № 11–12. P. 1313–1332. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.009>
- Miller U. (1977). Pleistocene Deposits of the Alnarp Valley, Southern Sweden. Microfossils and Their Stratigraphical Application. T. 4. Lund: University of Lund, Department of Quaternary Geology. 125 p.
- Özer M., Orhan M., Isik N.S. (2010). Effect of Particle Optical Properties on Size Distribution of Soils Obtained by Laser Diffraction. *Environmental and Engineering Geoscience*. V. 16. № 2. P. 163–173. <https://doi.org/10.2113/gsegeosci.16.2.163>.
- Proshkina-Lavrenko A.I. (1949). Physiology and ecology of diatoms. In: *Diatomoyi analiz*. Moscow: Gosgeolizdat (Publ.). V. 1. P. 52–79. (in Russ.)
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. № 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Šeiriėnė V., Kabailienė M., Kasperovičienė J. et al. (2009). Reconstruction of postglacial palaeoenvironmental changes in eastern Lithuania: Evidence from lacustrine sediment data. *Quat. Int.* V. 207. P. 58–68. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.12.005>
- Seppä H., Poska A. (2004). Holocene annual mean temperature changes in Estonia and their relationship to solar insolation and atmospheric circulation patterns. *Quat. Res.* V. 61. № 1. P. 22–31. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2003.08.00>
- Słowinski M., Zawiska I., Ott F. et al. (2017). Differential proxy responses to late Allerød and early Younger Dryas climatic change recorded in varved sediments of the Trzechowskie palaeolake in Northern Poland. *Quat. Sci. Rev.* V. 158. P. 94–106. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.01.005>
- Stančikaitė M., Kisieliėnė D., Moeb D. et al. (2009). Lateglacial and early Holocene environmental changes in northeastern Lithuania. *Quat. Int.* V. 207. P. 80–92. <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.10.009>
- Stančikaitė M., Šeiriėnė V., Kisieliėnė D. et al. (2015). Lateglacial and early Holocene environmental dynamics in northern Lithuania: A multi-proxy record from Ginkūnai Lake. *Quat. Int.* V. 357. P. 44–57. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.08.036>
- Stančikaitė M., Šinkūnas P., Šeiriėnė V. et al. (2008). Patterns and chronology of the Lateglacial environmental development at Pamerkiai and Kašučiai, Lithuania. *Quat. Sci. Rev.* V. 27. P. 127–147. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.014>
- Subbeto D.A. (2009). Lake Sediments: Paleolimnological Reconstructions. Saint-Petersburg: Herzen University Publ. 348 p. (in Russ.)
- Úscinowicz S. (2011). An Outline of the History of the Baltic Sea. In: Úscinowicz S. (ed.). *Geochemistry of Baltic Sea*

- Surface Sediments. Warsaw: Polish Geological Institute-National Research Institute. P. 70–73.
- Veski S., Seppä, H., Stančikaitė M. et al. (2015). Quantitative summer and winter temperature reconstructions from pollen and chironomid data between 15 and 8 ka BP in the Baltic-Belarus area. *Quat. Int.* V. 388. P. 4–11. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.059>
- Witkowski A., Cedro B., Kierzek A. et al. (2009). Diatoms as a proxy in reconstructing the Holocene environmental changes in the south-western Baltic Sea: the lower Rega River Valley sedimentary record. *Hydrobiologia*. V. 631. P. 155–172. <https://doi.org/10.1007/s10750-009-9808-7>
- Zaretskaya N.E., Ludikova A.V., Kuzhetsov D.D. et al. (2023). Late Glacial palaeoenvironment and development of proglacial lakes on the northern coast of the Sambian (Kaliningrad) Peninsula. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 54. № 4. P. 7–25. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040163>