

ISSN 2949-1789

Том 55, Номер 1

Январь – Март 2024



ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ



НАУКА

— 1727 —

Российская академия наук

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ (до 2023 г. — Геоморфология)

Том 55 № 1 2024 Январь—Март

Журнал основан в 1970 г.

Выходит 4 раза в год

Журнал издается под руководством Отделения Наук о Земле РАН

Главный редактор

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

Заместители главного редактора

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

Ответственный секретарь

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

Редколлегия:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Зав. редакцией **Е.А. 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. 1 January – March 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. Tumskey – 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 1, 2024

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Вертикальные деформации русел рек России под влиянием русловых карьеров <i>К. М. Беркович, Л. В. Злотина, Л. А. Турыкин</i>	5
Особенности формирования и деформации русла большой реки во внутригорной котловине (на примере р. Яны в пределах Куларского горного массива) <i>Д. И. Школьный, Р. С. Чалов</i>	13
Многолетняя динамика скоростей горизонтальных русловых размывов на реках Удмуртии <i>И.И. Рысин, И.И. Григорьев, Л.Н. Петухова, А.А. Перевощиков</i>	26
Оценка стока наносов с территории Москвы <i>В. А. Неходцев, Г.Д. Эмдин</i>	40
Динамика клифов Западного Крыма <i>Ю. Н. Горячкин</i>	52
Ледниковый рельеф центральной части Кольского региона <i>А.А. Вашков, О. Ю. Носова, Д. С. Толстобров</i>	70

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Морфодинамика и морфотектоника района устья р. Варзуги (Терский берег Белого моря) в позднеледниковье и голоцене <i>Т.Ю. Репкина, Н.Е. Зарецкая, С.В. Шварев, Н.Н. Луговой, А.Р. Аляутдинов, О.С. Шилова</i>	93
Этапы развития рельефа в районе палеолитической стоянки Ушбулак (Восточный Казахстан) <i>В.А. Ульянов, Р.Н. Курбанов, Д.В. Семиколенных, Г.Д. Павленок, В.М. Харевич, А.А. Анойкин</i>	130

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Хронология и основные этапы развития растительности в центральном регионе Восточно-Европейской равнины в микулинское межледниковье <i>Ф.Е. Максимов, Л.А. Савельева, А.П. Фоменко, С.С. Попова, И.С. Зюганова, В.А. Григорьев, А.Ю. Петров, С.Ф. Болтрамович, В.Ю. Кузнецов</i>	147
--	-----

CONTENTS

Volume 55, No. 1, 2024

EXOGENOUS PROCESSES OF RELIEF FORMATION

Vertical riverbed deformations due to in-stream mining

K. M. Berkovich, L. V. Zlotina, and L. A. Turykin 5

Big river channel formation and deformation in the intermountain basin (case study of the Yana River within the Kular mountain massif)

D. I. Shkolnyi and R. S. Chalov 13

Long-term dynamics of velocities of horizontal channel erosions on the rivers of Udmurtia

I. I. Rysin, I. I. Grigorev, L. N. Petukhova, and A. A. Perevoshchikov 26

Solid runoff assessment of Moscow territory

V. A. Nekhodtsev and G. D. Emdin 40

Cliff dynamics in Western Crimea

Yu. N. Goryachkin 52

Glacial relief of the Central Part of the Kola region

A. A. Vashkov, O. Yu. Nosova, and D. S. Tolstobrov 70

HISTORY OF RELIEF DEVELOPMENT

Morphodynamics and morpotectonics of the Varzuga River mouth area (Terskiy coast of the White Sea) in the Late Glacial and Holocene

T. Yu. Repkina, N. E. Zaretskaya, S. V. Shvarev, N. N. Lugovoy, A. R. Alyautdinov, and O. S. Shilova 93

Stages of development of the relief in the area of the paleolithic site of Ushbulak (East Kazakhstan)

V. A. Ulyanov, R. N. Kurbanov, D. V. Semikolennyh, G. D. Pavlenok, V. M. Kharevich, and A. A. Anoikin 128

PALEOGEOGRAPHY

Chronology and main stages of vegetation development in the central region of the East European Plain during the Mikulino interglacial

F. E. Maksimov, L. A. Savelieva, A. P. Fomenko, S. S. Popova, I. S. Zyuganova, V. A. Grigoriev, A. Yu. Petrov, S. F. Boltramovich, and V. Yu. Kuznetsov 147

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.438.5:624.13(470:282.2)

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ РУСЕЛ РЕК РОССИИ ПОД ВЛИЯНИЕМ РУСЛОВЫХ КАРЬЕРОВ[#]

© 2024 г. К. М. Беркович^{1, *}, Л. В. Злотина^{1, **}, Л. А. Турыкин^{1, ***}

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

*E-mail: berkovitch@yandex.ru

**E-mail: zleonora@yandex.ru

***E-mail: filigorod@list.ru

Поступила в редакцию 16.06.2023 г.

После доработки 04.09.2023 г.

Принята к публикации 13.10.2023 г.

На основе сопоставления нивелировок продольного профиля ряда равнинных рек России выявлены интенсивность распространения полувексовых деформаций продольного профиля, обусловленных нарушением стока наносов и морфологии русла. Эта проблема остается актуальной и в теоретическом, и практическом аспектах, особенно для рек, на которых серии русловых карьеров занимают километры и десятки километров, и их разработка продолжается десятки лет. Изъятие из транспорта наносов большого количества аллювиального материала и изменение морфометрических характеристик речного русла дали толчок процессу выравнивания транспортирующей способности потока по длине реки путем врезания. Результатом является понижение дна и водной поверхности. Интенсивность врезания достигала 3–8 см, а его распространение по реке 400–700 м/год. Ярко выражена регрессивная эрозия, трансгрессивная же менее выражена, так как частично заменена механическим изъятием аллювиального материала. В ходе деформаций форма продольного профиля сменилась с выпуклой или прямой на вогнутую, и признаков восстановления за истекшие десятилетия не наблюдается несмотря на то, что в последние 30 лет на исследованных реках добыча производится в умеренных масштабах или прекращена.

Ключевые слова: русловая добыча аллювия, речная эрозия, понижение продольного профиля реки

DOI: 10.31857/S2949178924010016, **EDN:** ISRLFR

ВВЕДЕНИЕ

Разработка руслового карьера — механическое изменение морфометрических характеристик русла и безвозвратное изъятие из природной системы современных или древних речных наносов. После того, как русловой карьер разработан, начинается его постепенная трансформация — сложный морфодинамический процесс взаимодействия между русловым потоком, наносами и подвижными границами русла, включая карьер. В сущности это — закономерный процесс выравнивания транспортирующей способности речного потока по длине, возбуждаемый искусственно, вследствие вмешательства человека в морфологию русла и

транспорт наносов. Выравнивание транспортирующей способности речного потока по длине реки является одним из базовых постулатов русловых процессов (Маккавеев, 1955). Оно подразумевает, что там, где увеличивается удельная мощность потока за счет роста уклона и/или расхода воды, река реагирует врезанием, как и на сокращение стока наносов. Там, где увеличиваются глубина и площадь поперечного сечения, уклон уменьшается, и более вероятной реакцией является отложение наносов. При разработке руслового карьера — выемки или траншеи на дне реки происходят локальные изменения морфометрических характеристик русла, уклона, гидравлических сопротивлений, нарушается транзит русловых наносов. Это приводит к вертикальным деформациям русла в пределах карьера и на прилегающих участках. В исследованиях влияния русловых карьеров преобладают экспериментальные и теоретические, в кратком масшта-

[#] Ссылка для цитирования: Беркович К.М., Злотина Л.В., Турыкин Л.А. (2024). Вертикальные деформации русел рек России под влиянием русловых карьеров. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. №1. С. 5–12. <https://doi.org/10.31857/S2949178924010016>; <https://elibrary.ru/ISRLFR>

бе времени и в ограниченном пространственном масштабе. Лишь редкие работы посвящены деформациям русел рек на крупных участках и за длительный период (Galay, 1983; Kondolf, 1994; Rinaldi et al, 2005). Протекание процесса выравнивания транспортирующей способности определяется размерами карьера: длиной и объемом выемки. Одиночный малый карьер может практически не оказать влияния на продольный профиль водной поверхности и привести к минимальным вертикальным деформациям. Предлагаются зависимости для определения параметров подобных карьеров (Bovolin, Ponce, 2008; Dong Chen, 2011; Наумов, 2012).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В данной работе рассматривается трансформация русла ряда рек России, на которых русловая добыча развивалась несколько десятилетий, часто наряду с другими нарушениями факторов руслоформирования. Данными послужили многолетние натурные исследования русловых процессов с середины 1980-х гг. по 2018 г. Использовались архивные материалы служб водных путей Росморречфлота, в частности однодневные связки уровней в разные годы, начиная с конца 1930-х гг., когда русла рек условно можно было считать ненарушенными. Выполнялся анализ направленных изменений продольного профиля водной поверхности, полученного в разные годы по данным нивелировок при уровнях на опорных гидропостах близкой обеспеченности, обычно 80–90%. Кроме того, анализировались изменения продольного профиля дна, полученного по детальным промерам в 1982–2018 гг. Оказалось, что на больших участках рек длиной в несколько десятков километров среднее понижение дна и водной поверхности совпадают по величине. Расхождение наблюдается в редких экстремальных случаях чрезвычайно глубоких и длинных карьерных участков, а также если в период промеров производились работы по добыче материала или дноуглублению. Так, понижение отметки уровня и дна р. Белой ниже Уфы, где в 1999–2018 гг. добыча не производилась, составили одинаковые 50 см. В то же время на р. Оке в районе Каширы понижение дна оказалось почти на 1 м больше, чем понижение водной поверхности. В работе рассматриваются пять участков крупных равнинных судоходных рек России: Оки, Белой, Катунь, Томи, близких по водоносности, с песчаными и песчано-гравийными наносами, русловые процессы которых не

ограничены геологическими факторами. Интенсивность вертикальных деформаций получена для точек продольного профиля путем деления полного понижения профиля на период между нивелировками. Получены аналитические зависимости интенсивности вертикальных деформаций и дальности их распространения по длине рек.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рассмотрен процесс трансформации русла при массовой разработке месторождений песчано-гравийных материалов, продолжающейся несколько десятилетий. Под массовой разработкой подразумевается, что карьеры занимают большие площади речного русла, имеют большую глубину, сливаются между собой в длинные переуглубленные плесовые ложины длиной в километры. Годовой объем извлекаемого материала обычно многократно превышает сток наносов, что обеспечивает продолжительность процесса вертикальных деформаций и снижает вероятность восстановления русла.

Разработка подобных карьерных участков производится постепенно. К существующим, но не занесенным, карьерам добавляются новые, участок добычи расширяется и удлиняется. Карьерный участок имеет довольно отчетливые границы, в пределах которых в несколько раз увеличивается средняя глубина русла. Существующие представления о влиянии локального карьера на гидравлические и морфометрические характеристики русла хорошо известны (Kondolf, 1994). В вершине карьера понижается уровень воды (за исключением упомянутых малых карьеров). Чем больше длина карьера, тем больше понижение уровня, пропорциональное исходному уклону на участке реки. По мере осаждения наносов в карьере начинает размываться участок ниже по течению, испытывающий дефицит наносов. Это еще более увеличивает снижение уровня в вершине карьера и способствует увеличению уклона на вышележащем участке. Таким образом в области верхней кромки длинного карьера или участка добычи возникает прогиб водной поверхности, формирующий выше более крутой участок продольного профиля (Simon, Rinaldi, 2006). Увеличение уклона служит причиной регрессивной эрозии вышележащего участка, при этом перегиб смещается вверх по течению (Kondolf, 1994; Добыча..., 2012). Регрессивная эрозия рассматривается как наиболее характерная реакция русла на разработку карьера и признается одним из источников материала для восстанов-

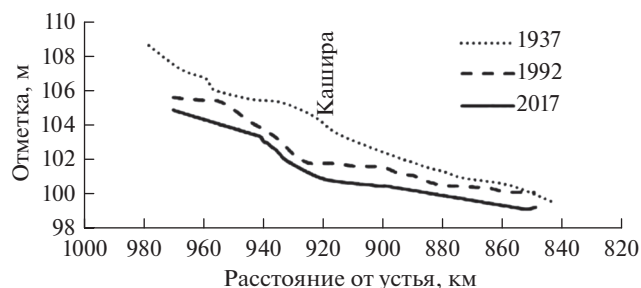


Рис. 1. Профиль водной поверхности р. Оки на участке от Серпухова до Коломны.

Fig. 1. Oka River water surface longitudinal profile between Serpukhov and Kolomna Cities.

ления русла. В натурных условиях это явление слабо изучено, из редких работ известно, что интенсивность врезания составляла на разных реках от 0.1 до 0.4 м/год, а перегиб профиля смещался вверх по течению до 0.4 км в год (Kondolf, 1994). Перегибы продольного профиля дна постепенно сглаживаются (Добыча..., 2012; Наумов, 2012).

Прогиб продольного профиля водной поверхности тем более выражен, чем больше длина карьера, чем медленнее он заносится, и увеличивается со временем. Пример такой формы продольного профиля приведен на рис. 1. Выше точки максимального прогиба предполагается распространение регрессивной эрозии, участок ниже нее включает в себя разработанные и частично занесенные карьеры, и одновременно подвержен трансгрессивной эрозии.

ХАРАКТЕРИСТИКА УЧАСТКОВ РЕК

Река Ока между Серпуховом и Коломной. На участке р. Оки длиной более 70 км между Каширой и Коломной сосредоточено несколько крупных карьеров, которые разрабатывались еще в 1950–1980-х гг. Здесь глубина карьеров достигает 13 м, из русла удалено ориентировочно 60 млн м³. С начала 1990-х гг. добыча продолжалась малыми темпами. Средний многолетний расход воды в реке составляет около 350 м³/с, средний максимальный — около 4000 м³/с. Исходный продольный профиль водной поверхности слабо выпуклый, средний уклон водной поверхности не превышал 0.07‰, крупность донных наносов колеблется от крупного песка до крупного гравия, средний диаметр от 1.5 до 5.0 мм. Характерно, что существовавшая естественная слабо выраженная выпуклость продольного профиля за 55 лет переместилась на 30 км вверх по течению (0.5 км/год). В ходе многолетней работы по добыче песчано-

гравийных материалов на месте слабо выпуклого сформировался вогнутый продольный профиль водной поверхности с точкой наибольшего прогиба возле Каширы (рис. 1). Опорный гидрологический пост (г.п.) Кашира зафиксировал понижение минимальных летне-осенних уровней более чем на 2 м, которое почти линейно происходило с начала 1950-х гг. Почти такое же понижение уровня (1.8–2.3 м) произошло на г.п. Серпухов вследствие того, что в районе гидропоста также разрабатывались карьеры.

Река Ока выше г. Алексина. Другой участок р. Оки — Троицкое месторождение песчано-гравийной смеси, на котором русловая добыча имеет также длительную историю. Только в 1970–1980-е гг. из русла было извлечено более 10 млн м³ материала. В 1990–2018 гг. выемка материала осуществлялась неоднократно, хотя и в небольших объемах. Участок отличается несколько меньшей шириной русла и большим уклоном — до 0.08‰. Гидрологические характеристики реки на этом участке сходны с вышеизложенными, только амплитуда уровней существенно больше. Крупность русловых наносов также больше и достигает 5–6 мм. Исходный продольный профиль отличался выпуклыми очертаниями. Ярко выраженная выпуклость продольного профиля с уклоном 0.12‰ существовала еще до начала добычи (1937 г.). К началу 1990-х гг. она переместилась вверх по течению в общей сложности более, чем на 30 км, с сохранением величины уклона. Точка наибольшего прогиба продольного профиля на этом участке также выявляется очень отчетливо. Характерно, что на г.п. Калуга, расположенном в 70 км выше по течению, минимальные уровни понизились с начала 1950 гг. на 1.3–1.5 м.

Река Томь у Томска. Участок длиной более 100 км отличается разнородными условиями с отчетливой границей в районе 70–72 км от устья (у Томска), где меняются крупность наносов, уклон и морфометрия русла. Река отличается большой водоносностью: средний многолетний расход составляет 1000 м³/с, средний максимальный превышает 5000 м³/с.

Исходный уклон выше Томска по данным nivelировки 1933 г, когда русло можно считать не нарушенным, составлял 0.12‰, ниже Томска — 0.07‰. Судя по показаниям гидрологических постов, последствия добычи начали проявляться с конца 1950-х гг. (Вершинин, 2005). Изначальный профиль (1933 г.) имел слабо выпуклые очертания, отчетливый перегиб водной поверхности обозна-

чился в начале 1940-х гг. на 70 км от устья. В следующие 40 лет перегиб переместился на 4 км, где, будучи сложен неразмываемыми породами, сохранился до настоящего времени в виде порога. В ходе более чем 30-летней добычи около 100 млн м³ аллювия на 20-километровом участке наибольший прогиб профиля сформировался на 72 км от устья. Минимальные уровни на расположенном здесь г.п. Томск понизились более чем на 2.5 м, причем скорость понижения уровней заметно снизилась в начале 1980 гг. когда добыча в Томске была прекращена. Средний уклон верхнего участка увеличился до 0.24‰, а локальные уклоны достигали 0.3–0.4‰. Наоборот, ниже Томска уклон уменьшился до 0.013‰. На нем регулярно выполнялись дноуглубительные путевые работы. Различается также крупность русловых наносов: ниже Томска в прямолинейном и разветвленном русле преобладают песчано-гравийные наносы, тогда как выше русло преимущественно мелкогалечное и галечное.

Река Катунь в нижнем течении. Приустьевой участок Катунь длиной около 30 км отличается сложными условиями формирования русла, как естественными, так и антропогенными. Русло реки разветвленное, шириной до 400 м. На этом участке в 1980-е гг. выполнен крупный проект по выправлению русла для судоходства с увеличением гарантированной глубины путем землечерпания и строительства выправительных сооружений. Объем дноуглубления за десятилетие составил 8.1 млн м³. Одновременно в нижнем течении реки разрабатывались русловые карьеры, объем которых за десять лет превысил 5.5 млн м³. Катунь — левая составляющая р. Оби, характеризуется большой водоносностью, крупным русловым материалом, большим уклоном. Средний расход воды превышает 600 м³/с, максимальный расход 2000 м³/с. Исходное состояние относится к 1984 г., когда приустьевой участок Катунь еще не был освоен для судоходства. Тогда уклон реки составлял 0.39–0.32‰, а крупность донного материала — 30–60 мм. Продольный профиль водной поверхности близок к прямолинейному, хотя наблюдалось небольшое уменьшение уклона вниз по течению. Точка наибольшего прогиба продольного профиля располагается в 22 км от устья, где понижение водной поверхности, согласно повторным нивелировкам, за 6 лет достигло 1.45 м.

Река Белая ниже г. Уфы. Река была крупным источником аллювиальных стройматериалов в течение десятилетий. Крупные русловые карьеры со-

средоточены, в основном, на участке русла длиной до 100 км ниже г. Уфы. Объем добычи здесь временами достигал 6 млн м³/год, а в целом по документальным данным с середины 1960-х до конца 1990-х гг. извлечено не менее 120 млн м³. Река Белая — один из крупнейших притоков Камы, отличается высокой водоносностью. В нижнем течении это — типичная равнинная река с меандрирующим руслом шириной от 250 до 500 м. Продольный профиль водной поверхности прямолинейный с уклоном около 0.06‰. Река отличается сложными условиями судоходства, для их поддержания в течение нескольких десятилетий выполнялись крупные дноуглубительные работы. Средний многолетний расход воды превышает 800 м³/с, средний максимальный 5000 м³/с. Характерно, что точка наибольшего прогиба профиля наблюдается у г.п. Уфа, где понижение минимального уровня к 2010 г. составило около 2.0 м, причем скорость посадки уровня нарастала с 2 см/год в 1950–1960-е гг. до 9–12 см/год в 2000-е гг. На гидропостах, расположенных в 130 и 210 км ниже Уфы, существенного понижения уровня не выявлено, как и на гидропосте в 70 км выше Уфы по течению.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Теоретически интенсивность вертикальных деформаций прямо пропорциональна разнице удельного расхода наносов на выходе из карьера или входе в него и транспортирующей способности потока, а также обратно пропорциональна расстоянию от начала участка деформаций (Карасев, 1975; Dong Chen, 2011). На изученных равнинных реках произошло понижение отметок водной поверхности и дна. Величина вертикальных деформаций за полувековой период (за исключением р. Катунь, где период между повторными нивелировками продолжался всего лишь 6 лет) составила от 1.7 до 4.0 м. Наибольшей величины она достигала в вершине большого участка, на котором разрабатывались несколько карьеров, где находится точка наибольшего прогиба продольного профиля водной поверхности. От указанной точки вверх и вниз по течению величина деформаций, как правило, уменьшается. Деформации были выявлены на десятки километров выше и ниже крупных участков карьеров. Оценка объема деформаций не отличается высокой точностью, так как в ряде случаев на участках продолжалась, хотя в ограниченных объемах, разработка русло-

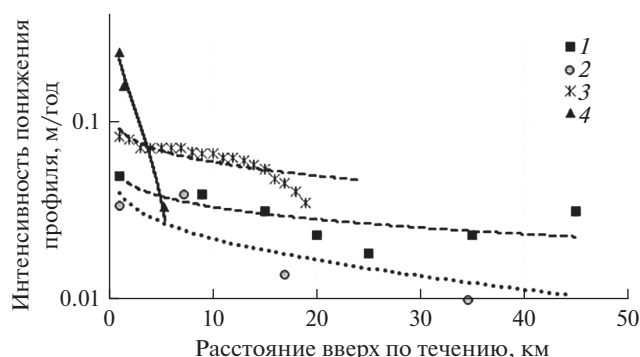


Рис. 2. Изменение интенсивности регрессивных деформаций по длине от точки максимального прогиба профиля: 1 — р. Ока между Серпуховом и Каширой; 2 — р. Ока выше Алексина; 3 — р. Томь выше Томска; 4 — р. Катунь выше пос. Лесное.

Fig. 2. Retrogressive deformations intensity changes along the river from the point of maximum profile deflection: 1 — Oka River between Serpukhov and Kashira Cities; 2 — Oka River upstream of Aleksin City; 3 — Tom' River upstream of Tomsk City; 4 — Katun' River upstream of Lesnoye settlement.

вых карьеров, а также выполнялись дноуглубительные путевые работы.

Регрессивная эрозия. Интенсивность и дальность продвижения регрессивной эрозии зависит от начального понижения дна и водной поверхности, т.е. приращения уклона, а также от исходной устойчивости русла. На изученных реках за 40–50 лет она продвинулась на несколько десятков километров. Отдельный случай представляет собой р. Катунь, для которой за короткий период сопоставления в условиях большого уклона деформации охватили только короткий участок. Выше длинных карьерных участков на Оке, Томи и Катунь отмечен двухкратный рост уклона. Это привело к соответствующему увеличению скорости течения и расхода донных наносов, что и явилось причиной деформаций.

Характер распределения деформаций выше участков карьеров представлен на рис. 2. Средняя скорость распространения деформаций вдоль рек составила 0.77 км в год (в диапазоне 0.4–1.0 км). Соотношение интенсивности деформаций и дальности их распространения подчиняется зависимости:

$$\frac{\Delta Z}{\Delta T} = A \ln L_b + C,$$

где L_b — расстояние вверх по реке, что согласуется с теоретическими выкладками И.Ф. Карасева (1975). Коэффициент A равен минимальному значению (<0.005 м/год) интенсивности деформаций там, где зависимость становится асимптотической,

свободный член C равен максимальной интенсивности деформаций.

Исходя из этих зависимостей, можно спрогнозировать полную дальность распространения направленных деформаций, которая, естественно, подчиняется экспоненциальной зависимости. Понижение отметок дна и водной поверхности на обоих участках р. Оки в настоящее время прослеживается на 45–50 км выше точки наибольшего прогиба профиля. Средняя интенсивность понижения отметок оценивается в 0.025–0.030 м/год. Годовой объем материала, поступившего в реку, по ориентировочным подсчетам, составлял в среднем от 130 до 200 тыс. м³, что сопоставимо со средней величиной годового стока русловых наносов верхней Оки. Общий объем деформаций между Серпуховом и Каширой за период 1937–2017 гг. достиг 21.5 млн м³ материала, частично компенсировавшего изъятый в ходе добычи. Выше Алексина интенсивность деформаций и их объем (7.2 млн м³) меньше, что, вероятно, связано с большей крупностью донного материала.

Деформации продольного профиля р. Томи выше Томска за 50 лет (1933–1982 гг.) охватили около 20 км, что, вероятно, не является пределом: расчет показывает, что уменьшение интенсивности деформаций до минимальной может проследиваться еще на 80–100 км выше по течению (рис. 3). Средняя по длине интенсивность эрозии составила 0.063 м/год. Годовой объем деформаций выше Томска 350 тыс. м³, что совпадает с объемом стока русловых наносов (Савичев, 2007). Общий объем удаленного и перенесенного материала за весь срок (до 1982 г) достигает 13.8 млн м³.

Несколько особняком стоит р. Катунь вследствие полугорного характера ее русла выше 27 км

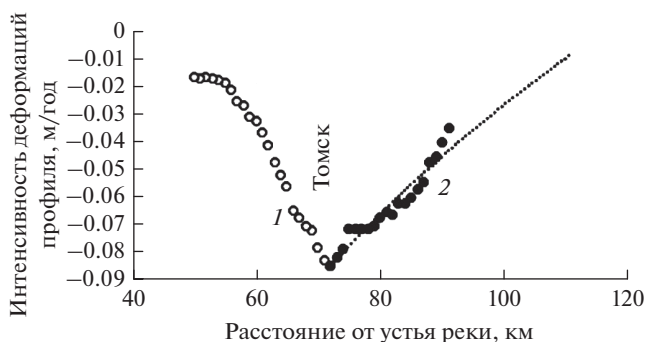


Рис. 3. Интенсивность деформаций русла р. Томи: 1 — ниже Томска, 2 — выше Томска.

Fig. 3. Tom' River channel deformation intensity: 1 — downstream of Tomsk City, 2 — upstream of Tomsk City.

от устья, куда распространяется регрессивная эрозия. Дальность ее распространения в 1984–1990 гг. не превысила 6 км выше точки наибольшего прогиба профиля при средней интенсивности -0.24 м/год. Здесь уклон особенно велик, а наносы отличаются большой крупностью, вследствие чего формируется отмостка. Уклон реки за период активизации работ по добыче увеличился с 0.39 до 0.62% . Объем деформаций выше точки максимального понижения профиля составил 1.2 млн м^3 , годовой — 200 тыс. м^3 .

Скорость продвижения деформаций на обоих участках верхней Оки одинакова (0.7 – 0.8 км/год), она различается только в силу разного объема добычи. Это связано с тем, что ее русло обладает примерно одинаковой устойчивостью (коэффициент стабильности по Н.И. Маккавееву равен 8.2) с небольшими вариациями на конкретных участках. В то же время распространение деформаций выше Томска до начала 1980-х гг. отличалось вдвое меньшими темпами — 0.4 км/год. При этом коэффициент устойчивости русла р. Томи выше Томска почти на порядок больше, чем русла верхней Оки. Отдельный случай представляет собой р. Катунь, для которой характерна высокая интенсивность понижения профиля и быстрое продвижение деформаций на коротком участке.

Дальность распространения деформаций вверх по течению на изученных реках зависит от соотношения максимального прогиба профиля водной поверхности и исходного уклона водной поверхности по зависимости:

$$L_{\text{в}} = 1.2 \frac{\Delta Z}{I},$$

где Δz — понижение отметки водной поверхности в низшей точке прогиба кривой водной поверхности за время между нивелировками, I — исходный уклон, $\%$. Она оказалась несколько меньше, чем следует из зависимости, предложенной Г.Г. Наумовым (2012). Особенностью рассмотренных участков регрессивных деформаций является увеличение уклона водной поверхности со временем в ходе деформаций, тогда как при естественном врезании уклон обычно уменьшается. Это может свидетельствовать о том, что в конкретных местных условиях эрозия не закончилась, и процесс выравнивания транспортирующей способности потока не завершен.

Трансгрессивная эрозия. На участке ниже по течению от точки наибольшего прогиба продоль-

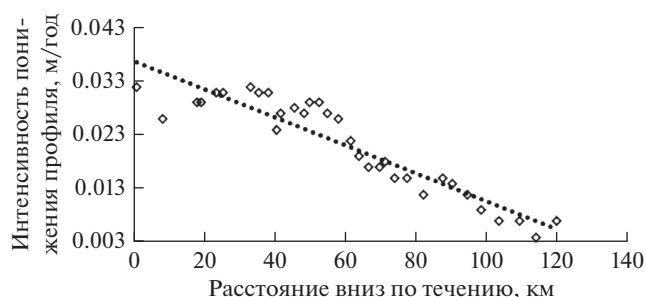


Рис. 4. Изменение интенсивности трансгрессивных деформаций по длине р. Белой ниже Уфы за 1965–1999 гг.

Fig. 4. Progressive deformation intensity change along Belaya River downstream of Ufa City in 1965–1999.

ного профиля понижение дна и водной поверхности обязано преимущественно безвозвратному изъятию в течение полувека слоя аллювия толщиной в несколько метров и на расстоянии многих километров. В большей или меньшей степени это компенсировано наносами, поступившими сверху, в том числе за счет регрессивной эрозии. В этих условиях происходило занесение отдельных выемок, выполаживание откосов карьеров, размыв между отдельными карьерами в серии. В отдельных случаях разработка месторождений продолжается, хотя и в небольших объемах. Эрозия играет второстепенную роль и то там, где серия карьеров заканчивается. Однако характерно, что понижение отметок продольного профиля водной поверхности по длине описывается, как и в случае регрессивной эрозии, логарифмической отрицательной зависимостью, с постепенным уменьшением интенсивности вплоть до величин, близких к нулевым. В рассмотренных случаях трансгрессивная эрозия не реализуется в полной мере. Так, на Оке ниже Каширы зона эрозии ограничена зоной выклинивания подпора Белоомутского гидроузла, т.е. ее длина не более 50 км. На Томи и Катунь области трансгрессивной эрозии ограничены зонами периодического подпора при слиянии, соответственно, с Обью и Бией и являются поэтому короткими, отличаясь быстрым снижением интенсивности деформаций (рис. 3). Наиболее отчетливо трансгрессивная эрозия выражена на р. Белой ниже Уфы (рис. 4). Основные карьеры в течение 30 лет были сосредоточены на расстоянии 40 – 60 км ниже Уфы, однако, понижение дна и уровня воды распространилось еще на 60 км. Интенсивность деформаций продольного профиля на этом участке невелика, составляя в среднем 2.5 см/год.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ведущим процессом трансформации русла изученных рек, развивающимся в результате полувекковой русловой добычи аллювия, служит эрозия. Изъятие из транспорта наносов большого количества аллювиального материала и изменение морфометрических характеристик речного русла дают толчок процессу выравнивания транспортирующей способности потока по длине реки. Результатом является понижение дна и водной поверхности.

Выше участков сосредоточения серий карьеров происходило врезание со скоростью в несколько сантиметров при перемещении вверх по течению на несколько сотен метров в год. Верхняя граница участка карьеров четко выделяется в виде прогиба продольного профиля водной поверхности. Объем поступающего в поток материала сопоставим с размерами современного стока русловых наносов, однако существенно меньше объема изъятия в его среднем многолетнем и экстремальном проявлении. Поэтому даже спустя десятилетия форма продольного профиля сохраняет вогнутые очертания. Закономерное распределение интенсивности деформаций по длине позволяет прогнозировать окончательную дальность развития регрессивной эрозии.

Трансгрессивная эрозия в рассмотренных случаях выражена менее отчетливо, так как совпадает с другими естественными и антропогенными деформациями: механическое изъятие наносов из русла, размыв перемычек между отдельными карьерами участка, оплывание откосов выемок, и только ниже последнего в серии карьера выявляется эрозия. Тем не менее распределение интенсивности понижения водной поверхности и дна от точки наибольшего прогиба водной поверхности вниз по течению имеет признаки трансгрессивной эрозии в виде логарифмической зависимости уменьшения интенсивности деформаций по длине.

БЛАГОДАРНОСТИ

Источник финансирования: исследование выполнено по госзаданию НИ Лаборатории эрозии почв и русловых процессов географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова (проект № 121051200166-А — исходные материалы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вершинин Д.А. (2005). Техногенные воздействия на вертикальные деформации русла и гидравлику потока (на примере р. Томи). Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Томск: ТГУ. 22 с.
- Добыча нерудных строительных материалов в водных объектах. Учет руслового процесса и рекомендации по проектированию и эксплуатации русловых карьеров. (2012). СПб.: Глобус. 140 с.
- Карасев И.Ф. (1975). Русловые процессы при переброске стока. Л.: Гидрометеиздат. 288 с.
- Маккаев Н.И. (1955). Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР. 346 с.
- Наумов Г.Г. (2012). Антропогенные воздействия на русловые процессы на переходах через водотоки. М.: МАДИ. 105 с.
- Савичев О.Г. (2007). Сток влекомых наносов реки Томь (Западная Сибирь). *Известия Томского политехнического университета*. Т. 310. № 3. С. 22–25.
- Bovolin V., Ponce V.M. (2008). Evolution of sand mining pits in alluvial rivers. Final draft 28.08.08. <http://kon.sdsu.edu/~bovolin/borrowpit/evolution.html>
- Dong Chen (2011). Modeling Channel Response to Instream Gravel Mining. In *Sediment Transport — Flow Processes and Morphology*. In: *Tech publ. Rijeka, Croatia*. P. 125–140. <http://dx.doi.org/10.5772/21346>
- Galay V.J. (1983). Causes of River Bed Degradation. *Water resources research*. V. 19. № 5. P. 1057–1090.
- Kondolf G.M. (1994). Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. *Landscape Urban Planning*. V. 28. Iss. 2–3. P. 225–243. [https://doi.org/10.1016/0169-2046\(94\)90010-8](https://doi.org/10.1016/0169-2046(94)90010-8)
- Rinaldi M., Wyżga B., Surian N. (2005). Sediment mining in alluvial channels: physical effects and management perspectives. *River Res. Applic.* V. 21. № 7. P. 805–828. <http://dx.doi.org/10.1002/rra.884>
- Simon A., Rinaldi M. (2006). Disturbance, stream incision, and channel evolution: The roles of excess transport capacity and boundary materials in controlling channel response. *Geomorphology*. № 79. P. 361–383. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.037>

VERTICAL RIVERBED DEFORMATIONS DUE TO IN-STREAM MINING¹

K. M. Berkovich^{a,#}, L. V. Zlotina^{a,##}, and L. A. Turykin^{a,###}

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

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

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

^{###}*E-mail: filigorod@list.ru*

Comparison of the longitudinal profile of a number of lowland rivers in Russia, revealed their deformation due to a half-century of sediment flux and channel morphology adjustment. This problem remains relevant both in theoretical and practical aspects, especially for rivers where long-term mining of sediments from the stream beds extends from kilometers to tens of kilometers. The removal of a large amount of alluvial material from the sediments transport and changes of the riverbed morphometric characteristics triggered the process of leveling the sediment transport capacity along the river by the scour and resulted in a lowering of the bottom and water surface. The intensity of the incision reached 3–8 centimeters, and its progradation along the river 400–700 meters per year. Retrogressive erosion is pronounced, while progressive one is less pronounced, because partially replaced by mechanical removal of alluvial material. Over the past decades the shape of the longitudinal profiles changed from convex or straight to concave with no signs of recovery, despite the mining has been quite moderate for last 30 years or completed on the explored rivers.

Keywords: in-stream alluvium mining, river erosion, river longitudinal profile degradation

ACKNOWLEDGMENTS

The study was fulfilled on the state assignment of the Scientific research Laboratory of Soil Erosion and Channel Processes of the Faculty of Geography of Lomonosov Moscow State University (project № 121051200166-A).

REFERENCES

- Bovolin V., Ponce V.M. (2008). Evolution of sand mining pits in alluvial rivers. Final draft 28.08.08. <http://kon.sdsu.edu/~bovulin/borrowpit/evolution.html>
- Dobycha nerudnykh stroitelnykh materialov v vodnykh ob'ektakh. Uchet ruslovogo protsessy i rekomendatsii po proektirovaniyu i ekspluatatsii ruslovykh kar'erov (Non-metallic building materials mining in water objects. Riverbed process accounting and recommendation on instream mines design and operation). (2012). Sankt Peterburg: Globus (Publ.). 140 p. (in Russ)
- Dong Chen (2011). Modeling Channel Response to Instream Gravel Mining. In *Sediment Transport — Flow Processes and Morphology*. In: *Tech publ. Rijeka, Croatia*. P. 125–140. <http://dx.doi.org/10.5772/21348>
- Galay V.J. (1983). Causes of River Bed Degradation. *Water resources research*. V. 19. № 5. P. 1057–1090.
- Karasev I.F. (1975). Ruslovye protsessy pri perebroske stoka (Riverbed processes by stream flow diversion). Leningrad: Hydrometeo (Publ.). 288 c. (in Russ)
- Kondolf G.M. (1994). Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. *Landscape Urban Planning*. V. 28. Iss. 2–3. P. 225–243. [https://doi.org/10.1016/0169-2046\(94\)90010-8](https://doi.org/10.1016/0169-2046(94)90010-8)
- Makkaveev N.I. (1955). Ruslo reki i erosiya v ee basseine (River channel and erosion within its basin). Moscow: AN SSSR (Publ.). P. 346. (in Russ)
- Naumov G.G. (2012). Antropogennye vozdeistviya na ruslovye protsessy na perekhodakh cherez reki (Human induced impact to riverbed processes on the stream crossings). Moscow: MADI (Publ.). 105 p. (in Russ)
- Rinaldi M., Wyżga B., Surian N. (2005). Sediment mining in alluvial channels: physical effects and management perspectives. *River Res. Applic.* V. 21. № 7. P. 805–828. <http://dx.doi.org/10.1002/rra.884>
- Savichev O.G. (2007). Bed sediment flux of Tom' River (West Siberia). *Tomsk Polytechnics University Bulletin*. V. 310. № 3. P. 22–25. (in Russ.)
- Simon A., Rinaldi M. (2006). Disturbance, stream incision, and channel evolution: The roles of excess transport capacity and boundary materials in controlling channel response. *Geomorphology*. № 79. P. 361–383. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.037>
- Vershinin D.A. (2005). Tekhnogennye vozdeistviya na vertikal'nye deformatsii rusla i gidravliku potoka (na primere r. Tomi) (Technogenic impact on channel vertical deformation and flow hydraulic (case study of Tom River)). PhD thesis. Tomsk: Tomsk State University (Publ.). 22 p.

¹ For citation: Berkovich K.M., Zlotina L.V., Turykin L.A. (2024). Vertical riverbed deformations due to in-stream mining. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 1. P. 5–12. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924010016>; <https://elibrary.ru/ISRLFR>

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ РУСЛА БОЛЬШОЙ РЕКИ ВО ВНУТРИГОРНОЙ КОТЛОВИНЕ (НА ПРИМЕРЕ р. ЯНЫ В ПРЕДЕЛАХ КУЛАРСКОГО ГОРНОГО МАССИВА)[#]

© 2024 г. Д. И. Школьный^{1, *}, Р. С. Чалов^{1, **}

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

*E-mail: danila.hydro@yandex.ru

**E-mail: rschalov@mail.ru

Поступила в редакцию 01.05.2023 г.

После доработки 07.08.2023 г.

Принята к публикации 13.10.2023 г.

Врезанные галечно-валунные русла крупных рек в горах (в том числе — Яны на ее горном участке) достаточно хорошо изучены с точки зрения морфологии и истории формирования. Однако местные условия, возникающие в расширениях долины в пределах внутригорных котловин, приводят к проявлению специфических особенностей развития русла и его морфологии — в данном случае, формированию пальцеобразной излучины. В статье дан анализ истории развития и многолетних (за время формирования поймы) деформаций русла р. Яны на участке “Пороги”, расположенном во внутригорной котловине Куларского хребта, а также описано негативное их влияние на состояние водного пути. На примере этого участка рассмотрены закономерности развития русла крупной реки в условиях действия комплекса факторов — геологического строения котловины (обусловившего активное врезание русла), стока воды и состава русловых наносов. Приведены характеристики смещения и искривления излучины в условиях выхода в русло скальных пород, вскрывающихся в процессе горизонтальных переформирований, и подпора потока от нижерасположенного сужения долины. Рассчитаны интервалы расходов воды, при которых возможно смещение перекатов, и их продолжительность. Дан прогноз дальнейшего развития русла и обоснованы рекомендации по его регулированию в целях обеспечения устойчивого судоходства.

Ключевые слова: русловые процессы, врезанное русло, внутригорная котловина, излучина, порог, шивера, перекаты

DOI: 10.31857/S2949178924010025, EDN: IRXBSM

ВВЕДЕНИЕ

Большие реки, протекающие в горных областях или пересекающие горные массивы, характеризуются относительно небольшими продольными уклонами (до 0.2–0.5 ‰), галечно-валунным составом руслообразующих наносов и преимущественно врезанным руслом (беспойменным или имеющим очень узкую, меньшую чем ширина самого русла пойму). В отношении русловых процессов эти реки относятся к наименее изученным, поскольку переформирования их русел и движение наносов очень замедлены, и до второй половины XX в. их

можно было не учитывать при решении практических задач из-за слабой освоенности долин рек в горных странах. Поэтому они включены лишь в некоторые классификации (Чалов, 1979, 2008; Ржаницын, 1985; Rosgen, 1994), или упоминаются в общем виде как “врезанные излучины горных рек”, “скальные острова” и “многоорукавные на горных реках” в работах китайских ученых (Чалов и др., 2000). При этом, как это часто бывает, к горным относятся, в том числе, большие реки, протекающие по горным территориям, но имеющие спокойное течение, т.е. являющиеся по типу русловых процессов равнинными (Чалов, 2002). Главное внимание в работах, посвященных рекам с врезанным руслом в горах, уделяется врезанным излучинам и макроизлучинам, отражающим по своим размерам более многоводные геологические эпохи, вследствие чего их параметры используют

[#] Ссылка для цитирования: Школьный Д.И., Чалов Р.С. (2024). Особенности формирования и деформации русла большой реки во внутригорной котловине (на примере р. Яны в пределах Куларского горного массива). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 1. С. 13–25. <https://doi.org/10.31857/10.31857/S2949178924010025>; <https://elibrary.ru/IRXBSM>

ся для палеогидрологических построений (Dury, 1965; Матвеев, Панин, 1988; Матвеев и др., 1992).

В 70–90-е годы XX в. произошел своеобразный пик в исследованиях врезанных русел ряда протекающих в горах больших рек Восточной Сибири и Дальнего Востока — верхней и средней Лены, Витима, Алдана, Яны, верхнего Амура (Борсук, Чалов, 1973; Матвеев, Панин, 1982; Панин, 1990, 1991; Гурин, Лодина, 1994; Борсук и др., 1995; Долженко и др., 1995; Зайцев и др., 1998; Нижняя Яна..., 1998; Борсук и др., 2001; Гусев, 2002), позволивший дать разностороннюю характеристику условий формирования, морфологии и деформации галечно-валунных русел рек этих регионов на разных уровнях их проявления (от макроформ самого русла — макроизлучин и протяженных прямолинейных участков до перекатов как грядовых галечно-валунных форм руслового рельефа и движения отдельных крупных частиц аллювия), сделать обобщения (Беркович и др., 1985; Зайцев, 1989; Зайцев, Савцова, 1994) и выявить некоторые общие закономерности морфодинамики и гидроморфологии врезанных русел (Чалов, 2008, 2011). Среди таких рек, на которых зачастую впервые проводились исследования русловых процессов, — р. Яна на участке пересечения ею Куларского хребта. На примере ее врезанного русла были установлены наиболее существенные особенности формирования макроизлучин в горных условиях (Матвеев, Панин, 1988; Коротаев и др., 1990; Матвеев и др., 1992). Однако наряду с собственно врезанным руслом на р. Яне в пределах Куларского хребта встречаются сравнительно короткие (20–25 км) местные расширения днища долины, в которых формируется переходный тип русла от врезанного к широкопойменному — адаптированное, по морфодинамической классификации МГУ (Чалов, 2008), или широкопойменное, характеризующееся наличием неширокой поймы, в основном высокой и на значительной части — редко затопливаемой. Русло здесь формирует разветвления и излучины, может быть прямолинейным неразветвленным, проходящим вдоль коренного берега при односторонней пойме. Борта современного днища долины (пойма, русло) представлены разновысотными террасами с цоколем, сложенным коренными породами. На смежных участках врезанного русла коренные берега реки размываются (отступают) со скоростью 0.2 м/год (Матвеев и др., 1992). В пределах котловины, где поток воздействует на уступы террас, скорость

отступления возрастает на порядок, составляя от 1–1.5 до 2.5–3 м/год, а иногда и больше.

Подобные участки есть и на других больших реках, протекающих в горах и имеющих врезанные русла, но ни одна из приведенных публикаций не содержит характеристики русел при пересечении реками внутригорных котловин (впадин), хотя именно на таких коротких участках формирование русла отличается специфическими особенностями, а сами русла оказываются наиболее сложными, в первую очередь, для транспортного использования рек, а иногда и для других видов их хозяйственного освоения. Отсюда задача настоящей статьи: на основе выполненных натурных исследований участка р. Яны “Пороги”, анализа имеющихся картографических материалов и космических снимков, а также результатов гидродинамического моделирования рассмотреть специфические особенности формирования русла большой реки в пределах внутригорной впадины и обосновать рекомендации для улучшения судоходных условий.

ОБЪЕКТ, МЕТОДИКА И ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Река Яна, одна из больших рек Северо-Востока России, пересекает в antecedentной долине Куларский хребет, расположенный в области активных тектонических структур Верхоянской горной области (Русанов, Бороденкова и др., 1967; Баранова, Бискэ и др., 1968). При пересечении хребта русло реки врезанное, образует 11 макроизлучин (Матвеев и др., 1992), пойма отсутствует или представлена узкими фрагментами (ширина поймы $B_p \ll$ ширины русла b_p) возле выпуклых берегов. На участке “Пороги” в осевой зоне хребта река протекает через Черчинско-Босхонгскую впадину (Отчет..., 1985). Долина здесь расширяется почти в 2 раза, имеется пойма (шириной до 3–4 ширины русла), русло сформировало крупную смещающуюся излучину, а сам участок представляет собой нижнее крыло макроизлучины (рис. 1).

Яна относится к рекам с восточносибирским типом гидрологического режима, характеризующегося весенним половодьем и мощными летними паводками, которые начинаются на спаде половодья, вследствие чего летняя межень практически отсутствует. Максимальный наблюдаемый расход воды в низовьях реки составил 19400 м³/с, расходы воды во время паводков превышают расходы половодья в 15% случаев на гидропосту (г/п)

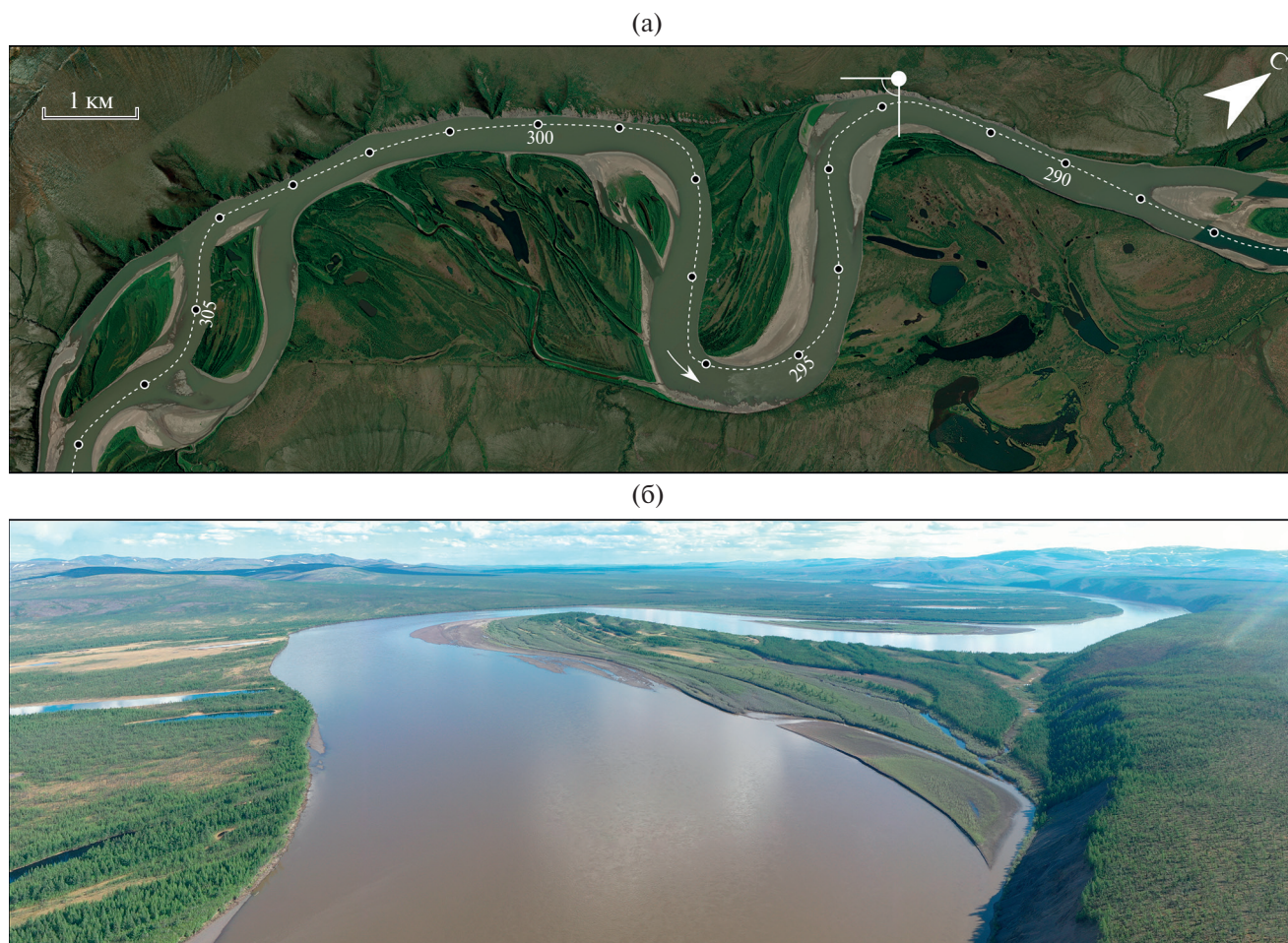


Рис. 1. Река Яна во внутригорной впадине (Черчинско-Босхонгской депрессии) — участок “Пороги”: (а) — космический снимок Sentinel 18.06.2022 с указанием положения судового хода и километров по нему и точки съемки с БПЛА; (б) — вид на участок с БПЛА (высота съемки — 200 м над уровнем воды).

Fig. 1. The Yana River in the intermountain basin (Chercha-Boskhong depression) — the “Porogi” site: (a) — Sentinel image, June 18, 2022, with fairway and kilometres along it and UAV camera location; (b) — UAV view of the site from 200 meters above the water.

Юбилейная (ниже выхода реки из гор) и в 40% — на г/п Джангкы (выше Куларского участка). Специфической особенностью гидрологического режима Яны является ее перемерзание в зимнее время на период до 134 дней.

Какие-либо сведения о нижнем течении Яны практически отсутствовали до конца XIX в., когда были осуществлены первые экспедиции (А.А. Бунге и Э.В. Толля в 1895 г., К.А. Воллосовича в 1909 г.), давшие представления о географических и гидрологических особенностях реки. В советское время бассейн Яны был отнесен к регионам перспективного освоения, а сама река как важная транспортная артерия приобрела большое значение. Первое детальное описание и лоция нижнего течения реки, в том числе участка “Янских порогов”, были составлены Якутской экспедици-

ей АН СССР 1927–1929 гг. (Хмызников, 1934). Результаты этих работ позволили осуществить первые проводки судов по реке, и с 1939 г. было открыто регулярное судоходство до г. Верхоянска. В последующий период составлялись и издавались лоцманские карты (1945, 1966, 1978, 1994 гг.), проводились съемки отдельных порогов. Первое же научное исследование морфологии и динамики русла нижней Яны, в том числе на Куларском участке, было выполнено лишь в 1985–1987 гг. (Нижняя Яна..., 1998), когда была осуществлена съемка глубин и распределения руслообразующих наносов, произведена оценка переформирования русла на основе анализа лоцманских карт, и на основе полученных данных были проведены расчеты русловых деформаций. Однако в результатах этих исследований участок “Пороги” лишь кратко

упоминается; особенности же русла во внутригорной котловине не получили должного освещения и в других публикациях по итогам этих исследований (Матвеев, Панин, 1988; Панин, 1990; Матвеев и др., 1992).

Свое название участок получил по наличию выходов скал в русле, создающих перегиб продольного профиля реки (уклоны здесь увеличиваются до 0.8‰ против 0.1–0.2‰ выше и ниже по течению) и перегораживающих русло почти на 2/3 его ширины, образуя со стороны вогнутого берега крутой излучины шиверу, занимающую часть поперечника русла и на всех картах называемую порогом. Скальные выходы приурочены к пересечению ослабленных зон разломов (Русанов и др., 1967; Отчет, 1985).

Шивера расположена в вершине крутой излучины, подходящей к правому борту днища долины (рис. 1). Параметры излучины составляют: радиус кривизны в привершинной части $r=800$ м, шаг $L=2$ км, степень развитости $l/L=3.4$ (здесь l — длина русла по излучине). Вследствие наличия шиверы в нарушение нормального для меандрирующего русла руслового рельефа линия наибольших глубин и динамическая ось потока прижаты к левому берегу, а к вогнутости правого берега приурочены выходы скал, грядообразная поверхность которых постепенно повышается к берегу, и у подножья террасы ее высота достигает 1.5 м над урезом (в низкую межень). Под левым выпуклым берегом глубина русла — до 3 м, из-за стеснения скалами его ширина в межень уменьшается до 70 м. Скорости потока по длине порожистого участка — не менее 2.2 м/с, максимальные наблюдаются на спаде половодья (паводков) — до 3.2 м/с в среднем по сечению и 4 м/с — на стрежне.

Шивера представляет собой разборную скалу в виде крупных плит, в ее рельефе читаются отдельные выступающие блоки с узкими ложбинами между ними. Стоячие волны над блоками и водоскаты над ложбинами между скалами создают заметные глазу перепады высот водной поверхности — этим обуславливается визуально пугающий облик и устойчивое название участка (“Янские пороги”). Значительная кривизна русла на подходе к шивере в сочетании с высокими скоростями потока приводит к затруднениям для судоходства.

Порожистые участки, сформированные скальными выходами, нередко встречаются на крупных реках Сибири с врезанными руслами (Казачинский и Осинковский пороги на Енисее,

Стрелковский порог и шиверы в нижнем течении Ангары, пороги на Нижней и Подкаменной Тунгусках, некоторые участки на средней Лене, Алдане, Витиме). Однако Янские пороги не имеют прямых аналогов, выделяясь расположением скал в вершине крутой излучины в пределах внутригорной впадины с широкопойменным руслом. В отличие от порожистых участков на других реках, высокие темпы деформаций русла на Яне выражаются в постоянном изменении радиусов кривизны русла в вершине излучины и увеличению ширины шиверы, отклоняющей стрежень потока в зону аккумуляции наносов у выпуклого берега. Формирование и устойчивое существование сравнительно глубокой ложбины (3 м) между левым берегом и шиверой возможно только из-за очень высоких скоростей потока.

Русло Яны в целом на участке широкопойменное (рис. 1). На входе во внутригорную впадину оно образует одиночное трехрукавное разветвление, затем располагается вдоль уступов высокой левобережной террасы (высота бровки над меженным уровнем 35–40 м) с коренным скальным цоколем, представленным триасовыми песчаниками и сланцами. Отходя от него, река образует крутую пальцеобразную излучину, вершина которой подходит к правому берегу — к уступам надпойменных террас также с коренным скальным цоколем, который, выступая в русло, формирует шиверу. Возвращаясь к левому борту долины, русло вновь становится относительно прямолинейным, оставляя по правому берегу низкую раннеголоценовую надпойменную террасу, лишь немного превышающую пойму (ее высота над меженным уровнем в нижнем крыле излучины — не более 4.5 м). Пойма здесь практически отсутствует, и, хотя далее река еще протекает в пределах впадины, русло становится уже врезанным, носит плёсовый характер. Таким образом, область активных переформирований русла Яны в пределах впадины ограничивается ее верхней частью, где оно является широкопойменным.

Стоит отметить, что поверхности пойменно-террасового комплекса одного морфологического возраста в условиях направленного врезания реки и значительного изменения ее продольных уклонов за счет обнажения шиверы могут находиться на разной высоте относительно русла. В результате этого, отдельные участки террас — такие, как вышеупомянутый участок на правом берегу ниже шиверы — по-видимому, подтапливаются во время самых высоких (экстремальных) половодий

или паводков или подтапливались в прошедшее столетие. Во избежание терминологической путаницы в дальнейшем по тексту такие участки будут называться “поймой–террасой”.

Руслообразующими наносами, слагающими формы руслового рельефа и образующими аллювиальную отмостку на спаде половодья (паводков) и в межень, являются галечники, слагающие более 80% площади русла с абсолютным преобладанием (77%) по крупности средних и крупных фракций. Они слабо окатаны и имеют местное происхождение, поступая в реку в пределах врезанного русла и при воздействии потока на левобережную террасу на участке. Песчаные наносы различной крупности слагают лишь тыловые части обсыхающих в межень побочней. Аллювиальные отложения террас и поймы и песчаные тыловые части прирусловых отмелей на рассматриваемом участке сцементированы мерзлотой; под большей частью русла мерзлоты нет из-за формирования сквозного талика благодаря фильтрационной способности галечников (Михайлов, 2018). Поверхность террас сильно видоизменена полигонально-трещиноватым рельефом и термокарстовыми озерами вплоть до полного исчезновения первичных аллювиальных форм. Мерзлотные формы рельефа также характерны для высокой поймы, имеющей средне- и позднеголоценовый возраст (Соловьев и др., 2003).

При проведении руслового анализа были использованы все доступные картографические материалы (с 1934 г.) и космические снимки (с 1969 г.), зафиксировавшие состояние русла и дна долины на различные временные срезы, а также материалы полевых исследований участка в 1985–1987 гг., в том числе выполненные тогда расчеты сдвига и транспорта галечных наносов и условий разрушения отмостки. Значительная часть использованных результатов получена в ходе проведенных летом 2022 г. специальных исследований участка “Пороги” для обоснования рекомендаций по оптимизации водного пути в связи с планами экономического развития региона. Эти исследования (Школьный и др., 2023) включали в себя полную съемку и промеры русла, измерения расходов воды и скоростных полей, определение состава руслообразующих наносов и их распределения по руслу, скорости размыва берегов, а также гидродинамическое моделирование в программном комплексе Stream 2D, позволившее получить параметры потока на участке в различных гидрологических условиях и

выполнить прогноз деформаций при реализации различных сценариев.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На участке “Пороги”, где р. Яна входит в пределы внутригорной впадины, долина реки расширяется, в том числе до 3 км на уровне дна долины (русло, пойма и пойма-терраса), ограниченного уступами высоких террас с коренным скальным цоколем (рис. 2, (а)). В строении поймы и поймы-террасы отчетливо прослеживаются вытянутые вдоль долины бывшие острова, понижения между которыми представляют собой широкие ложбины, по которым в многоводные фазы режима поступает вода из русла. Рельеф поймы реки отражает развитие русла Яны, представляя собой четыре уровня, в каждом из которых дешифрируются остров и примыкающие к нему пойменные гривы, образовавшиеся благодаря причленению побочней. Ориентировка бывших островов и пойменных грив, в свою очередь, свидетельствует о развитии излучин русла. Использование гривистого рельефа поймы по его отображению на аэро- и космических снимках для восстановления положений русла основано еще И.В. Поповым (1955). Применение этого подхода позволило проследить смещение и изменение формы излучины за время формирования поймы и перемещение ее вершины к правому борту дна долины.

Смещение и последовательное искривление излучины происходило благодаря формированию (и росту за счет причленения побочней) островов в ее верхнем крыле, причем их размеры (длина, ширина) уменьшались с развитием кривизны русла, а ориентировка островов (их продольной оси) становилась направленной под все большим углом к оси дна долины. Отмирание рукавов между островами и правобережной поймой приводило к причленению островов к пойме и увеличению размеров всего пойменного массива. Конфигурация гривисто-островного рельефа поймы свидетельствует о преобладавшем продольном смещении излучины вниз по долине со значительным превышением скорости смещения верхнего крыла над нижним, в результате чего произошло ее сжатие, и к настоящему времени излучина из пологой сегментной приняла крутую пальцеобразную форму с малыми радиусами кривизны (рис. 2, (б)). Осредненная за период с 1969 г. площадь размыва левого берега на верхнем крыле излучины превышает аналогичную площадь размыва правого бере-

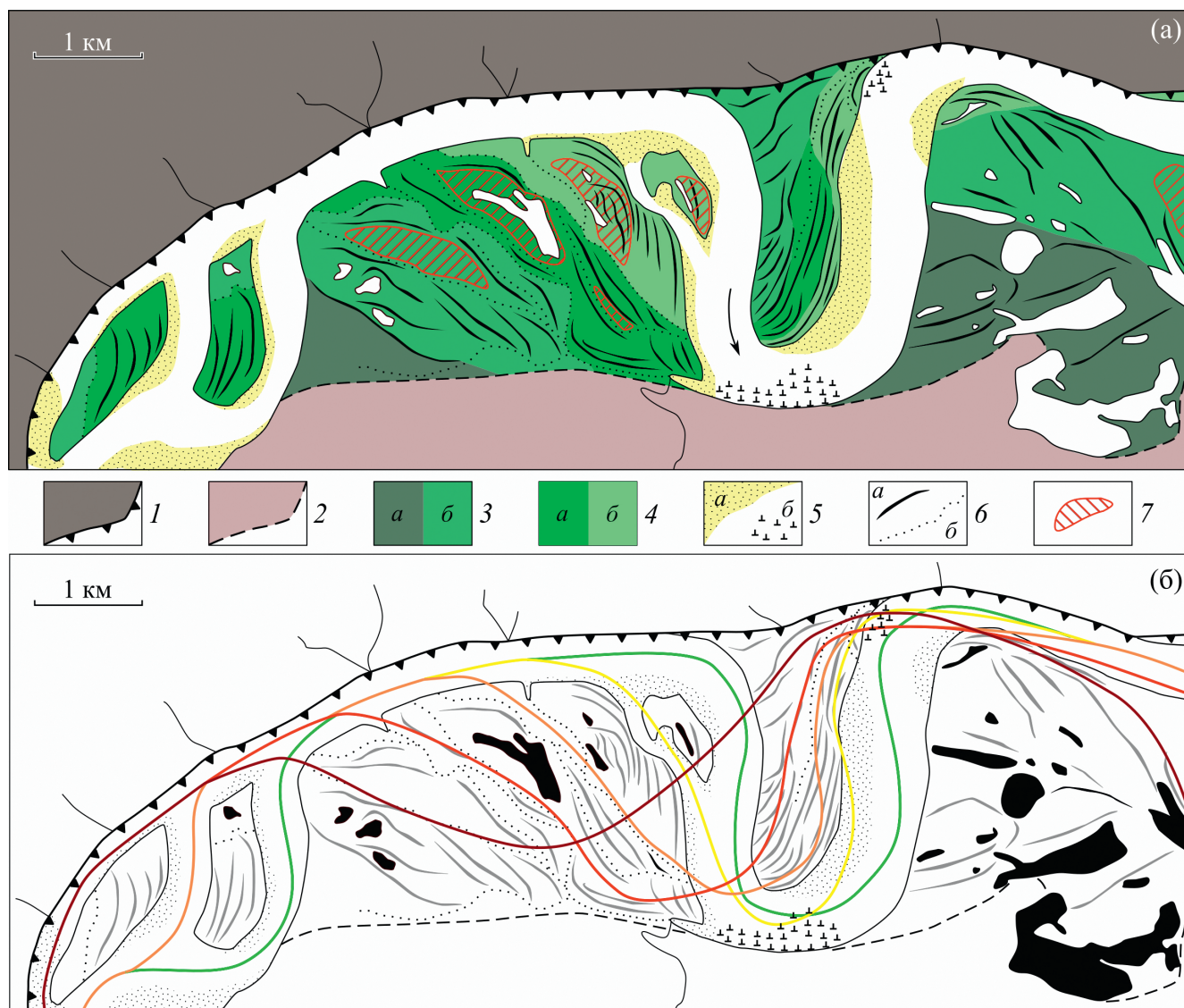


Рис. 2. (а) — Геоморфологическая схема участка «Пороги» в пределах внутригорной впадины. 1 — 4-я среднеплейстоценовая цокольная терраса и ее бровка; 2 — 3-я и 2-я позднплейстоценовые цокольные террасы; 3а — 1-я терраса (пойма-терраса), 3б — высокая пойма; 4 — регулярно затапливаемая молодая пойма (а — средняя, б — низкая); 5а — прирусловые отмели, 5б — скальные выходы в русле; 6а — пойменные гряды, 6б — пойменные ложбины; 7 — контуры бывших островов в рельефе поймы. (б) — Реконструкция последовательных положений русла (по оси потока) за время формирования поймы на участке «Пороги» (цвет изменяется от бордового к зеленому с уменьшением возраста).

Fig. 2. (a) — Geomorphological scheme of the «Porogi» site within the intermountain basin. 1 — 4th Middle Pleistocene high-basement terrace and its ledge to the river; 2 — 3rd and 2nd Late Pleistocene basement terraces; 3a — 1st terrace («floodplain-terrace»), 3b — high floodplain; 4 — regularly flooded young floodplain (a — medium, b — low); 5a — near-channel shoals, 5b — rock outcrops in the channel; 6a — meander scars, 6b — floodplain gullies; 7 — contours of former islands in the floodplain relief. (b) — Reconstruction of the sequential channel positions (along the flow axis) during the floodplain formation on the «Porogi» site (the color changes from burgundy to green with floodplain age decreasing).

га на нижнем крыле на четверть (табл. 1). Причем, если в верхнем крыле берег размывается по всей его длине, то в нижнем размыв охватывает только его часть, формируя в нем вогнутость, нижний участок которой способствует отклонению стрежня потока к середине русла. Различие в скоростях размыва берегов указывает на продолжающееся

сжатие излучины и связано с разной структурой размываемых берегов: если в верхнем крыле излучины это мерзлые гравелистые пески (отложения самого древнего на участке массива поймы), то в нижнем ее крыле правый размываемый берег является поймой-террасой, сложенной почвенно-мерзлотными отдельностями.

Таблица 1. Характеристика размываемых берегов в пределах пальцеобразной излуины**Table 1.** Characteristics of eroded banks of the finger-shaped bend

Годы	Левый берег в верхнем крыле			Правый берег в нижнем крыле		
	Площадь размыва, тыс. м ²	Средняя скорость, м/год	Макс. скорость, м/год	Площадь размыва, тыс. м ²	Средняя скорость, м/год	Макс. скорость, м/год
1969–1980	74.6	2.5	4.6	66.5	2.8	5.1
1980–2001	72.9	1.6	2.9	75.2	1.5	3.6
2001–2007	41.3	3.6	9.7	16.2	2.0	3.8
2007–2022	64.7	1.6	2.4	49.6	1.4	2.3

Такое сжатие излуины приводит к нарушению условия безотрывного обтекания берегов на излуине (правило Миловича — $r < 2.5b_p$), причем радиус кривизны r лишь немного превышает ширину самого русла, вследствие чего динамическая ось потока в привершинной части излуины смещается к выпуклому берегу. В данном случае этому способствует медленный размыв правого вогнутого берега излуины, представленного уступом высокой цокольной террасы, сопровождающийся расширением скального выступа (сужающего стрежневую зону русла) и ростом стрелы прогиба.

Разновысотность уровней поймы (начиная с поймы-террасы и далее понижающейся от самой древней к молодой, современной) в пределах 1–1.5 м между каждым из уровней является следствием направленного врезания реки, характерного для всего куларского участка. По расчетам Б.В. Матвеева и др. (1992), компенсирующая тектоническое поднятие Куларского хребта скорость врезания равна 0.7 мм/год. Эта величина представляется сильно заниженной, поскольку характерна для рек равнинно-платформенных территорий. Для горных стран она существенно выше и по другим расчетам для Яны на куларском участке составляет 5–10 мм/год (Чалов и др., 2020). По другим данным, скорости врезания рек в горах достигают 7 см/год (Чалов, 2008). Врезание реки обуславливает рост высоты поймы и редкую затопляемость значительной ее части.

Повышение отметок поверхности прирусловой части правобережной поймы в шпоре излуины вдоль ее верхнего крыла происходит также благодаря наложенным прирусловым валам, формирующимся при переливе воды из русла в пойму в многоводные годы. В результате разливы реки охватывают регулярно только молодую низкую пойму; остальные массивы поймы затопляются с низовой стороны, или (в случае правобережной поймы) вода из русла поступает на них через ложбины — бывшие протоки. Шпора пальцеобразной

излуины со стороны верхнего крыла возвышается над меженным уровнем почти на 5 м (как и прирусловая часть правобережной поймы выше по течению), и транзитное пойменное течение через нее не возникает. В этих условиях естественное спрямление излуины путем образования прорана между крыльями, несмотря на достижение критических значений кривизны, не происходит, и при сохранении современных темпов размыва его можно ожидать не ранее чем через 50 лет, когда будет полностью размыта наиболее древняя и высокая пойма в тыловой части шпоры.

Таким образом, развитие излуины, достижение ею очень крутой формы и слабая затопляемость большей части поймы является следствием интенсивного направленного врезания реки, отсутствия пересекающего шпору излуины транзитного течения и наличия прируслового вала вдоль бровки поймы в верхнем крыле излуины (из-за чего ее затопление происходит с низовой части шпоры). В свою очередь, в половодье (паводки) поток сосредотачивается в русле, способствуя усилению врезания реки.

Наличие описанных выше специфических факторов: 1) регулярного затопления правобережной поймы с нижней по течению стороны, 2) крутой излуины русла, шпора которой со стороны верхнего крыла затопляется очень редко, 3) шиверы у правого вогнутого берега в ее вершине, 4) подхода реки под прямым углом обратно к левому коренному берегу и 5) смены широкопойменного русла врезанным привели к формированию на излуине сложной системы перекатов и значительному изменению профиля водной поверхности при смене фаз водного режима (рис. 3). Шивера и окружающие ее перекааты с точки зрения воздействия на гидравлические условия течения выступают как широкий и протяженный подтопленный водослив (Зайцев, 1999), регулируя за счет изменения подпора русловой режим всего рассматриваемого участка. В межень в подпоре оказывает-

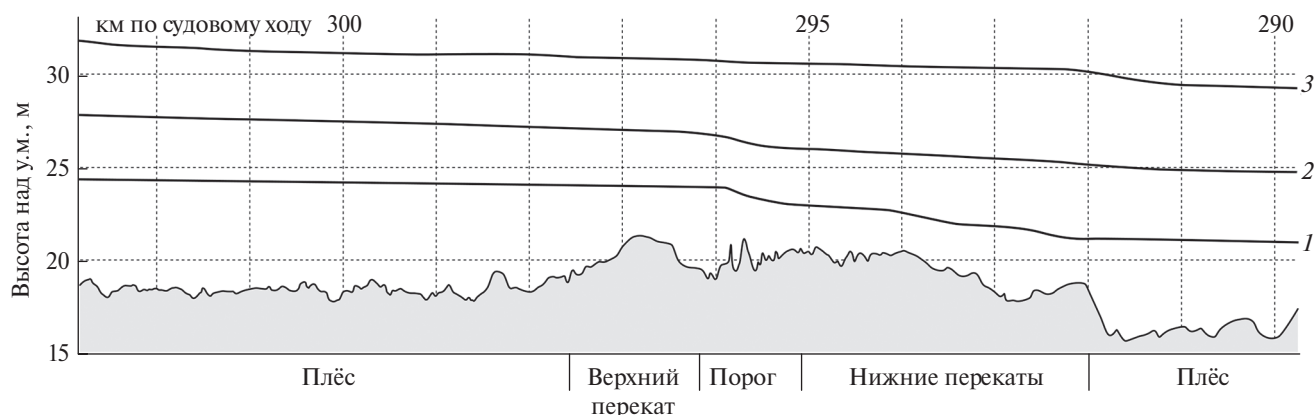


Рис. 3. Рельеф дна русла р. Яны в пределах внутригорной впадины, его макроформы и продольные профили водной поверхности при различных расходах воды: 1 — при проектном уровне (920 м³/с), 2 — во время полевых исследований (4340 м³/с), 3 — при руслонаполняющем (12000 м³/с).

Fig. 3. The shape of the Yana River bottom within the intermountain basin, its macroforms and longitudinal profiles of the water surface at different water discharges: 1 — at lowest navigable water level (920 m³/s), 2 — during field study (4340 m³/s), 3 — bankfull ($Q=12000$ m³/s).

ся участок выше шиверы, ниже нее формируется кривая спада уровней вплоть до нижнего изгиба реки возле левого коренного берега. В многоводные фазы при росте расходов подпор от шиверы при ее затоплении сменяется подпором от левого коренного берега у нижнего изгиба, уклон по всей длине участка выравнивается до 0.13‰. Русло здесь сужается более, чем в 2 раза, а на крыльях излучины выше и ниже шиверы в зоне подпора формируются пороги; вдоль левого берега выше излучины и до разветвления русло имеет плёсовый характер. Влияние подпора на русловой режим участка подчеркивается наличием выше зоны выклинивания подпора одиночного трехрукавного разветвления на выходе Яны во внутригорную котловину, рукава и острова в котором не развиваются по аналогии с нижележащим пойменно-русловым комплексом.

Условия подпора в многоводную фазу режима обуславливают формирование аккумулятивных форм руслового рельефа — порогов: верхнего — выше шиверы в верхнем крыле излучины, среднего — непосредственно ниже шиверы и нижнего — перед изгибом русла у левого коренного берега (рис. 3). Верхний порог формируется в зоне подпора потока от шиверы как следствие аккумуляции более мелкого материала в верхнем крыле излучины. Ниже шиверы резко возрастает ширина русла в бровках поймы из-за размыва правого берега, к которому, минуя вершину излучины, направляется поток. Это благоприятствует формированию здесь побочня у левого выпуклого берега и местного расширения русла, в котором возникает и разви-

вается средний порог за счет аккумуляции наносов, поступающих с верхнего крыла излучины и проходящих через шиверу транзитом.

Руслообразующие наносы здесь — галечно-гравийные с примесью валунов. Их крупность в отстойке на участке такова, что размывающие скорости очень редко превосходят максимальные скорости потока. В связи с этим сплошного движения донных наносов не происходит, и на первый план выходят импульсные смещения, вызванные пульсациями скоростей потока (Беркович и др., 1985). По расчетам, выполненным на основании грунтовой съемки в 1985 г. (Нижняя Яна..., 1998), для начала движения наносов придонные скорости на пороговом участке ниже скал должны превышать 1.75 м/с, что происходит, согласно результатам гидродинамического моделирования, в интервале расходов 3500–5600 м³/с. В маловодные годы продолжительность периода стояния уровней, соответствующих этим расходам, не превышает 5–8 дней. В многоводные годы с учетом высоких летних паводков период движения наносов увеличивается до 15–20 дней. Межгодовая изменчивость водности приводит к блужданию корыта порога, изменению положения и протяженности его гребня. Также на его состояние влияет зимнее перемерзание реки, во время которого лед на порогах ложится на дно, перекрывая все русло, что весной при резком подъеме воды и подвижке льда приводит к экзарации дна.

Ниже этого порога русло подходит к левому коренному берегу под прямым углом, образуя вынужденную излучину в условиях подпора, уси-

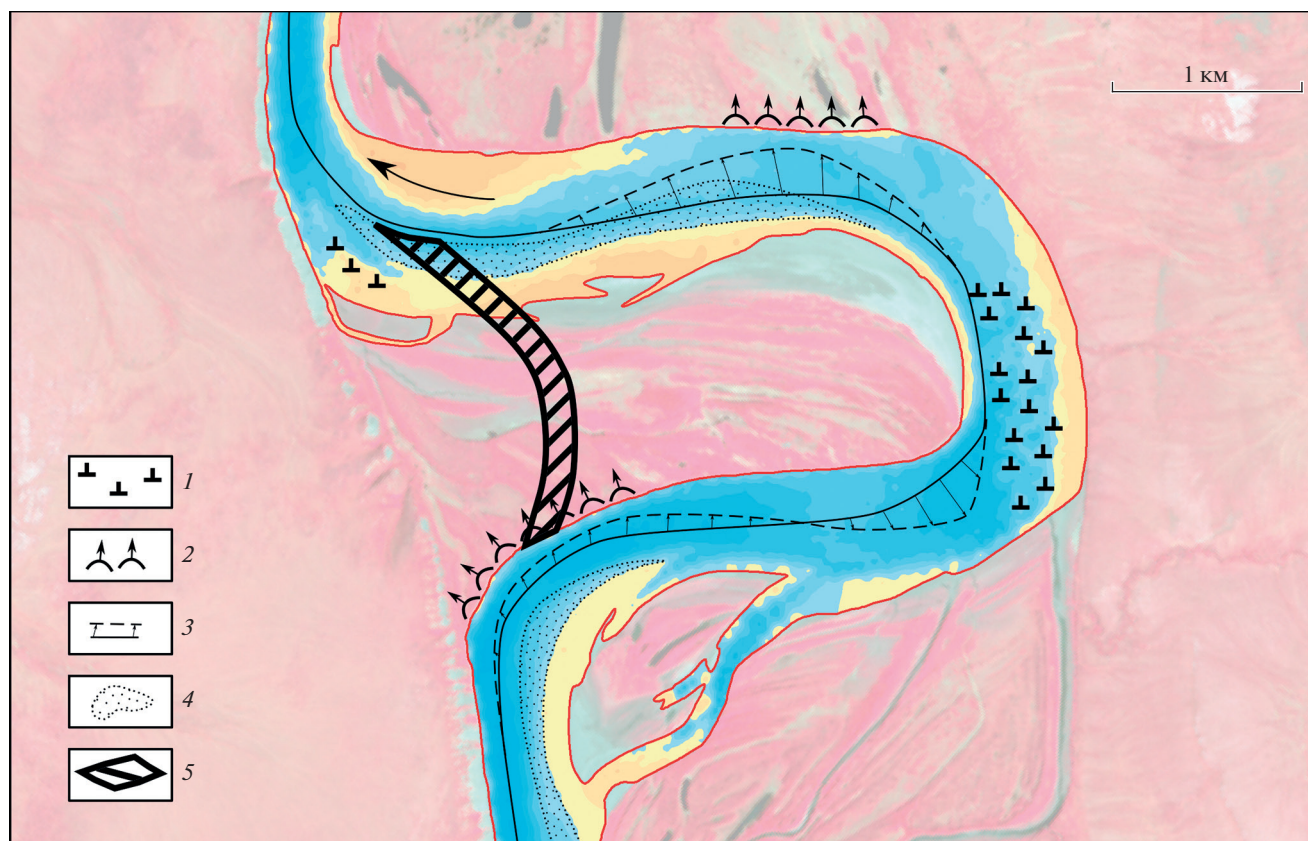


Рис. 4. Прогнозная оценка переформирований русла: 1 — скальные выходы в потоке; 2 — развитие вогнутости размываемого берега, оказывающее направляющее воздействие на поток; 3 — изменение положения динамической оси потока; 4 — зоны аккумуляции наносов; 5 — гидравлически оптимальное положение оси потока при спрямлении излучины и рекомендуемая прорезь-канал через шпору излучины.

Fig. 4. Prediction of channel deformations: 1 — rock outcrops in the stream; 2 — development of the concavity of the eroded bank, which has a guiding effect on the flow; 3 — change in the position of the flow dynamic axis; 4 — sediment accumulation zones; 5 — hydraulically optimal position of the flow axis (straightening the bend) and the recommended channel through the bend spur.

ливающегося из-за сужения русла и дна долины ниже по течению. В вершине этого поворота в левобережной части русла имеется небольшой (по сравнению с шиверой) выход скальных пород, отжимающий стрежень потока к правому выпуклому берегу. Такая конфигурация русла приводит к нехарактерному для вершин излучин развитию побочней возле обоих берегов и кос в их ухвостьях, формирующих нижний перекат. При прорывах кос, происходящих в многоводные фазы водного режима, поток разделяется на две ветви. Из-за уменьшения расхода воды под правым берегом начинается активный рост правобережной побочней, к которому причленяется осередок, образовавшийся при отторжении левобережной косы. Эти переформирования приводят к обмелению нижнего переката, усилению подпора и аккумуляции на участке выше переката до шиверы.

На основе ретроспективного руслового анализа и данных исследований в половодье 2022 г. был разработан прогноз дальнейших естественных переформирований русла (рис. 4). Современные тенденции указывают на то, что излучина на участке “Пороги” будет продолжать развиваться за счет размыва берегов на крыльях, постепенно принимая все более заваленную форму. Несмотря на постепенное сужение шейки излучины, ее естественное резкое спрямление маловероятно из-за малых глубин и короткого периода затопления поймы на излучине, а также мерзлых грунтов поймы. Развитие излучины при этом будет сопровождаться искривлением оси потока в верхнем крыле излучины, дальнейшим усилением аккумуляции наносов, обмелением верхнего переката выше шиверы и направлению все большего расхода воды и стрежня потока к вогнутому правому берегу излучины, оставляя в скоростной

тени относительно глубокую ложбину между шпорой излучины и скалами.

Ниже шиверы уже сейчас наблюдается свальное течение под правый берег, которое будет усиливаться, активизируя его размыв и развитие выбоины в его очертаниях. При сохранении этой тенденции будет расти левобережный побочень у выпуклого левого берега в нижнем крыле излучины (ниже ее вершины). Это, в свою очередь, приведет к искривлению фарватера между перекатами в нижнем крыле и их обмелению. Скальный выступ у левого коренного берега при этом также превратится в шиверу. Таким образом, прогнозируемые переформирования излучины русла и перекатов на участке “Пороги” в перспективе приведут к существенному ухудшению условий судоходства.

Приведенные прогнозные оценки были подтверждены результатами гидродинамического моделирования деформаций русла (Школьный и др., 2023) и позволили обосновать рекомендации по выправлению русла для ускорения естественных тенденций его развития путем спрямления пальцеобразной излучины, параметры которой намного превысили критические, но естественное спрямление не происходит из-за большой высоты поймы, слабой ее затопляемости и отсутствия течений через шпору, способных произвести ее размыв. Результаты сценарного моделирования показали, что создание прорези-канала через шпору излучины стабилизирует русло, обеспечив формирование единого глубоководного плёсового участка реки в пределах внутригорной впадины. Равномерное распределение расходов между каналом и еще сохраняющимся старым руслом снизит скорости размыва берегов, уменьшит количество наносов, поступающих в русло, снизит затопляемость левобережной поймы и, в конечном счете, приведет к общей стабилизации русла. Со временем расходы воды будут перераспределяться в пользу спрямляющего канала, старое русло начнет заполняться наносами и мелеть, превращаясь в староречье или залив. В свою очередь, увеличение водности нового русла и обмеление старого будут способствовать активизации врезания русла из-за спрямления излучины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, впервые для большой реки (на примере р. Яны), протекающей по горной территории и имеющей врезанное русло, рассмотрено

формирование русла в относительно небольшой внутригорной впадине на фоне общего достаточно интенсивного врезания реки. Несмотря на то, что русло во впадине широкопойменное, большая часть поймы затопляется крайне редко, на небольшую глубину и без образования на ней транзитного течения. Русло образует излучину, которая по мере смещения трансформировалась из сегментной в пальцеобразную. Привершинная часть излучины достигает борта днища долины, представленного террасой, цоколь которой при размыве аллювиальной толщи образовал шиверу — скальный порог, перегораживающий русло более, чем на половину его ширины.

В условиях подпора, который возникает как из-за нижерасположенного сужения днища долины, так и из-за наличия шиверы и крутого изгиба русла на излучине с образованием свальных течений на ее крыльях, формируются перекиды, сложенные галечником, имеющим местное происхождение (продукты размыва берегов). Изменение формы излучины связано с неодинаковыми скоростями размыва берегов на ее крыльях: верхнее крыло смещается вдвое интенсивнее нижнего, что связано как с подпором, так и с различиями в строении берегов и с мерзлотной их переработкой. Спрямление излучины, несмотря на ее избыточную крутизну, естественным путем не происходит из-за условий затопления пойменной шпору, при котором не возникает течение через нее, способное произвести размыв.

На основе ретроспективного анализа и математического моделирования разработана прогнозная оценка переформирования русла и обоснованы рекомендации по выправлению русла для улучшения условий судоходства, заключающиеся в разработке спрямляющего канала через основную шпору излучины.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по планам НИР (ГЗ) кафедры гидрологии суши (проект № 121051400038-1) и научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева (проект № 121051100166-4) МГУ им. М.В. Ломоносова (ретроспективные материалы) и по госконтракту с Росморречфлотом (моделирование, натурные исследования и рекомендации по выправлению русла) при финансовой поддержке РНФ (проект 23-17-00065) — геоморфологические и гидрологические условия, русловый анализ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф., Гончаров В.Ф. и др. (1968). Кайнозой Северо-Востока СССР. *Труды ИГиГ*. Вып. 38. 136 с.
- Беркович К.М., Зайцев А.А., Лодина Р.В. и др. (1985). Русловые процессы на больших реках Восточной Сибири с галечно-валунным аллювием и особенности их регулирования. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 3. С. 35–41.
- Борсук О.А., Долженко Ю.А., Зайцев А.А. и др. (1995). Русловые процессы на верхнем Алдане и их учет при транспортном освоении реки. В сб.: *Эрозия почв и русловые процессы*. Вып. 10. М.: Изд-во Моск. ун-та. С. 157–188.
- Борсук О.А., Зайцев А.А., Кирик О.М. и др. (2001). Русловые процессы на средней Лене (от Витима до Покровска). В сб.: *Эрозия почв и русловые процессы*. Вып. 13. М.: Изд-во Моск. ун-та. С. 203–228.
- Борсук О.А., Чалов Р.С. (1973). О врезании русла р. Лены. *Известия РГО*. Т. 105. № 5. С. 452–456.
- Гусев М.Н. (2002). Морфодинамика днища долины верхнего Амура. Владивосток: Дальнаука. 220 с.
- Гурин А.Д., Лодина Р.В. (1994). Особенности русловых процессов и морфология русла нижнего Витима. *Геоморфология*. № 1. С. 87–93.
- Зайцев А.А. (1989). Режим уровней и уклонов на валуно-галечных перекатах и скальных выступах в руслах крупных рек. *Метеорология и гидрология*. № 12. С. 103–106.
- Зайцев А.А., Кирик О.М., Лодина Р.В. и др. (1998). Гидроморфологическая характеристика и регулирование русла нижнего Витима в связи с его транспортным использованием. В сб.: *Эрозия почв и русловые процессы*. Вып. 12. М.: Изд-во Моск. ун-та. С. 189–214.
- Зайцев А.А., Савцова Т.М. (1994). Скульптурный и аккумулятивный рельеф врезанных русел рек Восточной Сибири и особенности его формирования. *Геоморфология*. № 4. С. 58–83.
- Коротаев В.Н., Матвеев Б.В., Панин А.В. и др. (1990). Развитие долины и русла р. Яны в зоне Куларского хребта в плейстоцене и голоцене. В сб.: *Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология*. Таллин: Изд-во АН Эстонии. С. 79–80.
- Маккаев Н.И. (1955). Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР. 347 с.
- Матвеев Б.В., Панин А.В. (1988). Происхождение и динамика макроизлучин (на примере р. Яны). В сб.: *Экзогенные процессы и окружающая среда*. Казань: Изд-во Казан. ун-та. С. 94–95.
- Матвеев Б.В., Панин А.В., Сидорчук А.Ю. (1992). Развитие antecedent долины реки Яны на участке пересечения Куларского хребта. *География и природные ресурсы*. № 1. С. 102–107.
- Михайлов В.М. (2018). Литология коренных пород и природные комплексы речных долин (на примере Северо-Востока России). *География и природные ресурсы*. № 3. С. 116–123.
- Нижняя Яна: устьевые и русловые процессы. (1998). Отв. ред. В.Н. Коротаев. М.: ГЕОС. 212 с.
- Панин А.В. (1990). Влияние геолого-геоморфологических факторов на морфологию русла рек Восточной Сибири (на примере р. Яны). *Геоморфология*. № 1. С. 73–80.
- Панин А.В. (1991). Морфология и динамика врезанных галечно-валунных русел. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ. 24 с.
- Попов И.В. (1955). Процесс меандрирования речных русел и его изучение при помощи аэрофотосъемки. *Труды ГГИ*. Вып. 49. С. 5–33.
- Ржаницын Н.А. (1985). Руслоформирующие процессы рек. Л.: Гидрометеиздат. 264 с.
- Русанов Б.С., Бороденкова З.Ф., Гончаров О.Ф. и др. (1967). Геоморфология Восточной Якутии. Якутск: Якут. книж. изд-во. 376 с.
- Соловьев М.Н., Федянин А.Н., Сорокина К.М. (2003). Отчет о геологическом доизучении, пересоставлении и подготовке к изданию Государственной Геологической Карты Российской Федерации (России) масштаба 1:200000 (новая серия) листов R-53- IX, X, XV, XVI в 1992–2003 гг. Батагай: ГУГГП “Янгеология”. 432 с.
- Хмызников П.К. (1934). Гидрология бассейна реки Яны. Л.: Изд-во АН СССР. 252 с.
- Чалов Р.С. (1979). Географические исследования русловых процессов. М.: Изд-во Моск. ун-та. 232 с.
- Чалов Р.С. (2002). Горные реки и реки в горах: продольный профиль, морфология и динамика русел. *Геоморфология*. № 3. С. 26–40.
- Чалов Р.С. (2008). Русловедение: теория, география, практика. Т. 1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Изд-во ЛКИ. 608 с.
- Чалов Р.С. (2011). Русловедение: теория, география, практика. Т. 2. Морфодинамика речных русел. М.: КРАСАНД. 960 с.
- Чалов Р.С., Лю Шугуан, Алексеевский Н.И. (2000). Сток наносов и русловые процессы на больших реках России и Китая. М.: Изд-во Моск. ун-та. 216 с.
- Чалов Р.С., Лю Шугуан, Чернов А.В. и др. (2020). Сравнительный анализ русловых процессов на больших реках России (Азиатская часть), Монголии и Китая. В сб.: *Эрозионные и русловые процессы*. Вып. 7. М.: Геогр. ф-т МГУ. С. 307–398.
- Школьный Д.И., Чалов Р.С., Семаков В.А. и др. (2023). Перекатный участок Пороги в нижнем течении р. Яна: современное состояние, прогнозные оценки, методы выправления. *Речной транспорт (XXI век)*. № 1. С. 18–22.
- Эпов О.Г., Золотилина Г.Д., Богданович О.Р. и др. (1985). Отчет о результатах прогнозно-металлогенических работ в Куларском антиклинории в 1979–1985 гг. Батагай: ЯнГРЭ. 274 с.
- Dury G.N. (1965). Theoretical implications of underfit streams. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 452-c. 43 p.
- Rosgen D.L. (1994). A classification of natural rivers. *Catena*. V. 22. P. 169–199. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(94\)90001-9](https://doi.org/10.1016/0341-8162(94)90001-9)

BIG RIVER CHANNEL FORMATION AND DEFORMATION IN THE INTERMOUNTAIN BASIN (CASE STUDY OF THE YANA RIVER WITHIN THE KULAR MOUNTAIN MASSIF)¹

D. I. Shkolnyi^{a, #} and R. S. Chalov^{a, ##}

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

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

^{##} *E-mail: rschalov@mail.ru*

The incised pebble-boulder channels of large mountain rivers (including the Yana in its mountainous area), their morphology and history of formation are well studied. However, local conditions within the intermountain depressions lead to the emergence of specific features of the channel development and its morphology — in this case, the formation of finger-shaped meander. The paper analyzes the historical and modern features of the formation of the Yana riverbed in the “Porogi” section located in the depression inside Kular range, and describes the negative impact of channel processes on navigation. Using this case study, we consider the characteristic features of the channel development of a large river under the influence of a complex of factors — the regional geological conditions (which caused active incision of the channel), discharge, and channel sediment composition. Characteristics of lateral migration and curvature development of meander controlled by bedrock and narrowing of the valley are presented. The discharge conditions under which the displacement of riffles is possible are calculated. The forecast of the further channel development and recommendations for sustainable navigation are given.

Keywords: channel processes, incised channel, intermountain basin, meander, rapids, riffle

ACKNOWLEDGMENTS

The paper is prepared according to the plan of scientific research of the Department of Land Hydrology (№ 121051400038-1) and the Makkaveev Research Laboratory of Soil Erosion and Fluvial Processes (№ 12105100166-4) within contract with the Federal Agency for Maritime and River Transport and with financial support of the Russian Science Foundation (№ 23-17-00065).

REFERENCES

- Baranova Ju.P., Biske S.F., Goncharov V.F. et al. (1968). Cenozoic of the North-East of the USSR. *Trudy IGIG*. V. 38. 136 p. (in Russ.)
- Berkovich K.M., Zaitsev A.A., Lodina R.V. et al. (1985). Channel processes on large rivers of Eastern Siberia with pebble-boulder alluvium and features of their regulation. *Vestn. Mosk. Un-ta. Ser. 5. Geografiya*. № 3. P. 35–41. (in Russ.)
- Borsuk O.A., Dolzhenko Yu.A., Zaitsev A.A. et al. (1995). Channel processes on the upper Aldan and their consideration in the transport development of the river. In: *Eroziya pochv i ruslovyie protsessy*. V. 10. Moscow: MGU (Publ.). P. 157–188. (in Russ.)
- Borsuk O.A., Zaitsev A.A., Kirik O.M. et al. (2001). Channel processes in the middle reaches of Lena River (from Vitim to Pokrovsk). In: *Eroziya pochv i ruslovyie protsessy*. V. 13. Moscow: MGU (Publ.). P. 203–228. (in Russ.)
- Borsuk O.A., Chalov R.S. (1973). About the incision of the Lena riverbed. *Izvestiya RGO*. V. 105. № 5. P. 452–456. (in Russ.)
- Chalov R.S. (1979). *Geograficheskie issledovaniya ruslovykh protsessov* (Geographical studies of channel processes). Moscow: MGU (Publ.). 232 p. (in Russ.)
- Chalov R.S. (2002). Mountain rivers and rivers in the mountains: longitudinal profile, morphology, and channel dynamics. *Geomorfologiya*. № 3. P. 26–40. (in Russ.)
- Chalov R.S. (2008). *Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika*. Tom 1: *Ruslovyie protsessy: faktory, mekhanizmy, formy proyavleniya i usloviya formirovaniya rechnikh rusel* (River channel science: theory, geography, practice. V. 1: Riverbed processes, mechanism, forms of manifestations and conditions of formations of riverbeds). Moscow: LKI (Publ.). 608 p. (in Russ.)
- Chalov R.S. (2011). *Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika*. Tom 2: *Morfodinamika rechnikh rusel* (River channel science: theory, geography, practice. V. 2: Morphodynamics of river channels). Moscow: KRASAND (Publ.). 960 p. (in Russ.)
- Chalov R.S., Liu Shuguang, Alekseevskii N.I. (2000). *Stok nanosov i ruslovyie protsessy na bol'shikh rekakh Rossii i Kitaya* (Sediment Runoff and Channel Processes on Large Rivers of Russia and China). Moscow: MGU (Publ.). 216 p. (in Russ.)
- Chalov R.S., Liu Shuguang, Chernov A.V. et al. (2020). Comparative analysis of channel processes on large rivers of Russia (Asian part), Mongolia and China. In: *Eroziya pochv i ruslovyie protsessy*. V. 7. Moscow: MGU (Publ.). P. 307–398. (in Russ.)

¹ For citation: Shkolnyi D.I., Chalov R.S. (2024). Big river channel formation and deformation in the intermountain basin (case study of the Yana River within the Kular mountain massif). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 1. P. 13–25. <https://doi.org/10.31857/S2949178924010025>; <https://elibrary.ru/IRXBSM>

- Dury G.N. (1965). Theoretical implications of underfit streams. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 452-c. 43 p.
- Gusev M.N. (2002). Morphodynamics of the bottom of the upper Amur valley. Vladivostok: Dal'nauka (Publ.). 220 p. (in Russ.)
- Gurin A.D., Lodina R.V. (1994). Channel processes and morphology of the lower Vitim channel. *Geomorfologiya*. № 1. P. 87–93. (in Russ.)
- Epov O.G., Zolotilina G.D., Bogdanovich O.R. et al. (1985). Otchet o rezul'tatakh prognoznno-metallogenicheskikh rabot v Kularskom antiklinorii v 1979–1985 gg. (Report on the results of predictive-metallogenic work in the Kular anticlinorium in 1979–1985). Batagay: YanGRE (Publ.). 274 p. (in Russ.)
- Khmyznikov P.K. (1934). *Gidrologiya basseina reki Yany* (Hydrology of the Yana River Basin). Leningrad: AN SSSR (Publ.). 252 p. (in Russ.)
- Korotaev V.N. (Ed.). (1998). *Nizhnyaya Yana: ust'evye i ruslovyie protsessy* (Lower Yana: estuarine and channel processes). Moscow: GEOS (Publ.). 212 p. (in Russ.)
- Korotaev V.N., Matveev B.V., Panin A.V. et al. (1990). Development of the Yana River valley and channel in the Kular Range zone in the Pleistocene and Holocene. In: *Chetvertichnyi period: metody issledovaniya, stratigrafiya i ekologiya*. Tallin: AN Estonii (Publ.). P. 79–80. (in Russ.)
- Makkaveev N.I. (1955). River bed and erosion in its basin. Moscow: AN SSSR (Publ.). 347 p. (in Russ.)
- Matveev B.V., Panin A.V. (1988). Origin and dynamics of macrobends (on the example of the Yana River). In: *Ekzogennye protsessy i okruzhayushchaya sreda*. Kazan: Kazanskii universitet (Publ.). P. 94–95. (in Russ.)
- Matveev B.V., Panin A.V., Sidorchuk A.Yu. (1992). Development of the antecedent valley of the Yana River at the intersection of the Kular Ridge. *Geografiya i prirodnye resursy*. № 1. P. 102–107. (in Russ.)
- Mikhailov V.M. (2018). Bedrock lithology and natural complexes of river valleys (a case study of the North-east of Russia). *Geografiya i prirodnye resursy*. № 3. P. 116–123. (in Russ.)
- Panin A.V. (1990). Geological and geomorphic factor influence on channel morphology of East Siberian large rivers (with special reference to the Yana River). *Geomorfologiya*. № 1. P. 73–80. (in Russ.)
- Panin A.V. (1991). *Morfologiya i dinamika vrezannykh galechno-valunnykh rusel* (Morphology and dynamics of incised pebble-boulder channels). PhD thesis. Moscow: MSU. 24 p. (in Russ.)
- Popov I.V. (1955). The process of river channels meandering and its study using aerial photography. *Trudy GGI*. V. 49. P. 5–33. (in Russ.)
- Rosgen D.L. (1994). A classification of natural rivers. *Catena*. V. 22. P. 169–199. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(94\)90001-9](https://doi.org/10.1016/0341-8162(94)90001-9)
- Rusanov B.S., Borodenkova Z.F., Goncharov O.F. et al. (1967). *Geomorfologiya Vostochnoi Yakutii* (Geomorphology of Eastern Yakutia). Yakutsk: Yakutsk. knizhn. izd-vo (Publ.). 376 p. (in Russ.)
- Rzhanitsyn N.A. (1985). *Rusloformiruyushchie protsessy rek* (Channel-forming processes of rivers). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.). 264 p. (in Russ.)
- Shkolnyi D.I., Chalov R.S., Semakov V.A. et al. (2023). “Porogi” rift section in the Lower Yana: current state, predictive estimates, methods of correction. *River transport (XXI century)*. № 1. P. 18–22. (in Russ.)
- Solov'ev M.N., Fedyanin A.N., Sorokina K.M. (2003). Otchet o geologicheskom doizuchenii, peresostavlenii i podgotovke k izdaniyu Gosudarstvennoi Geologicheskoi Karty Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:200 000 (novaya seriya) listov R-53-IX, X, XV, XVI v 1992–2003 gg. (Report on additional geological study, recompilation and preparation for publication of the State Geological Map of the Russian Federation at 1:200,000 scale (new series), sheets R-53-IX, X, XV, XVI in 1992–2003). Batagay: GUGGP “Yangeologiya” (Publ.). 432 p. (in Russ.)
- Zaitsev A.A. (1989). Behavior of levels and slopes on boulder-pebble rifts and rock ledges in the channels of large rivers. *Russian meteorology and hydrology*. № 12. P. 103–106. (in Russ.)
- Zaitsev A.A., Kirik O.M., Lodina R.V. et al. (1998). Hydro-morphological characteristics and regulation of the lower Vitim channel in connection with its transport use. In: *Eroziya pochv i ruslovyie protsessy*. V. 12. Moscow: MGU (Publ.). P. 189–214. (in Russ.)
- Zaitsev A.A., Savtsova T.M. (1994). Sculptural and alluvial landforms of incised channels in East Siberia: special features of the relief formation. *Geomorfologiya*. № 4. P. 58–83.

МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА СКОРОСТЕЙ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ РУСЛОВЫХ РАЗМЫВОВ НА РЕКАХ УДМУРТИИ[#]

© 2024 г. И. И. Рысин^{1,*}, И. И. Григорьев^{1,**}, Л. Н. Петухова¹, А. А. Перевощиков¹

¹Удмуртский государственный университет, Ижевск, Россия

*E-mail: rysin.iwan@yandex.ru

**E-mail: ivangrig@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.06.2023 г.

После доработки 20.07.2023 г.

Принята к публикации 13.10.2023 г.

Представлены результаты исследования смещения русел за 2000–2022 гг. на 55 ключевых участках, расположенных на реках разного порядка, протекающих в условиях различных ландшафтов Удмуртии. Скорости размыва определялись с помощью реперов и тахеометрической съемки. Для анализа полученных результатов реки были разделены на 4 группы по величине их порядков (по методике А. Шайдеггера). Максимальные размывы характерны для рек с порядком выше 14 (до 15 м/год), для средних рек с порядком 9–14 эти величины составляют 6–8 м/год. Для малых рек с порядком 6–9 максимальные размывы достигали 5.5 м/год, а для очень малых рек (порядок 6 и менее), соответственно до 4.2 м/год в естественных условиях и до 8.1 м/год при техногенном вмешательстве. Получены статистические показатели среднегодовых и максимальных размывов на реперных участках за рассматриваемый период. Корреляционный анализ показал наличие высокой достоверной связи между скоростью размыва и порядком реки и, соответственно, среднегодовыми и максимальными расходами. Связь же величин размыва с годовой суммой осадков обнаружена только для трех малых рек в бассейне р. Кильмезь, сложенной с поверхности песчаными отложениями. Проведен анализ размывов за 23-летний временной интервал с определением уравнения тренда по выделенным группам рек.

Ключевые слова: скорость размыва рек, реперы, мониторинг, корреляционный анализ, Удмуртская Республика

DOI: 10.31857/S2949178924010033, **EDN:** IRWCHB

ВВЕДЕНИЕ

Для рационального использования и охраны водных ресурсов необходимы исследования характеристик русел и русловых деформаций, поскольку они тесно взаимосвязаны и являются составной частью эрозионно-русловых систем, где на протяжении геологического времени происходит размыв и переотложение материала. Размывы берегов рек — наиболее эффективное проявление русловых деформаций. Они сопровождаются образованием прирусловых отмелей (побочней) у противоположных берегов, обуславливают изменение параметров русловых форм, их продольное и поперечное смещение. Экологически

значимые связи в эрозионно-русловых системах обуславливаются обменом веществом и энергией между различными звеньями системы. Характер и направленность этих связей во многом зависят от климатических и ландшафтных условий территории. Наряду с климатом еще более значимую роль на изменение эрозионно-русловых систем играет хозяйственное преобразование ландшафтов (Маккавеев, 1955; Чалов, 1998; Чалов, 2008; Чалов, 2011; Knighton, 1998; Robert, 2003). Особую актуальность имеет эволюция эрозионно-русловых систем в процессе интенсивного земледелия и водопользования, а также его трансформации при изменении эколого-экономических условий. Слабо изученной до сих пор является вклад русловых деформаций в балансовую составляющую стока наносов (Чалов, 2021). Результаты этих исследований являются составной частью гидрологического обоснования проектов различных водохозяйственных мероприятий и имеют большое

[#] Ссылка для цитирования: Рысин И.И., Григорьев И.И., Петухова Л.Н., Перевощиков А.А. (2024). Многолетняя динамика скоростей горизонтальных русловых размывов на реках Удмуртии. *Гео-морфология и палеогеография*. Т. 55. № 1. С. 26–39. <https://doi.org/10.31857/S2949178924010033>; <https://elibrary.ru/IRWCHB>

практическое значение (Беркович, 2001; Чернов, 2009; Эрозионно..., 2017).

Цель данной статьи — оценка многолетней динамики скоростей горизонтальных русловых размывов на различных реках Удмуртии, различающихся как порядком, так и ландшафтными особенностями их бассейнов и выявление наиболее значимых факторов с помощью корреляционного анализа. Данные мониторинга русловых размывов послужат в дальнейшем основой для прогнозирования развития излучин в конкретных ландшафтно-геоморфологических условиях с целью предотвращения опасных геоэкологических ситуаций. Количественная оценка осуществлялась по результатам реперных замеров. Данные тахеометрической съемки размываемых участков будут представлены в отдельной статье.

Равнинная территория Удмуртской Республики (УР) расчленена густой сетью рек, общая протяженность которых составляет почти 30 тыс. км. Проявляется и зональное увеличение густоты речной сети с юга ($0.30\text{--}0.45\text{ км/км}^2$) на север ($0.60\text{--}0.70\text{ км/км}^2$). Преобладают широкопойменные реки с активным развитием процессов мандрирования (Рысин, Петухова, 2006; Атлас..., 2020). В пределах территории УР преобладают южно-таежные ландшафты в северной и центральной части, на юге они сменяются сильно преобразованными хозяйственной деятельностью ландшафтами смешанных (хвойно-широколиственных) лесов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

С целью исследования особенностей развития горизонтальных русловых деформаций на территории УР по топографическим картам было выделено 55 ключевых участков, охватывающих реки разного порядка и различные ландшафты (рис. 1). Основными критериями выбора участков являлись: 1) яркое проявление русловых процессов на данной территории; 2) типичность развития русловых процессов с соседними территориями; 3) транспортная доступность участка (Рысин, Петухова, 2006). Полевые работы на изучаемых реках проводятся ежегодно (с 1999 года) в летний период (чаще в июле), а на отдельных участках (около г. Ижевска), еще дополнительно весной (май) и осенью (октябрь).

Одним из методов изучения динамики рельефа является метод стержней и марок (Спиридонов, 1970). Сущность его заключается в проведении

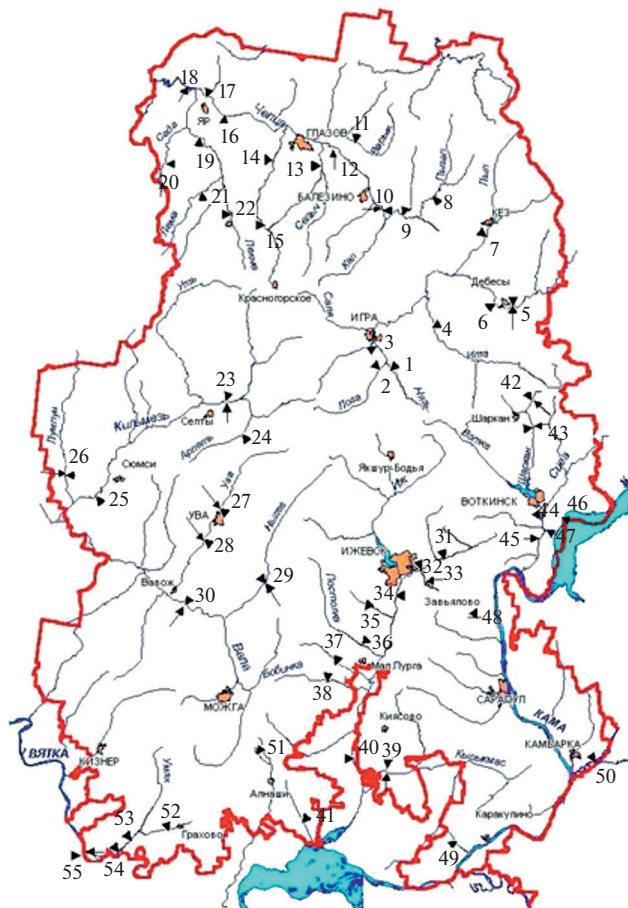


Рис. 1. Карта-схема расположения ключевых участков по изучению морфодинамики русел рек Удмуртской Республики.

Fig. 1. Map-diagram of the location of key sites for the study of morphodynamics of riverbeds of the Udmurt Republic.

повторных замеров расстояний до неподвижных стержневых реперов или марок. Металлические стержни (реперы) забиваются вертикально в грунт на такую глубину, чтобы обеспечить полную их устойчивость и на такое расстояние от береговой линии, чтобы они могли длительно существовать в условиях размыва (от 10 до 20 м). В качестве “марок” в основном использовались отдельно стоящие деревья, столбы, окрашиваемые в яркие цвета, чтобы сделать их хорошо заметными. Применяются и земляные марки — выкопанные углубления в форме буквы “Т”, хорошо сохраняющиеся в течение длительного времени (длинная часть марки указывает направление, в котором проводится замер). Измерения осуществляются по строго определенному направлению (азимуту) с помощью мерной ленты до пересечения углублений, где также забивается стальной стержень. В результате получают данные с точностью до

сантиметров. В зависимости от длины размываемого участка излучины количество реперов (или марок) варьировалось от 2–3 до 5–10. Для определения скоростей размыва на всех ключевых участках было заложено около 300 реперов и марок, а в пределах 30 участков осуществлялась тахеометрическая съемка размываемого берегового уступа. В случае смещения размываемого участка вниз по течению в исследуемой излучине закладывались новые реперы (что случалось крайне редко), на неразмываемых участках реперные объекты также сохранялись и замеры продолжались. Учитывались также локальные участки размывов, где отсутствовали реперы.

Наряду с полевыми данными, широко использовались крупномасштабные топографические карты, аэро-, фото- и космические снимки, по которым определялись различные морфологические и морфометрические характеристики русла. Реки от истока до устья были разделены на отдельные достаточно однородные по водности участки, границами которых служили места впадения крупных притоков. Общее количество выделенных участков на реках составило 245. Для каждого из участков рек определялись модальные значения параметров излучин: шаг L , радиус кривизны r , стрела прогиба h , длина l , высота размываемого уступа H и другие. Для безразмерных параметров — l/L и r/h — использовались осредненные значения. Расчеты были проведены для 3827 отдельных излучин и результаты были опубликованы ранее (Рысин, Петухова, 2006).

По соотношению основных параметров излучин, и, прежде всего от степени развитости излучины l/L , были выделены, в соответствии с морфодинамической классификацией МГУ (Чалов и др., 2004; Чалов, 2011), основные морфодинамические типы русел. На территории УР выделено 6 типов русел: прямолинейные ($l/L < 1.15$), сегментные пологие излучины ($1.15 < l/L < 1.40$), сегментные развитые ($1.40 < l/L < 1.70$), сегментные крутые ($1.70 < l/L < 2.00$), петлеобразные ($l/L > 2.00$) и прорванные ($l/L = 1.50–2.00$). Полученные таким образом данные послужили основой для заложения реперных объектов и мест тахеометрической съемки (Рысин, Петухова, 2006). Мониторинг русловых размывов осуществлялся преимущественно на излучинах разной степени развитости, исключением являлись прямолинейные участки с отсутствием размывов.

Анализ полученных за двадцать с лишним лет полевых данных свидетельствует о большом

диапазоне скоростей бокового размыва. При этом имеются существенные различия по рекам, отличающимся размерами (порядком, водоносностью и т.д.). Одной из характеристик водотока, дающей осредненное представление о размере реки, условным индексом речного потока является порядок реки. Для рек территории УР расчет их порядков выполнялся по схеме А.Е. Шайдеггера (Шайдеггер, 1964):

$$N = \log_2(P) + 1,$$

где P — число притоков 1-го порядка (притоком 1-го порядка считается река длиной менее 10 км). Порядок рек можно также использовать как критерий перехода от малых рек к средним и большим (крупным). Для территории УР предлагается относить реки 1–6-го порядка к очень малым, 6.1–9-го порядка к малым, реки 9.1–14-го порядка — к средним и свыше 14.1 порядка — к большим.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ полученных за двадцать три года (2000–2022 гг.) полевых экспедиционных наблюдений свидетельствует, что наибольшие скорости размыва характерны для рек с порядком выше 9-го (по А. Шайдеггеру). Максимальные значения размыва, наблюдаемые на таких реках, достигают 6–8 м и более, среднегодовые скорости размыва колеблются в интервале 0.8–3.1 м/год. На р. Вятка, имеющей 15 порядок, среднегодовые скорости размыва превышают 3–5 м/год, а максимальные из зафиксированных значений составляют 12–15 м/год. Достаточно активно проявляются горизонтальные русловые деформации на р. Чепца у д. Яр (порядок 12.3): среднегодовые скорости размыва здесь составляют обычно 1–3 м/год, а максимальные — 7.1 м были отмечены в 2005 г.

С порядком реки (по методике А. Шайдеггера) тесно связаны и некоторые морфодинамические характеристики русла, такие как ширина и глубина русла, их отношение, а также среднемаксимальные расходы рек, что было подтверждено на различных реках Европейской России, Сибири и Дальнего Востока (Джуха, Чалов, 1989; Павлов, 1994; Завадский, Чалов, 1997; Назаров, Егоркина, 2004; Чернов, 2009).

Для малых рек (6.1–9 порядок) средние скорости отступления берега составляют 0.4–0.6 м/год. Но на отдельных участках размывы намного выше: на р. Кырыкмас (д. Тавзямал) в 2012 г. максимальный размыв составил 5.05 м, в 2017 г. — 5.35 м. На

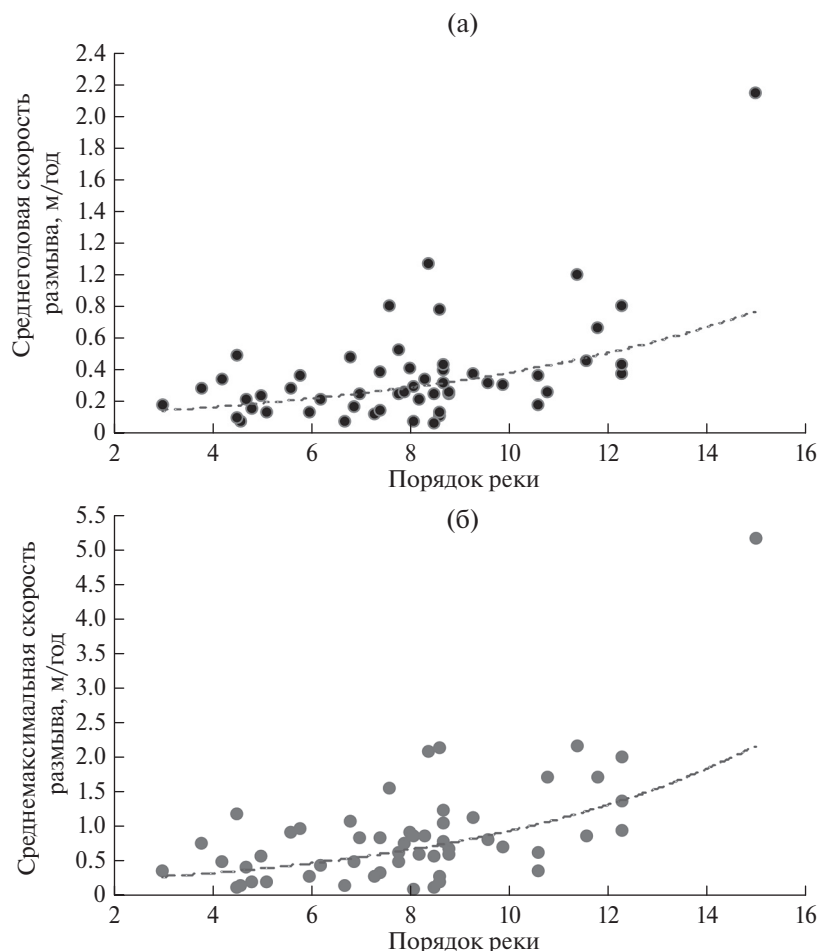


Рис. 2. Зависимость среднегодовых (а) и среднемаксимальных (б) скоростей размыва от порядка реки на территории Удмуртии за период 2000–2022 гг.

Fig. 2. The dependence of the average annual (a) and average maximum (b) erosion rates on the order of the river in the territory of Udmurtia for the period 2000–2022.

р. Пызеп (д. Бани) в 2012 г. максимальный размыв на одном из участков составил 4.8 м, а в 2019 г. данный показатель достиг рекордных для данной группы 5.5 м.

Для очень малых рек (порядок 6.0 и ниже) значения средних скоростей размыва составляет — 0.1–0.3 м/год, хотя в отдельных точках зарегистрировано смещение берега на 1 м и более. Так, на участке реки Шаркан у д. Титово (порядок 5.6) средний максимальный размыв в 2000 и в 2003 гг. превысил 2 м. На р. Адамка у с. Грахово (порядок 3.8) средний максимальный размыв в 2011 г. составил 4.2 м, а на р. Агрызка у д. Баграш-Бигра (порядок 4.5) максимальный размыв в 2003 г. составил 8.1 м, что было вызвано прорывом земляной дамбы выше расположенного пруда. Относительно низкие скорости горизонтальных русловых деформаций характерны и для малых рек соседнего Пермского края и Республики Татар-

стан (Мозжерин, Курбанова, 2004; Назаров, Егоркина, 2004).

Все вышесказанное подтверждается и рассчитанными статистическими зависимостями между среднегодовыми и среднемаксимальными размывами с одной стороны и величиной порядка реки, с другой. Установлена криволинейная зависимость экспоненциального вида, поэтому наряду с обычным коэффициентом корреляции (r) были рассчитаны корреляционное отношение (η) и квадрат корреляционного отношения (η^2) по методике Г.Ф. Лакина (1990). На графике видно, что значения среднегодовых (V_{sr}) и среднемаксимальных (V_{max}) скоростей размыва берегов увеличиваются с увеличением порядка реки (рис. 2). Коэффициенты корреляции между среднегодовыми размывами и порядком реки ($r=0.54$; $\eta=0.51$; $\eta^2=0.26$) указывают на достаточно тесную связь, что наглядно показывает и график (рис. 2, (а)).

Таблица 1. Статистические показатели по среднегодовым размывам русел рек Удмуртии по реперным данным за период 2000–2022 гг.

Table 1. Statistical indicators on the average annual erosion of riverbeds of Udmurtia according to reference data for the period 2000–2022

Порядок реки	N	M	Max	Me	σ	E	A	C _v
6.0 и менее	257	0.37	3.15	0.155	0.015	10.8	2.68	0.65
6.1–9.0	566	0.31	3.05	0.20	0.016	13.4	3.13	1.26
9.1–14.0	202	0.46	3.1	0.30	0.031	7.76	2.31	0.98
14.1 и более	23	2.13	5.9	1.4	0.31	0.12	0.97	0.71
Все реки	1048	0.1	5.9	0.2	0.016	28.6	4.41	1.41

Примечание. N — количество показателей, M — среднее арифметическое, Max — максимальное значение, Me — медиана, σ — стандартная ошибка, E — эксцесс, A — асимметричность, C_v — коэффициент вариации.

Таблица 2. Статистические показатели по максимальным размывам русел рек Удмуртии по реперным данным за период 2000–2022 гг.

Table 2. Statistical indicators on the maximum washouts of Udmurtia riverbeds according to reference data for the period 2000–2022

Порядок реки	N	M	Max	Me	σ	E	A	C _v
6.0 и менее	257	0.57	8.1	0.35	0.049	37.4	4.91	1.37
6.1–9.0	566	0.75	6.7	0.43	0.038	9.27	2.35	1.21
9.1–14.0	202	1.17	7.2	0.72	0.087	5.15	2.02	1.06
14.1 и более	23	5.14	15.0	3.05	0.96	−0.16	1.07	0.90
Все реки	1048	0.91	15.0	0.5	0.018	36.1	4.89	1.46

Примечание. Условные обозначения см. табл. 1.

Показатели связи между среднемаксимальными размывами и порядком реки ($r=0.59$; $\eta=0.682$; $\eta^2=0.464$) также свидетельствуют о существенной взаимосвязи, что демонстрируется на графике (рис. 2, (б)). Полученные зависимости описываются экспоненциальными уравнениями и близки с ранее полученными зависимостями (Petukhova, Rysin, 2006, Петухова, Рысин, 2006):

$$V_{sr} = 0.0951e^{0.139x} \text{ (рис. 2, (а))},$$

$$V_{max} = 0.1843e^{0.164x} \text{ (рис. 2, (б))}.$$

Статистические показатели средних годовых и максимальных размывов на реперных участках за рассматриваемый период представлены в табл. 1 и 2.

Анализ статистических данных показывает, что изменчивость величин размыва берегов рек относительно средней величины варьируется в значительных пределах. Коэффициенты вариации самые низкие у средних и больших рек, что, вероятно, косвенно может указывать на их более высокую размывающую способность по сравнению с малыми водотоками. Значение медианы и среднего арифметического не сильно отличаются друг от друга, при этом медиана во всех случаях меньше среднего, то есть совокупность крайне неоднородна и содержит экстремальные значения.

Асимметрия во всех случаях положительна, для большинства рек преобладают высокие значения, что говорит о преобладании значений ниже среднего. Значения асимметрии близкие к единице отмечены только для рек с порядком более 14.1, следовательно, распределение значений размывов здесь мало отличается от нормального. По высоким положительным значениям эксцесса можно узнать, что графики распределения величин размывов по всем группам рек являются островершинными за исключением максимальных размывов на реке с порядком более 14.1 (р. Вятка), здесь этот график — плосковершинный.

Анализ результатов реперных замеров за 23 года показал, что в настоящее время отмечается тенденция уменьшения скоростей береговых размывов как для среднегодовых, так и максимальных значений (рис. 3). Возможно, это связано с тем, что в последние годы снижается интенсивность половодного и паводочного стока на исследуемых реках, что не подтверждается данными тахеометрических съемок. По другой версии участки активного размыва возможно сместились за прошедшее время от мест с реперными наблюдениями на ниже расположенные излучины. О смещении максимальных участков размыва в сторону нижнего крыла излучины указывается, например, в наблюдении

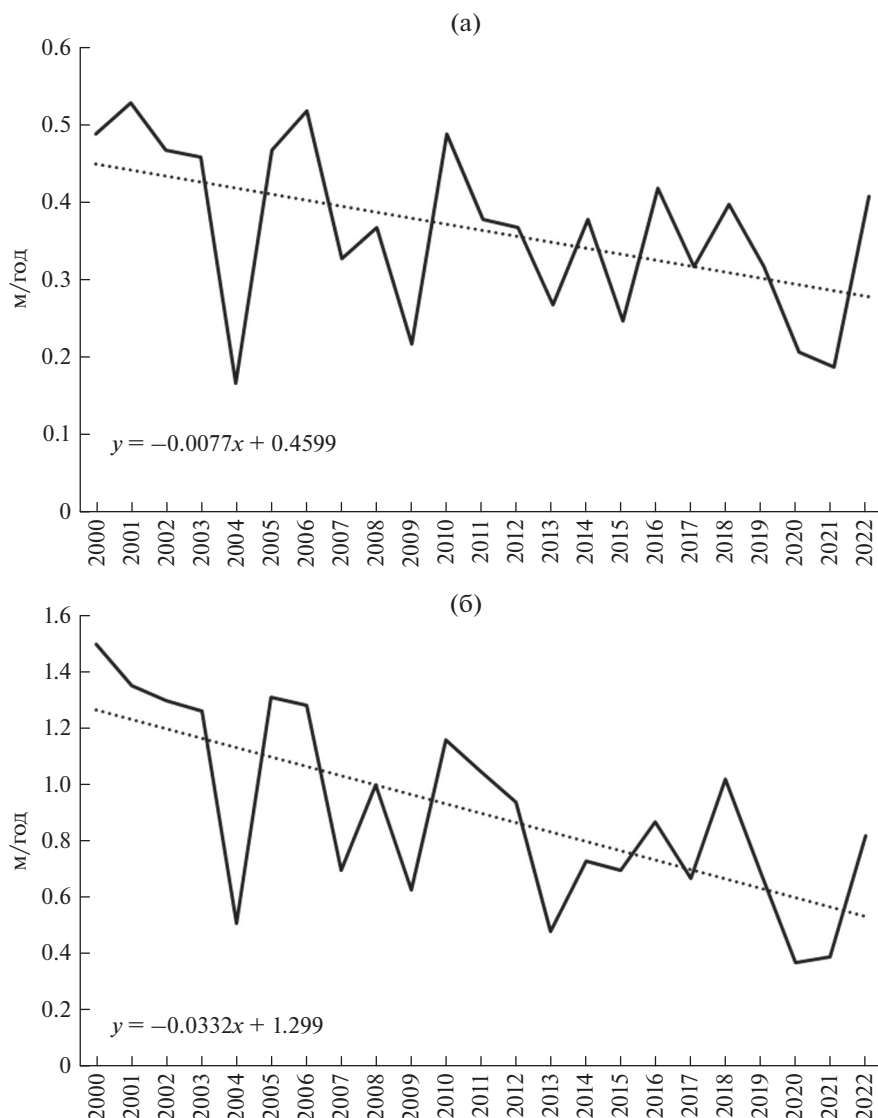


Рис. 3. Динамика среднегодовых (а) и среднемаксимальных (б) скоростей размыва (м/год) на реках Удмуртии за 2000–2022 гг.

Fig. 3. Dynamics of average annual (a) and average maximum (b) erosion rates (m/year) on the rivers of Udmurtia for 2000–2022.

ях на р. Керженец в Нижегородском Заволжье (Кораблева, Чернов, 2012; Кораблева, Чернов, 2019).

По графикам видно, что они в общем виде имеют сходства, особенно в начале и в конце наблюдений. Если для среднегодовых значений размыва максимальные значения тяготеют к первой половине наблюдений (рис. 3, (а)) и относятся к 2001 (0.53 м), 2006 (0.52 м), 2000 и 2010 гг. (0.49 м), то для среднемаксимальных значений к перечисленным годам добавляется еще 2005 год (1.31 м) (рис. 3, (б)). В эти годы на большинстве рек, где ведутся гидрологические наблюдения, максимальные расходы половодья превышали много-

летние среднегодовые от 6–13 раз (рр. Чепца, Сива, Вала, Позимь и др.) до 32 (2000 г.) — 90 раз (2001 г.) на малой р. Адамка (левобережье нижней Вятки).

С другой стороны, и абсолютные минимумы расположены в левой части графика и относятся к 2004 г. В этот год для большинства исследуемых рек были характерны очень низкие расходы половодья, превышающие многолетние среднегодовые от 3.5 (р. Сива) до 5.7 раз (р. Позимь), а на р. Адамка в 15.4 раза, что является самым низким показателем по данной реке за имеющийся ряд наблюдений (1998–2018 гг.). На других реках

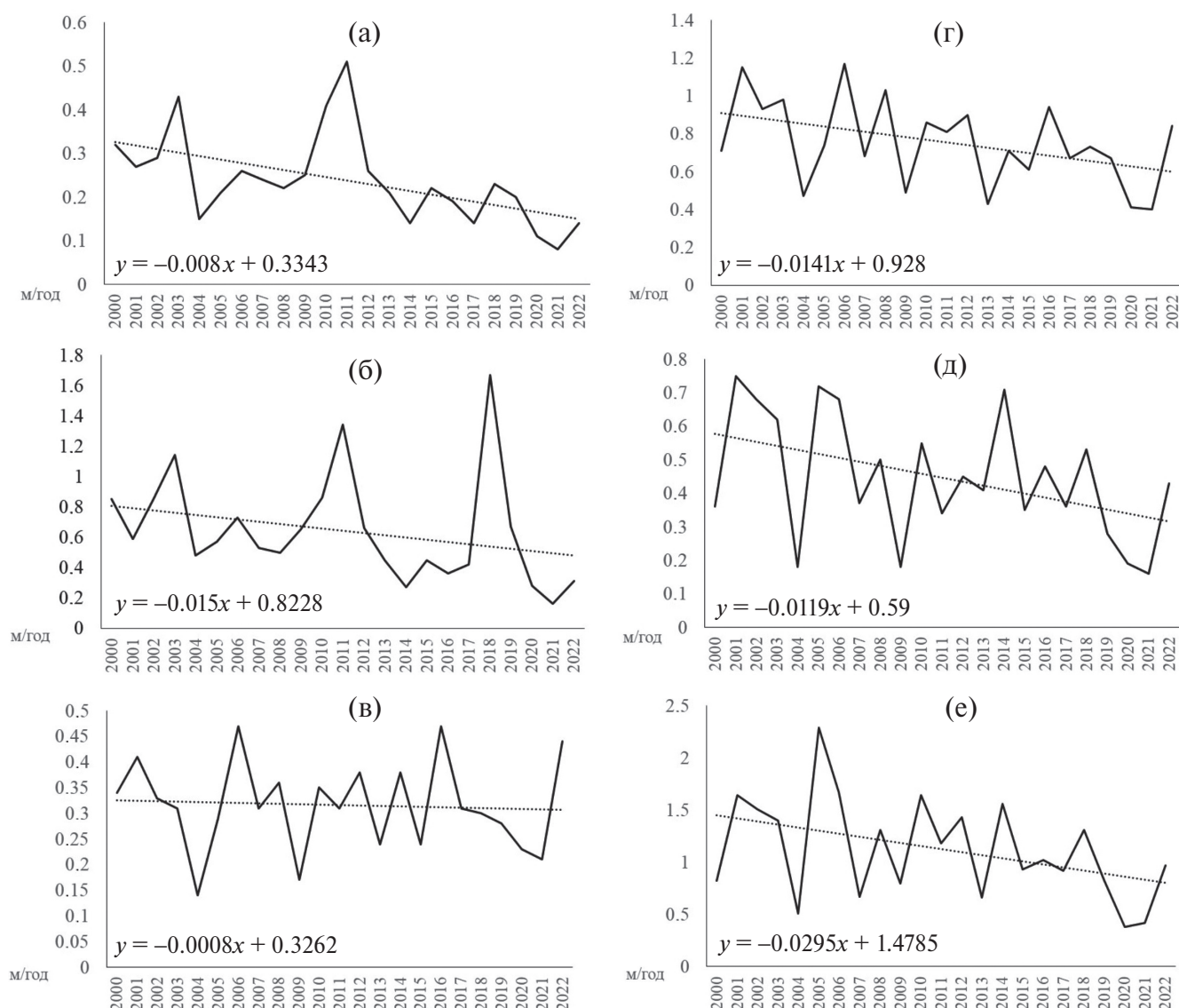


Рис. 4. Динамика среднегодовых (а) и среднемаксимальных (б) скоростей размыва на самых малых реках, среднегодовых (в) и среднемаксимальных (г) скоростей размыва на малых реках, среднегодовых (д) и среднемаксимальных (е) скоростей размыва (м/год) на средних реках Удмуртии за 2000–2022 гг.

Fig. 4. Dynamics of average annual (a) and average maximum (б) erosion rates on the smallest rivers, average annual (в) and average maximum (г) erosion rates on small rivers, average annual (д) and average maximum (е) erosion rates (m/year) on medium rivers of Udmurtia for 2000–2022.

анализируемый показатель варьировал в пределах 6–9 раз.

Совершенно иная картина наблюдается на самых малых реках с порядком водотоков от 6 и менее (рис. 4). На обоих графиках отчетливо выделяется хорошо выраженный отрицательный тренд. Если для среднегодовых значений максимумы характерны для 2011 (0.51 м) и 2003 (0.43 м) гг. (рис. 4, (а)), то для среднемаксимальных значений максимум смещен на правую сторону графика и отмечен в 2018 г. (1.67 м), при этом второй мак-

симум совпадает с первым для средних значений и зарегистрирован в 2011 г. (1.34 м) (рис. 4, (б)).

Для 28 малых рек (порядок 6.1–9.0) на графике среднегодовых размывов отрицательный тренд практически не заметен, показатели средних размывов варьируют близко к средним значениям (рис. 4, (в)). Минимальные значения характерны для левой части графика и зарегистрированы в 2004 (0.14 м) и 2009 гг. (0.17 м). Два одинаковых максимума наблюдались в 2006 и 2016 гг. (0.47 м), третий максимум отмечался в 2022 г. (0.44 м). Для среднемаксимальных размывов график существен-

но отличается, здесь отчетливо выражен отрицательный тренд (рис. 4, (г)). Максимальные значения отмечались в начале наблюдений — в 2001 (1.15 м) и 2006 гг. (1.17 м), а минимумы смещены в правую часть графика и приходятся на последние годы — 2020 (0.41 м) и 2021 гг. (0.40 м).

Наблюдения на средних водотоках (порядок 9.1–14) осуществляются на 5 реках в пределах 12 участков. Оба графика имеют хорошо выраженный отрицательный тренд с соответствующими уравнениями. Максимальные значения среднегодовых размывов были отмечены в 2001 (0.75 м) и 2005 гг. (0.72 м), минимальные, соответственно — в 2004, 2009 (0.18 м) и 2021 гг. (0.16 м) (рис. 4, (д)). Для среднемаксимальных размывов минимальные значения наблюдались, как и для предыдущей группы рек, в последние годы — в 2020 (0.38 м) и 2021 гг. (0.42 м), максимумы происходили в 2005 (2.29 м) и 2010 гг. (1.64 м) (рис. 4, (е)).

Графики среднегодовых и максимальных значений размыва за анализируемый период для р. Вятка на участке “Крымская Слудка” очень близки по характеру рисунка и имеют отчетливо выраженный отрицательный тренд. Наибольшие значения среднегодовых (5.9 м) и максимальных размывов (15 м) были зарегистрированы в 2005 г., как и для группы средних рек. Второй максимум для среднегодовых размывов был отмечен в 2010 г. (4.5 м), а для максимальных размывов, соответственно в 2002 г. (14.2 м). Минимальные значения размывов были зафиксированы в 2015 г.: для среднегодовых значений, соответственно — 0.35 м, а для максимальных — 0.6 м. Второй по величине минимум для среднегодовых размывов относится к 2013 г. (0.6 м), а для максимальных — к 2014 г. (1.0 м). В литературе описываются в основном средние многолетние размывы для крупных и крупнейших рек в пределах 10–15 м/год, но также есть сведения о боковых размывах до 200 м/год, а скорость смещения форм руслового рельефа может превышать 300 м (Попов, Кондитерева, 1974; Чалов и др., 2016; Чалов и др., 2017; Махинов и др., 2018).

Поскольку наблюдения за боковым размывом на самых малых водотоках ведется на 14 реках, а гидрологический пост, где регулярно измеряются расходы и уровни, имеется лишь на одной р. Адамке (с. Грахово), то говорить о роли этих факторов, влияющих на величину размыва самых малых рек, будет необъективно. Так, например, для р. Адамка роль максимальных расходов половодья на среднегодовые и среднемаксимальные размывы достоверно не установлена (рис. 5, (а)).

Для малых рек статистически достоверная связь между максимальными скоростями размыва и максимальными расходами установлена для р. Лоза на ключевом участке у пос. Игра (порядок реки 8.8), где имеется гидрологический пост с рядами наблюдений за 2002–2018 гг. Линейное уравнение и коэффициенты связи представлены на рис. 5, (б). Для данной реки выявлена также высокая положительная связь между среднегодовыми размывами и среднегодовыми расходами ($r=0.59$; $R^2=0.348$). Статистически достоверная связь также установлена между среднегодовыми скоростями размыва и среднегодовыми расходами на р. Нылга на участке близ с. Нылга, где также находится гидрологический пост и имеется аналогичный ряд наблюдений. Связь в данном случае криволинейная и описывается экспоненциальным уравнением с существенными показателями связи ($r=0.49$; $R^2=0.276$) (рис. 5, (в)). Заметно ниже по значимости связь обнаружена между максимальными скоростями размыва и максимальными расходами на р. Сива (порядок 10.6) на участке у с. Гавриловка, где находится гидропост с рядами наблюдений за 2000–2018 гг. Для данного участка также получено сравнение линейной связи и рассчитаны коэффициенты зависимости ($r=0.36$; $R^2=0.129$) (рис. 5, (г)). Выявлена не высокая, но достоверная положительная связь между максимальными скоростями размыва и максимальными расходами на р. Чепца (порядок 11.4) на участке у д. Каменное Заделье (рис. 5, (д)). Расходы определялись по гидропосту в с. Полом за 2002–2018 гг. Достаточно надежная и существенная криволинейная связь установлена между среднегодовыми скоростями размыва и максимальными расходами на р. Чепца (порядок 12.3) на участке у д. Дизьмино по данным гидропоста в г. Глазов (2000–2018 гг.) (рис. 5, (е)). Аналогичная зависимость была получена для данной реки между максимальными размывами и максимальными расходами ($r=0.53$; $R^2=0.175$).

Для других участков рек, где ведутся регулярные гидрологические наблюдения (рр. Чепца, Вала, Лумпун, Позимь, Адамка) зависимости между вышеприведенными показателями достоверно не установлены (табл. 3). Обращает на себя внимание наличие для многих рек отрицательных связей между скоростями размывов и расходами, что можно объяснить действием более влиятельных факторов, таких как слабая размываемость отложений, интенсивное зарастание ранее размываемых участков, влияние хозяйственной деятельно-

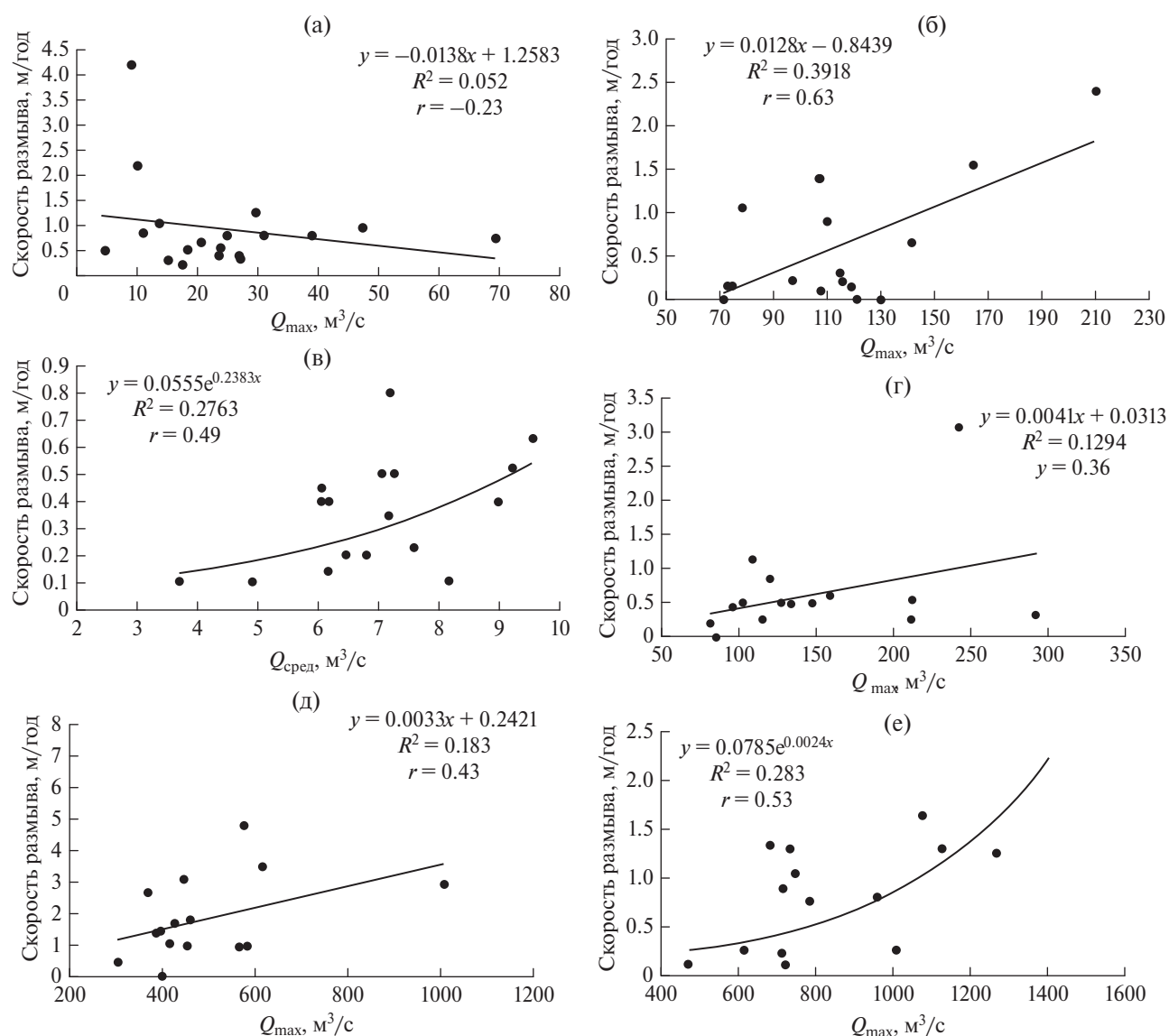


Рис. 5. Графики зависимости максимальных скоростей размыва от максимальных расходов на р. Адамка (с. Грахово) (а), максимальных скоростей размыва от максимальных расходов на р. Лоза (п. Игра) (б), среднегодовых скоростей размыва от среднегодовых расходов на р. Нылга (с. Нылга) (в), максимальных скоростей размыва от максимальных расходов на р. Сива (с. Гавриловка) (г), максимальных скоростей размыва от максимальных расходов на р. Чепца (д. Каменное Заделье) (д) и среднегодовых скоростей размыва от максимальных расходов на р. Чепца (д. Дизмино) (е).

Fig. 5. Graphs of the dependence of the maximum erosion rates on the maximum costs of the Adamka River (Grakhovo village) (a), the maximum erosion rates on the maximum costs of the Loza River (Igra village) (б), the average annual erosion rates on the average annual costs of the Nylga River (Nylga village) (в), the maximum erosion rates on the maximum expenditures on the Siva River (Gavrilovka village) (г), the maximum erosion rates from the maximum expenditures on the Cheptsya River (Kamennoye Zadelye village) (д) and the average annual erosion rates from the maximum expenditures on the Cheptsya River (Dizmino village) (е).

сти (спуск или создание прудов, берегозащитные мероприятия и т.п.).

Поскольку расходы на реках зависят в первую очередь от суммы осадков, характера их выпадения, условий снеготаяния и других факторов, то нами была предпринята попытка определения статистических зависимостей между величиной

бокового размыва на реках и годовой суммой осадков на ближайшей от участка наблюдения метеостанции. На рис. 6 представлены эти зависимости и коэффициенты связи для трех рек. Для очень малой р. Арлеть (порядок 6.0), впадающей слева в р. Кильмезь, получено уравнение линейной связи и рассчитаны показатели статистически

Таблица 3. Показатели статистической связи между величиной боковых размывов рек и среднегодовыми, максимальными расходами на реках Удмуртии**Table 3.** Indicators of the statistical relationship between the magnitude of lateral river washouts and the average annual, maximum expenditures on the rivers of Udmurtia

Река	Порядок реки	Среднегодовая скорость размыва		Среднемаксимальная скорость размыва	
		среднегодовой расход	максимальный расход	среднегодовой расход	максимальный расход
Чепца (Яр)	12.3	$R^2 = 0.025$	$R^2 = 0.0086$	$R^2 = 0.05$	$R^2 = 0.0404$
		$r = 0.034$	$r = -0.09$	$r = 0.01$	$r = 0.02$
Сива (Гавриловка)	10.6	$R^2 = 0.0672$	$R^2 = 0.0592$	$R^2 = 0.013$	$R^2 = 0.1294$
		$r = 0.26$	$r = 0.24$	$r = 0.11$	$r = 0.36$
Чепца (Дебесы)	8.7	$R^2 = 0.0078$	$R^2 = 0.0019$	$R^2 = 0.0007$	$R^2 = 0.0386$
		$r = -0.09$	$r = 0.04$	$r = 0.03$	$r = -0.19$
Позимь (ст. Позимь)	8.6	$R^2 = 0.0035$	$R^2 = 0.0563$	$R^2 = 0.0029$	$R^2 = 0.0452$
		$r = 0.06$	$r = -0.23$	$r = -0.05$	$r = -0.21$
Лумпун (Харламовская Пристань)	6.8	$R^2 = 0.1826$	$R^2 = 0.0345$	$R^2 = 0.1295$	$R^2 = 0.0727$
		$r = -0.43$	$r = 0.19$	$r = -0.36$	$r = 0.27$
Адамка (Грахово)	3.8	$R^2 = 0.0018$	$R^2 = 0.0442$	$R^2 = 0.0223$	$R^2 = 0.052$
		$r = -0.04$	$r = -0.21$	$r = -0.15$	$r = -0.23$

достоверной связи ($r=0.57$; $R^2=0.33$) (рис. 6, (а)). Аналогичная зависимость установлена и для малой реки Кильмезь на участке “Головизнин Язок” (порядок 8.7), где получены менее значимые показатели связи ($r=0.49$; $R^2=0.238$) (рис. 6, (б)). Для другой малой р. Нылга (левый приток р. Вала), расположенной в бассейне р. Кильмезь, показатели связи оказались более значимыми ($r=0.60$; $R^2=0.365$). Для бассейнов других рек статистически достоверных связей не выявлено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ многолетних (2000–2022 гг.) полевых исследований горизонтальных русловых деформаций на реках Удмуртии показал, что скорости бокового смещения берегов варьируют в большом диапазоне: от нескольких сантиметров до многих метров (10–15 м/год). Интенсивность размыва в первую очередь зависит от водности реки, которая часто определяется порядком водотока. Максимальные размывы характерны для рек с порядком выше 14 (по схеме А. Шайдеггера), достигающие 12–15 м/год, а среднегодовые значения составляют 3–5 м/год. Для средних рек (с порядком 9–14) максимальные величины размывов составляют 6–8 м/год, а среднегодовые — 1–3 м/год. Для малых рек с порядком 6–9 максимальные размывы достигали 5.5 м/год, среднегодовые варьировали в пределах 0.4–0.6 м/год. На очень малых реках (порядок 6 и менее) максимальные скорости размыва берегов достигали до 4.2 м/год в есте-

ственных условиях и до 8.1 м/год при техногенном вмешательстве, среднегодовые величины размывов составляли обычно 0.1–0.3 м/год. Анализ статистических данных показывает, что изменчивость величин размыва берегов рек относительно средней величины варьирует в значительных пределах. Коэффициенты вариации самые низкие у средних и больших рек, что, вероятно, косвенно может указывать на их более высокую размывающую способность по сравнению с малыми водотоками.

Установлена достаточно тесная связь между среднегодовыми размывами и порядком реки, о чем свидетельствуют значимые коэффициенты корреляции ($r=0.54$; $\eta=0.510$; $\eta^2=0.260$). Еще более высокими оказались зависимости между среднемаксимальными размывами и порядком реки ($r=0.59$; $\eta=0.682$; $\eta^2=0.464$). Полученные зависимости описываются экспоненциальными уравнениями.

Временной анализ результатов реперных замеров за исследуемый период показал, что в настоящее время прослеживается общая тенденция уменьшения скоростей береговых размывов как для среднегодовых, так и максимальных значений. Наклоны линий тренда для разных групп рек различаются, но не существенно. Возможно, что это связано со снижением интенсивности половодного и паводочного стока на исследуемых реках. По другой версии, участки активного размыва, возможно, сместились за прошедшее время от мест с реперными наблюдениями.

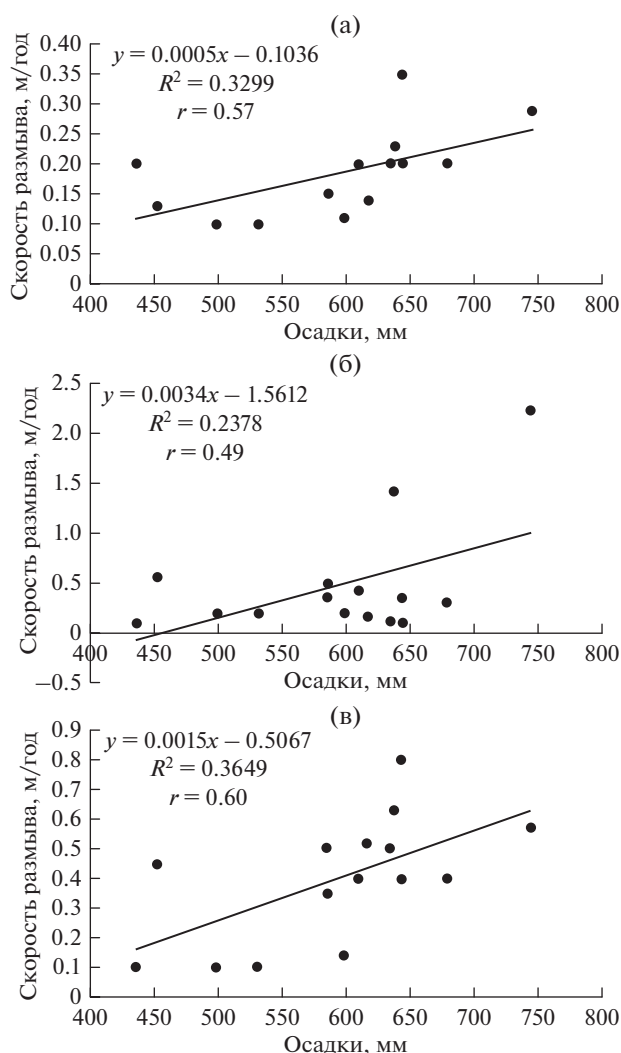


Рис. 6. Зависимость среднегодовых скоростей размыва на р. Арлеть (д. Чибир-Зюнья) от годового количества осадков (а), зависимость среднегодовых скоростей размыва на р. Кильмезь (д. Головизнин-Язок) от годового количества осадков (б), зависимость среднегодовых скоростей размыва на р. Нылга (с. Нылга) от годового количества осадков (в).

Fig. 6. The dependence of the average annual erosion rates on the Arlet River (Chibir-Zunya village) on the annual amount of precipitation (a), the dependence of the average annual erosion rates on the Kilmez River (Goloviznin-Yazok village) on the annual amount of precipitation (b), the dependence of the average annual erosion rates on the Nylga River (Nylga village) on the annual amount of precipitation (v).

Для многих рек, где имеются гидрологические посты с регулярными наблюдениями за уровнями и расходами воды, получены достоверные значимые связи между скоростями размывов с одной стороны, максимальными и среднегодовыми расходами с другой. Коэффициенты корреляции из-

меняются от 0.36 (р. Сива) до 0.63 (р. Лоза). Для некоторых рек достоверные связи между анализируемыми показателями не выявлены.

В завершении работы была предпринята попытка определения статистических зависимостей между величиной бокового размыва на реках и годовой суммой осадков на ближайшей от участка наблюдения метеостанции, поскольку расходы на реках зависят в первую очередь от суммы осадков, выпадающих в их бассейне. Значимые связи были получены для верховий р. Кильмезь ($r=0.49$), очень малой р. Арлеть ($r=0.57$) и малой р. Нылга ($r=0.60$), принадлежащие бассейну р. Кильмезь, отличающейся широким распространением песчаных отложений. С песчаными покровами здесь также связаны высокая залесенность и заболоченность территории. Для большинства изучаемых рек аналогичные связи не установлены.

Мониторинг русловых размывов необходим при составлении прогнозов развития горизонтальных русловых деформаций в конкретных ландшафтно-геоморфологических условиях с целью предотвращения опасных геоэкологических ситуаций.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00194 (<https://rscf.ru/project/23-27-00194>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас Удмуртской Республики. (2020). Под общей ред. И.И. Рысина. М.—Ижевск: Феория, Удмуртия. 288 с.
- Беркович К.К. (2001). Географический анализ антропогенных изменений русловых процессов. М.: ГЕОС. 164 с.
- Джуха И.Г., Чалов Р.С. (1989). Морфология и динамика русла р. Юг как пример руслоформирующей деятельности малой реки. *Геоморфология*. № 1. С. 83–91.
- Завадский А.С., Чалов Р.С. (1997). Региональный анализ свободного меандрирования. *Вестник Моск. Ун-та. Сер. 5. География*. № 3. С. 32–36.
- Кораблева О.В., Чернов А.В. (2012). Динамика пойменно-русловых комплексов рек Нижегородского Заволжья (на примере реки Керженец). В сб.: *Тр. Гос. природного биосферного заповедника "Керженский"*. Т. 5. Нижний Новгород: Изд. Гос. природный биосферный заповедник "Керженский". 196 с.
- Кораблева О.В., Чернов А.В. (2019). Современная динамика пойменно-русловых комплексов средней реки Керженец (по мониторинговым наблюдениям 2001–2018 гг.). В сб.: *Научные проблемы оздоровления Российских рек и пути их решения*. М.: ИВП РАН. С. 172–176.
- Лакин Г.Ф. (1990). Биометрия. М.: Высшая школа. 352 с.
- Маккавеев Н.И. (1955). Русло реки и эрозия в ее бассей-

- не. М.: Изд-во АН СССР. 347 с.
- Махинов А.Н., Ким В.И., Аношкин А.В. и др. (2018). Преобразование локальных пойменно-русловых систем рек Амур и Усури как фактор возникновения трансграничных проблем. *Региональные проблемы*. Т. 21. № 2. С. 61–68.
- Мозжерин В.И., Курбанова С.Г. (2004). Деятельность человека и эрозионно-русловые системы Среднего Поволжья. Казань: Арт-Дизайн. 128 с.
- Назаров Н.Н., Егоркина С.С. (2004). Реки Пермского Прикамья: Горизонтальные русловые деформации. Пермь: ИПК “Звезда”. 155 с.
- Павлов И.Н. (1994). Морфология русел рек равнинной части Алтайского края. *Геоморфология*. № 3. С. 78–85.
- Петухова Л.Н., Рысин И.И. (2006). Факторы русловых процессов и их влияние на морфодинамику русел рек Удмуртии. *Геоморфология*. № 4. С. 70–78. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2006-4-70-78>
- Попов И.В., Кондитерева Э.А. (1974). Прогноз русловых деформаций Волги на участке Саралёвского водного узла в связи с проектированием улучшения его судходных условий. *Труды ГГИ*. № 216. С. 65–93.
- Рысин И.И., Петухова Л.Н. (2006). Русловые процессы на реках Удмуртии. Ижевск: Ассоциация “Научная книга”. 176 с.
- Спиридонов А.И. (1970). Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М.: Высшая школа. 456 с.
- Чалов Р.С. (1998). Морфодинамика русел равнинных рек. Под ред. Р.С. Чалова, А.М. Алабяна, В.В. Иванова и др. М.: ГЕОС. 288 с.
- Чалов Р.С. (2008). Русловедение: теория, география, практика. Том 1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Изд-во ЛКИ. 608 с.
- Чалов Р.С. (2011). Русловедение: теория, география, практика. Том 2. Морфодинамика речных русел. М.: КРАСАНД. 960 с.
- Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В. (2004). Речные излучины. М.: Изд-во МГУ. 2004. 371 с.
- Чалов Р.С., Завадский А.С., Рулева С.Н. и др. (2016). Морфология, деформации, современные изменения русла р. Лены и их влияние на хозяйственную инфраструктуру в районе г. Якутска. *Геоморфология*. № 3. С. 22–35. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2016-3-22-35>
- Чалов Р.С., Чернов А.В., Беркович К.М. и др. (2017). География проявления русловых процессов на реках России. *Известия РГО*. Т. 149. Вып. 4. С. 13–33.
- Чалов С.Р. (2021). Речные наносы в эрозионно-русловых системах. Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: МГУ. 50 с.
- Чернов А.В. (2009). География и геоэкологическое состояние русел и пойм рек Северной Евразии. М.: ООО “Крона”. 614 с.
- Шайдеггер А.Е. (1964). Теоретическая геоморфология. М.: Прогресс. 1964. 450 с.
- Эрозионно-русловые системы: монография. (2017). Под ред. Р.С. Чалова, В.Н. Голосова, А.Ю. Сидорчука. М.: ИНФРА-М. 702 с.
- Knighton A.D. (1998). *Fluvial Forms and Processes: A New Perspective*. London: Arnold. 383 p. <http://dx.doi.org/10.4324/9780203784662>
- Petukhova L.N., Rysin I.I. (2006). Patterns in the development of horizontal river channel transformations in the Republic of Udmurtia, Russian Federation. In: *Channel processes in the rivers of mountains, foothills and plains*. R.S. Chalov, M. Kamykowska, K. Krzemien (Eds.). Cracow. P. 119–131.
- Robert A. (2003). *River processes: an introduction to fluvial dynamics*. London: Arnold. 214 p.

LONG-TERM DYNAMICS OF VELOCITIES OF HORIZONTAL CHANNEL EROSIONS ON THE RIVERS OF UDMURTIA¹

I. I. Rysin^{a, #}, I. I. Grigorev^{a, ##}, L. N. Petukhova^a, and A. A. Perevoshchikov^a

^aUdmurt State University, Izhevsk, Russia

[#] E-mail: egorov.i53@mail.ru

^{##} E-mail: ivangrig@yandex.ru

The results of a study of channel displacement for 2000–2022 in 55 key areas located on rivers of different orders, draining across different landscapes of Udmurtia, are presented. The erosion rates were determined using benchmarks and tacheometric survey. To analyze the obtained results, the rivers were divided into 4 groups based on their order magnitude (according to the method of A. Scheidegger). Maximum erosion rate (up to 15 m/year) is typical for rivers of an order higher than 14, 6–8 m/year for medium rivers with an order of 9–14, 5.5 m/year for small rivers with an order of 6–9, and up to 4.2 m/year for very small rivers (of order 6 or less) under natural conditions and up to 8.1 m/year with man-made intervention. The mean annual and maximum amount of erosion were calculated for each reference areas for the period of

¹ For citation: Rysin I.I., Grigorev I.I., Petukhova L.N., Perevoshchikov A.A. (2024). Long-term dynamics of velocities of horizontal channel erosions on the rivers of Udmurtia. *Геоморфология и Палеогеография*. V. 55. № 1. P. 26–39. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924010033>; <https://elibrary.ru/IRWCHB>

observation. Correlation analysis showed a high significant relationship between the erosion rate and river order and, accordingly, the average annual and maximum discharges. The connection between the values of erosion and the annual amount of precipitation was found only for 3 small rivers within the Kilmez River basin. Trend analysis of erosion over a 23-year time interval was performed for the selected groups of rivers.

Keywords: river erosion rate, benchmarks, monitoring, correlation analysis, Udmurt Republic

ACKNOWLEDGMENTS

The study was funded by the Russian Science Foundation, Project № 23-27-00194. <https://rscf.ru/project/23-27-00194>

REFERENCES

- Berkovich K.K. (2001). Geograficheskii analiz antropogennykh izmenenii ruslovykh protsessov (Geographical analysis of anthropogenic changes in channel processes). M.: GEOS (Publ.). 164 p. (in Russ.)
- Chalov R.S. (1998). Morfodinamika rusel ravninnykh rek (Morphodynamics of lowland riverbeds). R.S. Chalov, A.M. Alabjan, V.V. Ivanov, R.V. Lodina, A.V. Panin (Eds.). M.: GEOS (Publ.). 288 p. (in Russ.)
- Chalov R.S. (2008). Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika. Tom 1. Ruslovy protsessy: faktory, mekhanizmy, formy proyavleniya i usloviya formirovaniya rechnykh rusel (Russian language studies: theory, geography, practice. Iss. 1. Channel processes: factors, mechanisms, forms of manifestation and conditions for the formation of river channels). M.: LKI (Publ.). 608 p. (in Russ.)
- Chalov R.S. (2011). Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika. Tom 2. Morfodinamika rechnykh rusel (Channel studies: theory, geography, practice. V. 2. Morphodynamics of river channels). M.: KRASAND (Publ.). 960 p. (in Russ.)
- Chalov R.S., Chernov A.V., Berkovich K.M. et al. (2017). Geography of hazardous channel processes on Russian rivers. *Izvestiya PGO*. V. 4. Iss. 149. P. 13–33. (in Russ.)
- Chalov R.S., Golosov V.N., Sidorchuk A.Ju. (Eds.). (2017). Erozionno-ruslovye sistemy: monografiya (Erosion-channel systems: monograph). M.: INFRA-M (Publ.). 702 p. (in Russ.)
- Chalov R.S., Zavadskij A.S., Panin A.V. (2004). Rechnye izluchiny (River bends). M.: MGU (Publ.). 371 p. (in Russ.)
- Chalov R.S., Zavadskij A.S., Ruleva S.N. et al. (2016). Morphology, deformations and temporary modifications of the Lena River channel and its influence on the Yakutsk economic infrastructure. *Geomorfologiya*. № 3. P. 22–35. (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2016-3-22-35>
- Chalov S.R. (2021). Rechnye nanosy v erozionno-ruslovykh sistemakh (River sediments in erosion-channel systems). Doc. thesis. M.: MGU (Publ.). 50 p. (in Russ.)
- Chernov A.V. (2009). Geografiya i geoekologicheskoe sostoyanie rusel i poim rek Severnoi Evrazii (Geography and geocology of channels and floodplains of the rivers of Northern Eurasia). M.: Krona (Publ.). 614 p. (in Russ.)
- Dzhuha I.G., Chalov R.S. (1989). Yug River channel morphology and dynamics — an example of small river channel-forming activity. *Geomorfologiya*. № 1. P. 83–91. (in Russ.)
- Knighton A.D. (1998). Fluvial Forms and Processes: A New Perspective. London: Arnold. 383 p. <http://dx.doi.org/10.4324/9780203784662>
- Korableva O.V., Chernov A.V. (2012). Dynamics of floodplain-channel complexes of the rivers of the Nizhny Novgorod Trans-Volga region (on the example of the Kerzhenets River). In: *Trudy Gosudarstvennogo prirodnogo biosfernogo zapovednika "Kerzhenskii"*. Iss. 5. Nizhnii Novgorod: Gos. prirodnyi biosfernyi zapovednik "Kerzhenskii" (Publ.). 196 p. (in Russ.)
- Korableva O.V., Chernov A.V. (2019). Modern dynamics of floodplain-channel complexes of the middle Kerzhenets River (according to monitoring observations in 2001–2018). In: *Nauchnye problemy ozdorovleniya Rossiiskikh rek i puti ikh resheniya*. M.: IVP RAN (Publ.). P. 172–176. (in Russ.)
- Lakin G.F. (1990). Biometriya (Biometrics). M.: Vysshaya shkola (Publ.). 352 p. (in Russ.)
- Makhinov A.N., Kim V.I., Anoshkin A.V. et al. (2018). Transformation of local floodplain-channel systems of the Amur and Ussuri rivers as a factor in the emergence of transboundary problems. *Regional'nye problemy*. Iss. 21. № 2. P. 61–68. (in Russ.)
- Makkaveev N.I. (1955). Ruslo reki i eroziya v ee basseine (River bed and erosion in its basin). M.: AN SSSR (Publ.). 347 p. (in Russ.)
- Mozzherin V.I., Kurbanova S.G. (2004). Deyatel'nost' cheloveka i erozionno-ruslovye sistemy Srednego Povolzhya (Human activity and erosion-channel systems of the Middle Volga region). Kazan': Art-Dizain (Publ.). 128 p. (in Russ.)
- Nazarov N.N., Egorkina S.S. (2004). Reki Permskogo Priam'ya: gorizonta'nye ruslovye deformatsii (Rivers of the Perm Kama region: horizontal channel deformations). Perm': IPK Zvezda (Publ.). 155 p. (in Russ.)
- Pavlov I.N. (1994). Channel morphology of plain rivers of the Altai Territory. *Geomorfologiya*. № 3. P. 78–85. (in Russ.)
- Petukhova L.N., Rysin I.I. (2006). Horizontal channel deformation and their factors on the rivers of Udmurtia. *Geomorfologiya*. № 4. P. 70–78. (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2006-4-70-78>
- Petukhova L.N., Rysin I.I. (2006). Patterns in the development of horizontal river channel transformations in the Republic of Udmurtia, Russian Federation. In: *Channel processes in the rivers of mountains, foothills and plains*. R.S. Chalov, M. Kamykowska, K. Krzemien (Eds.). Cracow. P. 119–131.

- Popov I.V., Konditereva Je.A. (1974). Forecast of channel deformations of the Volga at the site of the Saralevsky water junction in connection with the design of improving its navigable conditions. *Trudy GGI*. № 216. P. 65–93. (in Russ.)
- Robert A. (2003). River processes: an introduction to fluvial dynamics. London: Arnold. 214 p.
- Rysin I.I. (Ed.). (2020). Atlas Udmurtskoi Respubliki (Atlas of the Udmurt Republic). M.–Izhevsk: Feoriya, Udmurtiya (Publ.). 288 p. (in Russ.)
- Rysin I.I., Petukhova L.N. (2006). Ruslovyie protsessy na rekakh Udmurtii (Channel processes on the Udmurtia rivers). Izhevsk: Assotsiatsiya “Nauchnaya kniga” (Publ.). 176 p. (in Russ.)
- Shajdegger A.E. (1964). Teoreticheskaya geomorfologiya (Theoretical geomorphology). M.: Progress (Publ.). 450 p. (in Russ.)
- Spiridonov A.I. (1970). Osnovy obshchei metodiki polevykh geomorfologicheskikh issledovaniy i geomorfologicheskogo kartografirovaniya (Fundamentals of the general methodology of field geomorphological research and geomorphological mapping). M.: Vysshaya shkola (Publ.). 456 p. (in Russ.)
- Zavadskij A.S., Chalov R.S. (1997). Regional analysis of free meandering. *Vestnik Mosk. Un-ta. Ser. 5. Geografiya*. № 3. P. 32–36. (in Russ.)

ОЦЕНКА СТОКА НАНОСОВ С ТЕРРИТОРИИ МОСКВЫ[#]© 2024 г. В.А. Неходцев^{1,2,*}, Г.Д. Эмдин³¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия²Научный институт Вайцмана, Реховот, Израиль³Университет ИТМО, Санкт-Петербург, Россия

* E-mail: nekhodtsev.v@gmail.com

Поступила в редакцию 30.04.2023 г.

После доработки 31.07.2023 г.

Принята к публикации 13.10.2023 г.

В результате хозяйственного освоения на территории Москвы (в пределах кольцевой автодороги) за XVIII–XX вв. было засыпано чуть больше половины долин малых рек и десятки оврагов. Параллельно была сооружена сеть ливнестоков (подземных труб) со средней густотой 6.9 км/км². Доля водонепроницаемых поверхностей (крыши зданий, тротуары, автодороги и т.д.) возросла до 50%. Поверхностный сток с городских территорий вместе с грунтом, взвешенными и растворенными веществами стал реализовываться через ливнесточную сеть в русла сохранившихся рек, в пруды. В настоящей работе на основе полевых материалов авторов, полученных на модельном участке (бассейне заключенного в коллектор Калитниковского ручья) и статистических данных коммунальных организаций проведена оценка стока наносов и растворенных веществ с территории Москвы (внутри МКАД) через сеть “подземных рек” и ливнестоков. Установлено, что с учетом площади (880 км²), модуль твердого стока здесь составляет в среднем порядка 160–250 м³/км² в год (или 2.6–4 т/га в год) при доле водонепроницаемых поверхностей 50%. Показано, что даже в пределах плоских поверхностей (например, надпойменных террас) с амплитудами высот менее 6–7 м смыывается около 100 м³/км² грунта в год. Основные причины наблюдаемого явления — низкая культура благоустройства (некачественно закрепленные грунты, недостаточная очистка ливнесточных вод), массовое строительство и интенсификация эолового транзита в застроенных кварталах. Поступающие из ливнестоков разнородные частицы грунта и другие взвешенные вещества превышают транспортирующую способность сохранившихся рек, что приводит к аккумуляции наносов в руслах. Потенциал Москвы-реки по удалению возросшего стока наносов и загрязнителей к настоящему времени полностью исчерпан.

Ключевые слова: водосборные бассейны, город, опасные процессы, поверхностный сток, подземная река, рельеф, твердый сток

DOI: 10.31857/S2949178924010043, EDN: IRSJOG

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Примерно с конца XIX в. велась активная засыпка оврагов и речных долин в Москве. К настоящему времени на территории города внутри Московской кольцевой автомобильной дороги (МКАД) из имевшихся 130–140 малых рек и ручьев, не считая мелких сухих оврагов, полностью или частично уцелели около 50 рек, т.е. меньше половины (Насимович, 1996).

Водотоки засыпанных долин и малых эрозионных форм в большинстве случаев заключали в подземные коллекторы (трубы) и включали в дренажно-ливневую систему города. При за-

ключении водотока под землю сначала сооружают коллектор, а затем, после перевода водотока в него, засыпают грунтом долину и коллектор. Параллельно под окрестными улицами сооружается ливнесточная канализация (отвод поверхностного стока), подключаемая к коллектору “подземной реки” (Воронов, Яковлев, 2006). Важно отметить, что поступление грунтовых вод в коллектор конструкционно обычно не предусмотрено. Полностью “подземная река” (без сохранившихся наземных участков) представляет собой весьма разветвленную древовидную сеть коллекторов с расширяющимся к устью поперечным сечением. Строго говоря, с точки зрения гидрологии, такое инженерное сооружение не является рекой, но концентрирует поверхностный сток с территории и некоторые промышленные отходы.

[#] Ссылка для цитирования: Неходцев В.А., Эмдин Г.Д. (2024). Оценка стока наносов с территории Москвы. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 1. С. 40–51. <https://doi.org/10.31857/S2949178924010043>; <https://elibrary.ru/IRSJOG>

Замена природной гидросети на систему дренажно-ливневых коллекторов в Москве привела к увеличению стока с территории внутри МКАД по крайней мере на 200%, а с учетом техногенных сбросов и утечек из коммуникаций — на 280% (Неходцев, 2021). Колоссальное увеличение поверхностного стока связано в первую очередь с концентрацией ливнестоками атмосферных осадков, выпадающих на водонепроницаемые поверхности (крыши, тротуары, дороги), доля которых в территории Москвы (внутри МКАД) составляет ровно 50% (Коронкевич и др., 2017, с. 82). В крупном городе с плотной застройкой техногенно-погребенные долины с закрытым “стоком” наносят значительный ущерб городскому хозяйству. Для районов, где развиты такие долины, характерна интенсификация ряда геолого-геоморфологических и эколого-геохимических процессов, что связано в первую очередь с увеличением объема грунтовых вод (Неходцев, 2021).

На городских пространствах, где отсутствует качественное закрепление рыхлых грунтов, а также вблизи строек ливневые осадки и весеннее снего-

таяние приводят к взрывному росту стока наносов в “подземных реках” и ливнестоках. Повсеместно распространены обширные шлейфы песчаных и гравийных отложений на асфальто-плиточном покрытии. Смыв частиц песчаной размерности по наклонным поверхностям дорожных покрытий происходит даже при неинтенсивном дожде (рис. 1). Активное строительство, особенности городского микроклимата (в первую очередь — интенсификация эолового транзита) дополнительно способствуют смыву грунта. Поэтому, несмотря на общее выполаживание территории при засыпке эрозионных форм, растет объем жидкого и твердого стока в главные городские водные артерии (прежде всего — в Москву, Яузу и Сетунь) и пруды. В настоящей работе оценивается объем грунта и других взвешенных веществ, поступающих с территории Москвы через подземные водостоки.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Публикации об устройстве коллекторов “подземных рек” и ливнестоков носят технический либо исторический характер; обобщающих работ в этой области сравнительно мало (Ивлев, 1954; Воронов, Яковлев, 2006). Обследование подземных ливнестоков показало, что в них содержится огромное количество твердого материала, поступающего с дневной поверхности и транспортирующегося по коллекторам процессами, аналогичными природным русловым (Неходцев, 2012; Геоморфология ..., 2017). В ливнесточных коммуникациях подавляющего большинства европейских городов (Берлин, Прага, Брюссель, Антверпен, Лодзь и т.д.) по нашим данным практически отсутствуют наносы, в отличие от аналогичных сооружений Москвы и Киева, что связано с проводимым закреплением открытых грунтов. Результаты изучения антропогенной трансформации флювиального рельефа и речных бассейнов малых рек Москвы изложены в монографии (Геоморфология ..., 2017). В ежегодно публикуемых Правительством Москвы докладах “О состоянии окружающей среды в городе Москве” (Доклад ..., 2009–2020) приводится количественная и качественная характеристика твердого и жидкого стока, загрязнителей.

Исследования, посвященные перераспределению поверхностного стока в связи с уничтожением гидросети, сравнительно немногочисленны (Геоморфология ..., 2017; Неходцев, 2021). Общие



Рис. 1. Песчано-глинистый шлейф на проезжей части во время обложного дождя — проявление активного твердого стока с городской территории. Фото В.А. Неходцева.

Fig. 1. Sand and clay on the roadway during light rain is an indicator of active solid runoff from the urban area. Photo by V.A. Nekhodtsev.

закономерности влияния урбанизации на сток рек, в том числе и Москвы, изложены в работах (Львович, 1986; Коронкевич, Мельник, 2015). В том числе установлено, что увеличение доли урбанизированной площади речного бассейна на 1% (с учетом дорог и сельских населенных пунктов) приводит приблизительно к такому же увеличению стока, а увеличение на 1% водонепроницаемых участков — к росту стока на 2–3% (Коронкевич, Мельник, 2017). Выявлена тенденция “увеличения годового стока, главным образом, за счет поверхностного стока со склонов в теплое время года (при снижении стока инфильтрационного происхождения)” (Коронкевич, Мельник, 2015, с. 141–142). Увеличение стока р. Москвы в начале XXI в. оценивается в 1.7 раза по сравнению с его нормой; при этом на долю антропо-

генных факторов приходится 75–80% изменения, а на долю климатических — 20–25% (Коронкевич, Мельник, 2017).

В одном из обследованных коллекторов 1908 г. постройки, проложенном вдоль Калитниковского пруда (Таганский р-н, ЦАО), была обнаружена крупная толща наносов. В 2005 г. (по сообщению пресс-службы ГУП “Мосводосток”) коллектор Калитниковского ручья был перегорожен бетонной плотиной высотой около 1.6 м (рис. 2) для проведения строительных работ; в январе 2011 г. перегородка была демонтирована. За это время за плотиной накопилась мощная песчано-глинистая толща с включением кирпичей и валунов, которая была нами обследована и зафиксирована. Такие отложения “подземных рек” и ливнестоков было предложено называть техноаллювием

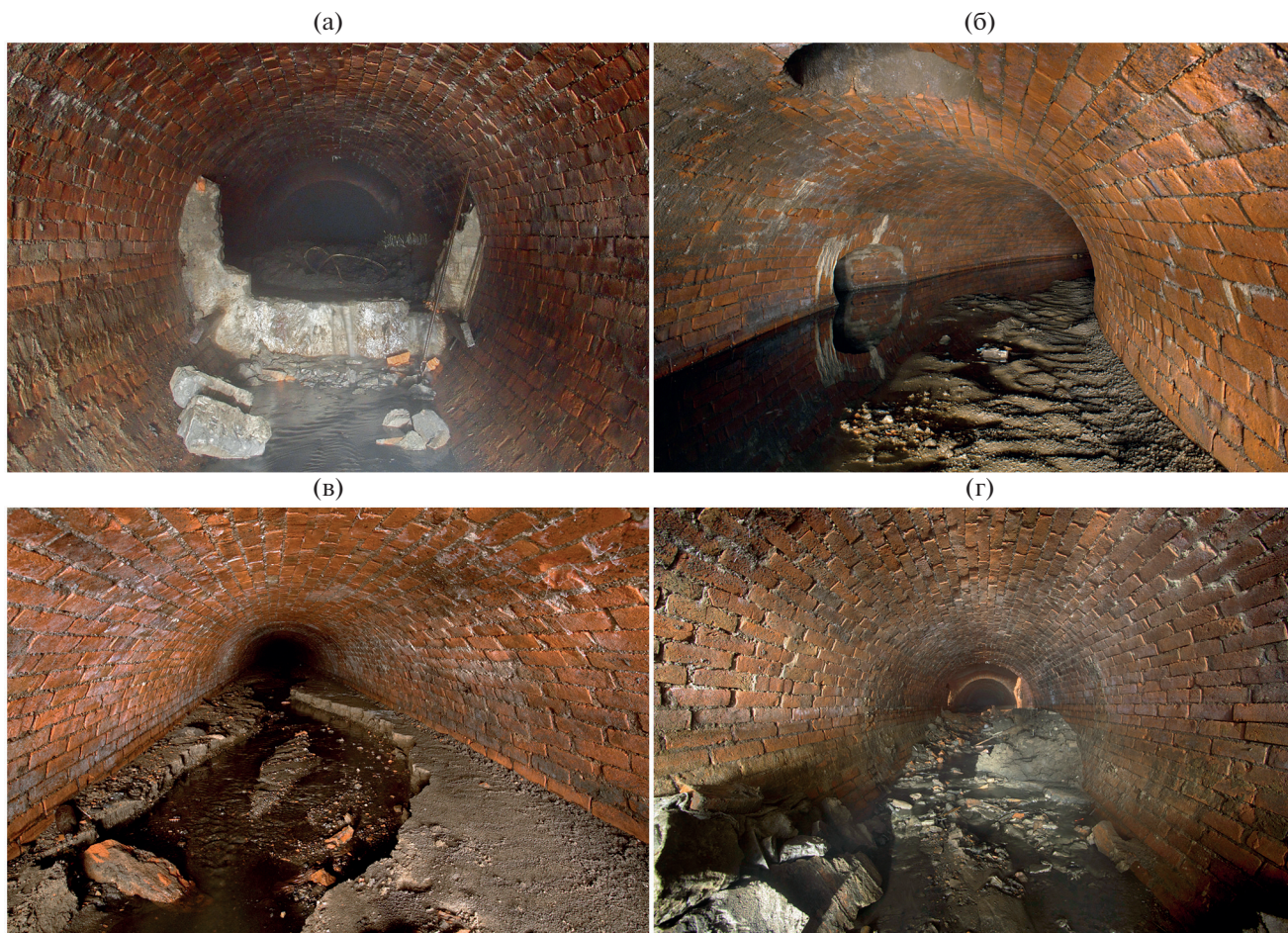


Рис. 2. Техноаллювиальная толща в коллекторе Калитниковского ручья в 2011 г.: бетонная перегородка во время демонтажа (а); техноаллювиальная толща в 265 м выше плотины (мощность на всем протяжении практически идентичная) в месте сужения коллектора (б); после демонтажа перегородки ручей начал стремительно врезаться в наносы (в, г). Фото С.А. Корнева и В.А. Неходцева.

Fig. 2. Techno-alluvial deposits in the Kalitnikovskii Creek drain in 2011: dismantling of the concrete dam (a); techno-alluvial deposits 265 m above the dam at the point of narrowing of the collector (б); after dam dismantling the stream began to rapidly cut into sediments (в, г). Photos by S.A. Kornev and V.A. Nekhodtsev.

(Неходцев, 2012). На снимках (см. рис. 2, (а)) видно, что грунт не сравнялся по высоте с перегородкой и, следовательно, на протяжении 6 лет продолжал накапливаться вплоть до демонтажных работ.

Измерения проводились лазерным дальномером Bosch DLE 50 Professional (погрешность линейных измерений не превышает ± 1.5 мм). Производилась фотофиксация накопленной грунтовой толщи и динамики процессов на протяжении 2011–2016 гг.

Калитниковский ручей — приток “подземной реки” Хохловки длиной почти 2 км, протекает в основном в коллекторе с диаметром 2.13–2.4 м, в верховьях сужающегося до 1.5 м. Коллектор проходит от Мал. Калитниковской улицы вдоль Калитниковского пруда, под Октябрьским трамвайным депо, а в районе Скотопрогонной улицы соединяется с коллектором, в котором течет речка Хохловка. В районе Малого кольца Московской железной дороги Хохловка впадает в Нишенку — одну из крупнейших “подземных рек” Москвы, — устье которой расположено в 6 км к югу, около Перервинской плотины.

Мощность накопленной грунтовой толщи составляла почти на всем протяжении от 0.8 (в верхнем течении) до 1.2 м (в нижнем). На нижнем отрезке изучаемого коллектора в круглой трубе диаметром 2.13 м плотные наносы присутствовали с постоянной мощностью (1.1–1.2 м) на протяжении 261 м (см. рис. 2, (б, в)). Уклоны коллектора преимущественно одинаковые на всем протяжении: такая конструктивная особенность препятствует накоплению наносов (Неходцев, 2012). Выше по течению коллектор сужается до 1.5 м, а его уклон несколько возрастает: на этом отрезке наносы зафиксированы на протяжении 85 м, где их мощность равномерно уменьшается с 0.8 до 0 м. После врезания ручья в толщу наносов (см. рис. 2, (в, г)) удалось установить ее слоистое строение: в зависимости от скорости паводкового потока отлагался техноаллювий различного гранулометрического состава от глин до гравия. Мощность таких прослоев колебалась от 4–5 до 20–25 см.

Подсчет объема наносов был выполнен Г.Д. Эмдиным в приложении WolframAlpha. Коллектор представляет собой простую геометрическую фигуру — цилиндр (рис. 3). Объем накопившегося

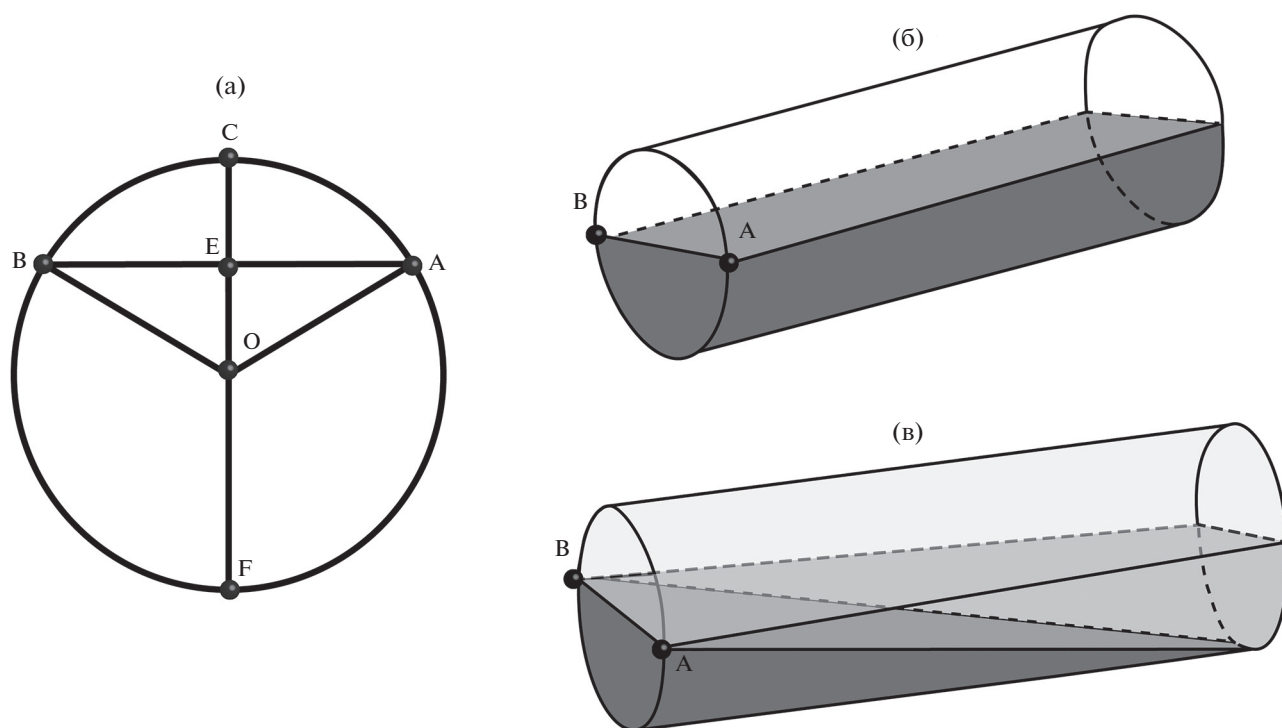


Рис. 3. Схема подсчета объема техноаллювиальной толщи в коллекторе Калитниковского ручья: поперечное сечение частично заполненного коллектора (а); субгоризонтальный участок коллектора диаметром 2.13 м (б); участок слабонаклонной трубы диаметром 1.5 м (в). Составлено авторами.

Fig. 3. Scheme for calculating the volume of techno-alluvial deposits in the collector of Kalitnikovskii Creek: a cross section of a partially filled pipe (a); a subhorizontal section of the pipe with 2.13 m diameter (б); a section of a slightly inclined pipe with 1.5 m diameter (в). Compiled by the authors.

осадка, таким образом, может быть рассчитан как произведение длины и площади сегмента круга, ограниченного хордой (поверхностью техноаллювия). При этом, учитывая почти идеальную выдержанность техноаллювиальной толщи, нет необходимости построения более сложной интегральной функции.

Для начала найдем площадь сегмента круга, ограниченного хордой (BA), делящей диаметр (D) в отношении p :

$$\frac{FE}{D} = p.$$

Чтобы найти площадь сегмента BAF надо знать внешний $\angle BOA$:

$$\cos(\angle BOE) = \frac{OE}{OB} = \frac{D(p - 1/2)}{D/2} = 2p - 1,$$

$$\angle BOA = 2\arccos(2p - 1).$$

Внешний

$$\angle BOA = 2\pi - 2\arccos(2p - 1) = 2\arccos(1 - 2p).$$

Таким образом, площадь поперечного сечения техноаллювиальной площади находим по формуле (1):

$$S_{BAF} = \frac{D^2}{8}(2\arccos(1 - 2p) - \sin(2\arccos(1 - 2p))). \quad (1)$$

Объем (V) выдержанной по мощности толщи техноаллювия, накопившегося на нижнем отрезке (L) субгоризонтальной трубы находим по формуле (2):

$$V_1 = L_1 \cdot \frac{D_1^2}{8}(2\arccos(1 - 2p_1) - \sin(2\arccos(1 - 2p_1))), \quad (2)$$

для которых измеренные значения:

$$L_1 = 260.7 \text{ м}, D_1 = 2.13 \text{ м}, p_1 = \frac{9}{17}.$$

Объем техноаллювия в нижнем участке коллектора, таким образом, составил 499 м³.

Рассчитаем объем наносов для верхнего участка коллектора, который проложен с заметным уклоном. Для этого представим, что труба лежит горизонтально, а наносы в ней на всем протяжении выдержаны по мощности (как и в предыдущем случае) и составляют 0.8 м. В таком случае используем формулу (2), а затем разделим получившееся значение на 2 (см. рис. 3, (в)), чтобы узнать объем наносов в реальной трубе:

$$V_2 = \frac{1}{2} \cdot L_2 \cdot \frac{D_2^2}{8}(2\arccos(1 - 2p_2) - \sin(2\arccos(1 - 2p_2))),$$

для которых измеренные значения:

$$L_2 = 85 \text{ м}, D_2 = 1.5 \text{ м}, p_2 = \frac{0.8}{1.5}.$$

Объем наносов на верхнем участке коллектора составил 40.7 м³. Суммарный объем техноаллювиальной толщи в коллекторе Калитниковского ручья составляет ~540 м³.

Нами была составлена схема водосбора и ливне-стоков (рис. 4). Для определения площади водосборной поверхности, с которой поверхностный сток концентрировался в коллектор Калитниковского ручья, были сопоставлены рельеф местности и подробная схема коллекторной сети ГУП "Мосводосток" с отмеченными расстояниями, диаметрами труб и указанием местоположения ливнесточных решеток. Таким образом, было установлено, что 540 м³ грунта было смыто в ливне-стоки с площади 0.912 км² за 6 лет. Погрешность измерений и, соответственно, полученных значений нами оценивается не более чем $\pm 2\%$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Таким образом, для модельного участка в бассейне заключенного в коллектор Калитниковского ручья были определены величины стока наносов — 590 м³/км² за 6 лет, или, в среднем, ~98 м³/км² в год.

Зеркало копаного Калитниковского пруда и дно коллектора Калитниковского ручья расположены на абсолютной отметке 130 м. Наивысшие отметки в южной и северной частях водосбора едва достигают 140 м. Исследуемая местность находится на третьей надпойменной террасе Москвы-реки, рельеф которой характеризуется некрутыми задернованными склонами. Позднеплейстоценовые и голоценовые эрозионные врезы на этой поверхности при ее хозяйственном освоении нивелированы подсыпкой грунта на 2–4 м (Геологический ..., 2010). Таким образом, если не учитывать склоны непосредственно вдоль копаного пруда, амплитуда высот изученной территории, базисом эрозии которой принимаются ливнесточные решетки, не превышает 5–6 м.

По открытым данным OpenStreetMap и спутниковым снимкам 2006–2011 гг. (Яндекс и Google Maps) с помощью ГИС нами была измерена площадная структура землепользования изучаемого водосбора, с которого был смыт грунт в коллектор Калитниковского ручья (табл. 1). К водонепроницаемым поверхностям отнесены здания, основные

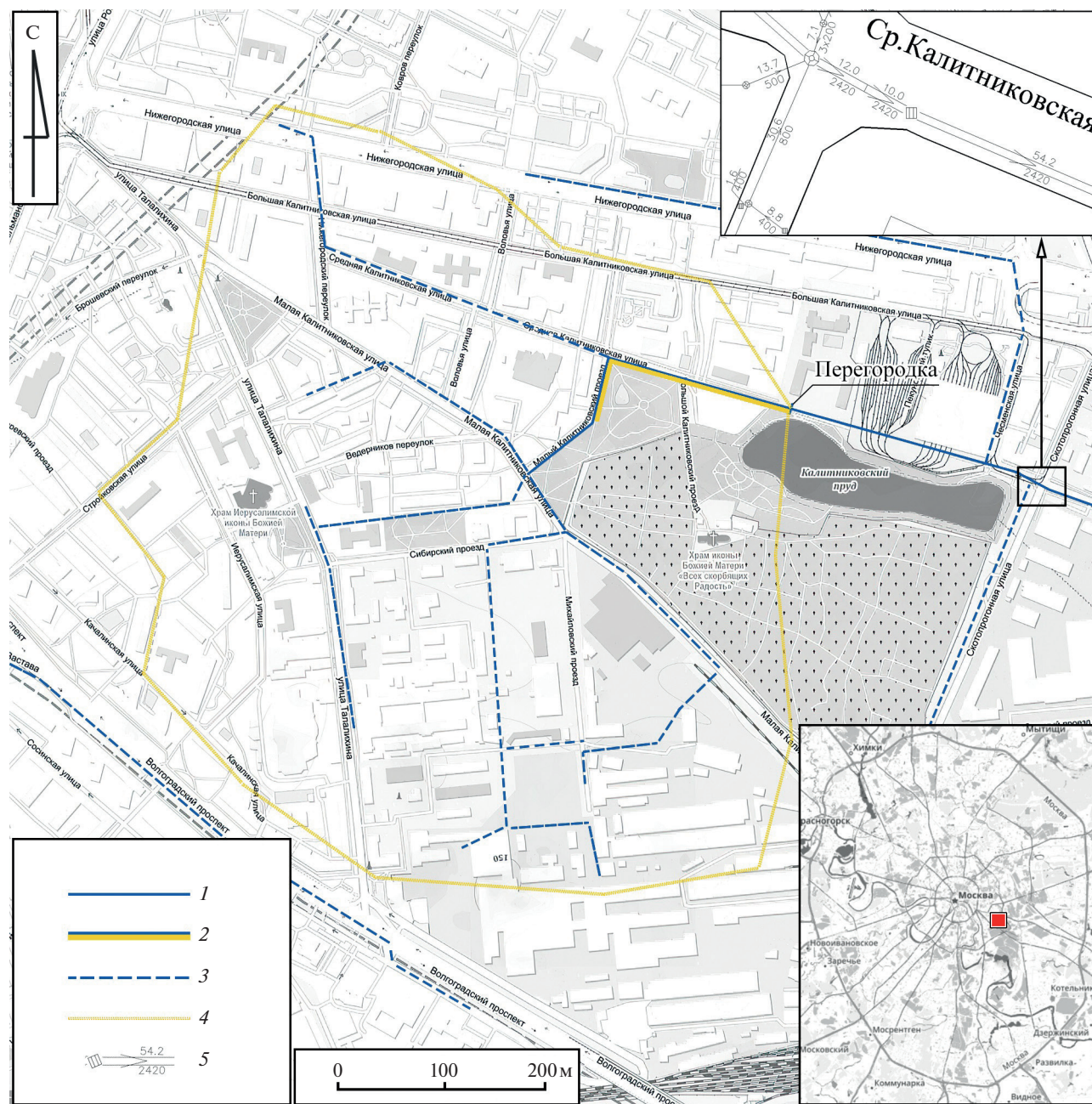


Рис. 4. Схема водосбора фрагмента Калитниковского ручья. 1 — основная нитка коллектора диаметром 1.5–2.4 м; 2 — участок коллектора с накопленной техноаллювиальной толщей; 3 — второстепенные ливнестоки-притоки; 4 — граница водосборной поверхности; 5 — фрагмент исходной схемы ливнесточной сети ГУП «Мосводосток» с указанием расстояний между люками и ливнесточными решетками (сверху; в метрах) и диаметром труб (снизу; в миллиметрах). Составлено В.А. Неходцевым.

Fig. 4. The scheme of the catchment of the fragment of the Kalitnikovskii Creek. 1 — the main pipe with 1.5–2.4 m diameter; 2 — a section of the pipe with accumulated techno-alluvial deposits; 3 — small storm drains tributaries; 4 — the boundary of the drainage basin; 5 — a fragment of the original scheme of the storm drains network SUE “Mosvodostok” indicating the distances between the hatches and the drainage gratings (above; in meters) and the diameter of the pipes (bottom; in millimeters). Compiled by V.A. Nekhodtsev.

Таблица 1. Структура землепользования изученного водосбора (см. рис. 4)**Table 1.** Land use structure of the studied drainage basin (fig. 4)

Характер землепользования	Площадь, км ²	% от площади
Парки, скверы, кладбище	0.146	16.0
Дворы и дворовые проезды	0.19	20.9
Производственные территории	0.324	35.5
Все здания вне промышленных территорий	0.072	7.9
Основные уличные проезды с тротуарами, парковки	0.175	19.2
Водная поверхность (пруд)	0.005	0.5
Вся территория	0.912	100

уличные проезды с тротуарами, автомобильные парковки, а также плотно застроенные производственные территории с практически сплошным асфальто-бетонным покрытием: Мясокомбинат, многофункциональный комплекс “Михайловский”, ЗАО “Клипмаш”, автотехцентр “Ауди”, Федеральный научный центр пищевых систем им. В.М. Горбатова РАН, Московский государственный университет пищевых производств и др. Дворы и дворовые проезды (кроме переулков) нами рассмотрены как поверхности с открытым грунтом, наравне с парками, скверами и территорией Калитниковского кладбища. Суммарная доля непроницаемых поверхностей исследованного водосбора составляет, таким образом, около 60%.

Таблица 2. Параметры измеренного твердого стока, реализуемого с территории Москвы через ливнесточную сеть. По данным ГУП “Мосводосток” и “Мосводоканал” (Доклад ..., 2009; 2010; 2012; 2013; 2014; 2015; Расписание погоды)**Table 2.** Parameters of the sediment transport realized from the territory of Moscow through the storm drains. According to SUE “Mosvodostok” and “Mosvodokanal” (Kul’bachevskii, 2009; 2010; 2012; 2013; 2014; 2015; Weather schedule)

Параметры	Годы				
	2008	2009	2010	2011	2012
Осадки (метеостанция Балчуг), мм/год	700	583	567	546	744
Сток наносов, тыс. т	215	—	193	179	225
Сток наносов, тыс. м ³ (при плотности 1.6 т/м ³)	165	—	148	138	173
Сброс загрязняющих веществ с Курьяновских очистных сооружений, тыс. т	246	238	203	214	242

Реальный объем денудации с модельного водосбора, разумеется, несколько больше, поскольку нами не учтены взвешенные наносы, особенно транспортируемые ливневыми паводками. В соответствии с рельефом и застройкой измеренный объем стока наносов можно считать не превышающими средние значения для территории Москвы, которая характеризуется значительными амплитудами высот (от 30 до 60 м и более) и преобладанием склоновых поверхностей.

Полученные для модельного полигона значения постараемся сопоставить с опубликованными в статистических докладах ГУП “Мосводосток” данными (табл. 2) для территории Москвы внутри МКАД (880 км²). Организация ответственна за состояние большинства водных объектов города (реки, пруды, озера) и эксплуатацию водосточной сети, в которую поверхностные воды поступают с 75% площади города и сбрасываются в водные объекты через 230 крупных (диаметр более 0.4 м) и 1300 мелких водовыпусков (Доклад ..., 2010; 2012). Общая протяженность водосточной сети, эксплуатируемой ГУП “Мосводосток”, превышает 6200 км, а ее средняя густота в пределах МКАД — 6.9 км/км². Объем поверхностного стока территории составляет порядка 530–580 млн м³/год, из которых различные предприятия и организации сбрасывают 170–180 млн м³/год, а на долю собственно атмосферных осадков приходится около 380–410 млн м³/год (Доклад ..., 2009; 2010; 2012; 2015). Объем неорганизованного стока, поступающего в водные объекты по рельефу местности, минуя ливнесточную сеть, составляет еще порядка 80–250 млн м³/год (Доклад ..., 2013; 2015). Отметим очевидную связь количества выпавших осадков и объема твердого стока (см. табл. 2).

Для механической очистки поверхностного стока в устьях наиболее крупных ливнесточных коллекторов (“подземных рек”) построены: пруды-отстойники, песколовки, сооружения камерного типа, щитовые заграждения, сооружения глубокой очистки с фильтровальными насосными станциями и др. Общее количество таких очистных сооружений на балансе ГУП “Мосводосток” 162 шт. (Доклад ..., 2020, с. 116). В докладах “О состоянии окружающей среды в городе Москве” отмечается в целом низкая эффективность очистных сооружений и невозможность их реконструкции в условиях сложившейся плотной городской застройки. Из накопителей в устьях малых рек изымается лишь от 5 до 40 тыс. м³ грунта (Доклад ..., 2010; 2012; 2018; 2019; 2020), тогда как основная часть

наносов и взвешенных веществ попадает в принимающие реки и водоемы. Ежегодно ГУП “Мосводосток” проводит очистку прудов и рек города от ила и донных отложений в объемах от 1200 до 5700 тыс. м³ (Доклад ..., 2018; 2019; 2020).

Так, в результате долговременного хозяйственного освоения “на городском участке р. Москвы аккумулировалось до 25 млн м³ отложений различной степени загрязненности” (Богомолова, Курочкина, 2010, с. 402). В XX в. периодически проводилась промывка русла реки путем пропуска больших объемов паводковых или сбросовых вод; с 1998 г. проводится только механизированное удаление донных наносов (Щеголькова и др., 2016). Многолетние исследования фракционного состава смываемого грунта показывают, что от 50 до 65% приходится на песчаные фракции; 8.5% — на гальку, щебень и гравий; 26.5% — на пылеватые и глинистые частицы (Туралина, 2010, с. 20).

Помимо техноаллювия через ливнесточную сеть реализуются и взвешенные наносы, объем которых перманентно контролирует ГУП “Мосводосток”: в Старой Москве сформирована сеть из почти 30 контрольных створов, лабораторный анализ для которых проводится не реже раза в квартал. Для ливнесточной сети количественно оценить этот показатель значительно проще, чем твердый сток. С 2008 по 2017 г. объемы выносимых взвешенных веществ колебались в диапазоне от 47 до 124 тыс. т с тенденцией к снижению. Основными загрязнителями являются хлориды, сульфаты, биохимически разрушающиеся вещества (по БПК-5) и нефтепродукты, составляющие в сумме более 95% взвешенных веществ (Доклад ..., 2009; 2010; 2012; 2013; 2014; 2015; 2017; 2018; 2019; 2020). Так, суммарный показатель взвешенных веществ в Москва-реке возрастает с ~300 мг/дм³ на входе в город до 500 мг/дм³ на выходе из него (Богомолова, Курочкина, 2010). Заметим, что и минерализация атмосферных осадков в Москве варьирует год от года в широком диапазоне от 20–50 до 360 мг/дм³ с тенденцией к снижению (Еремина, 2019).

Столь высокая транспортирующая способность ливнесточной сети объясняется особенностями ее проектирования: наиболее крупные коллекторы сооружались преимущественно с одинаковым уклоном на всем протяжении. Транспорту наносов в малых коллекторах способствует форма их поперечного профиля — круглая или овоидальная (яйцеобразная), — что повышает скорость водного потока в безнапорных условиях (Неходцев, 2012).

К этому можно добавить, что транспортирующая способность паводков в “подземных реках” сопоставима с горными реками (Геоморфология городских..., 2017).

Таким образом, через ливнесточную сеть, концентрирующую поверхностный сток с 75% территории Москвы внутри МКАД, ежегодно выносятся от 230 до 350 тыс. т грунта и взвешенных веществ. С учетом площади (880 км²), модуль твердого стока здесь составляет в среднем порядка 160–250 м³/км² в год (или 2.6–4 т/га в год), что соответствует слою денудации 0.16–0.25 мм/год. В Старой Москве доля водонепроницаемых (без открытого грунта) поверхностей составляет 50%. В целом, измеренные для Калитниковского ручья объемы стока наносов следует признать близкими к минимальным ввиду плоского характера рельефа и отсутствия крупных строек в течение изученных годов. Очевидно, что при прочих равных модуль твердого стока будет возрастать в первую очередь при увеличении доли склоновых поверхностей, при наличии крупных строек и незадернованного грунта. Оценить влияние доли водонепроницаемых поверхностей на параметры твердого стока в настоящее время затруднительно. Заметим, что приведенные в настоящей работе расчеты существенно уточнили сделанные нами прежде выводы об объемах смыва грунта: прежние качественные оценки оказались занижены примерно в 2 раза (Неходцев, 2021).

В контексте настоящего анализа уместно упомянуть также объем сбросов с Курьяновских очистных сооружений (КОС), расположенных на юго-востоке города, напротив парка “Коломенское”. Здесь в Москва-реку сбрасываются очищенные сточные воды: бытовая (квартирная) канализация, различные промышленные стоки и расплавленный снег. Объем твердого стока, поступающего с очистных сооружений, немногим превышает таковой для ливнесточной канализации (см. табл. 2) при почти втрое превышающих объемах жидкого стока: 800–950 млн м³/год (Доклад ..., 2010; 2012). Общий жидкий сток с территории Москвы в описанные годы колебался в пределах 1200–1500 млн м³, в которые помимо анализированного выше ливневого стока входят сбросы КОС и других спецводопользователей. Суммарный объем грунта и других взвешенных веществ, поступающего через ливнесточную сеть, со склонов и с КОС (территория в пределах МКАД), таким образом, составляет порядка 300–400 тыс. м³ в год.

Столь колоссальное поступление наносов через подземные ливнеотстоки способствует активному заилению русел принимающих рек и водоемов. Например, в Яузе напротив водовыпусков “подземных рек” Хапиловки и Рыбинки измеренная нами в 2011 г. глубина составила всего 0.4–0.5 м, тогда как выше и ниже по течению — более 2 м. Сотрудники коммунальных служб вынуждены ежегодно проводить дноуглубительные работы — открытые водотоки не в состоянии быстро удалять возросшие объемы загрязнений вне замкнутых “русел” с (квази)напорным течением.

Из-за специфичного и объемного поступления материала с улиц подземные водостоки становятся яркими примерами коллекторов загрязняющих веществ. При этом количество загрязнителей в них оказывается феноменально высоким, особенно в центральных частях города. В устьях подземных рек Москвы фиксируется превышение нормативов культурно-бытового водопользования отдельных загрязнителей от 2–4 до 10–15 раз (нефтепродукты, железо, марганец, цинк) (Доклад ..., 2009; 2010; 2015; 2018). В настоящее время потенциал самоочищения Москва-реки в пределах города полностью исчерпан, диагностируется активное вторичное загрязнение донными наносами речных вод ниже по течению (Богомоллова, Курочкина, 2010; Щеголькова и др., 2016).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные нами расчеты носят ориентировочный характер из-за неполноты статистических данных по годам и в целом методологически сложной процедуры подсчета смыва грунта с крайне дифференцированных урбанизированных пространств. Увеличение поверхностного стока на фоне слаборазвитой культуры закрепления открытых грунтов и активного строительства привело к тому, что средний объем твердого вещества, поступающего непосредственно с территории Москвы (внутри МКАД) в реки и водоемы, достиг 160–250 м³/км² в год. При этом даже в пределах плоских поверхностей с амплитудами высот до 6–7 м, каким является исследованный бассейн Калитниковского ручья, смывается порядка 100 м³/км² грунта в год. Полученные результаты однозначно подтверждают высокую степень среднегодовой токсической нагрузки на экосистемы рек и водоемов города. Урбанизация ландшафтов является одним из важных факторов изменения

параметров речного стока, как жидкого, так и стока наносов и взвешенных веществ.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность за помощь в сборе и обработке фактического материала Г.И. Виноградову, Д.Ю. Давыдову, С.А. Корневу, И.С. Подосинникову и пресс-службе ГУП “Мосводосток”. Исследование проведено в рамках темы госзадания “Эволюция природной среды в кайнозое, динамика рельефа, геоморфологические опасности и риски природопользования” (ЦИТИС 121040100323-5) на кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и при поддержке Русского географического общества (проект 23/2022-Р “Рельеф Новой Москвы: ресурсы и риски природопользования”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богомоллова Т.Г., Курочкина В.А. (2010). Загрязнение речных русел на урбанизированных территориях и инженерные мероприятия по улучшению их экологического состояния. *Вестн. МГСУ*. Т. 2. № 4. С. 399–404.
- Воронов Ю.В., Яковлев С.В. (2006). Водоотведение и очистка сточных вод. М.: Изд-во Ассоциации строительных вузов. 704 с.
- Геологический атлас Москвы (в 10 томах с пояснительной запиской). Масштаб 1:10 000 (2010). ГУП Мосгоргеотрест.
- Геоморфология городских территорий: конструктивные идеи. (2017). Под ред. Э.А. Лихачёвой. М.: Медиа-ПРЕСС. 176 с.
- Доклад о состоянии окружающей среды в Москве в 2008 году. (2009). М.: Типография ООО “Формула Цвета”. 209 с.
- Доклад о состоянии окружающей среды в Москве в 2010 году. (2010). М. 135 с. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.mos.ru/eco/documents/doklady/view/63261220/> (дата обращения: 22.06.2022)
- Доклад о состоянии окружающей среды в городе Москве в 2011 году. (2012). Под общ. ред. А.О. Кульбачевского. М.: Спецкнига. 150 с.
- Доклад о состоянии окружающей среды в городе Москве в 2012 году. (2013). Правительство Москвы, Департамент природопользования и охраны окружающей среды города Москвы. Под общ. ред. А.О. Кульбачевского. М.: Спецкнига. 178 с.
- Доклад о состоянии окружающей среды в городе Москве в 2013 году. (2014). Правительство Москвы, Департамент природопользования и охраны окружающей среды города Москвы. Под общ. ред. А.О. Кульбачевского. М.: “ЛАРК ЛТД”. 222 с.

- Доклад о состоянии окружающей среды в городе Москве в 2014 году. (2015). Под ред. А.О. Кульбачевского. М.: ДПиООС, НИА-Природа. 384 с.
- Доклад о состоянии окружающей среды в городе Москве в 2016 году. (2017). Под ред. А.О. Кульбачевского. М.: ДПиООС, НИИПИ ИГСП. 363 с.
- Доклад о состоянии окружающей среды в городе Москве в 2017 году. (2018). Под ред. А.О. Кульбачевского. М.: ДПиООС. 358 с.
- Доклад о состоянии окружающей среды в городе Москве в 2018 году. (2019). Под ред. А.О. Кульбачевского. М.: ДПиООС; НИИПИ ИГСП: ООО "Студия Арроу". 247 с.
- Доклад о состоянии окружающей среды в городе Москве в 2019 году. (2020). Под ред. А.О. Кульбачевского. М.: ДПиООС. 222 с.
- Еремина И.Д. (2019). Химический состав атмосферных осадков в Москве и тенденции его многолетних изменений. *Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5. География*. № 3. С. 3–10.
- Ивлев А.П. (1954). Под улицами города. М.: Изд-во Мин. коммун. хоз-ва РСФСР. 48 с.
- Коронкевич Н.И., Бибилова Т.С., Долгов С.В. и др. (2017). Гидрологические последствия хозяйственной деятельности на водосборах. В сб.: *Водные ресурсы: новые вызовы и пути решения*. Новочеркасск: Лик. С. 78–84.
- Коронкевич Н.И., Мельник К.С. (2015). Трансформация стока под влиянием ландшафтных изменений в бассейне реки Москвы и на территории города Москвы. *Водные ресурсы*. Т. 42. № 2. С. 133–143. <https://doi.org/10.7868/S0321059615020066>
- Коронкевич Н.И., Мельник К.С. (2017). Изменение стока реки Москвы в результате антропогенных воздействий. *Водные ресурсы*. Т. 44. № 1. С. 3–14. <https://doi.org/10.7868/S0321059617010072>.
- Львович М.И. (1986). Вода и жизнь: Водные ресурсы, их преобразование и охрана. М.: Мысль. 254 с.
- Насимович Ю.А. (1996). Аннотированный список названий рек, ручьёв и оврагов Москвы. М.: ВНИИ охраны природы Минприроды РФ. 114 с.
- Неходцев В.А. (2012). Эрозионно-русловые процессы и субрельеф подземных (коллекторных) водотоков. В сб.: *Спелеология и спелестология: мат-лы конференции*. № 3. С. 231–236.
- Неходцев В.А. (2021). Последствия техногенного погребения рек в городах (на примере Москвы). *Известия РАН. Серия географическая*. № 2. С. 238–247. <https://doi.org/10.31857/S2587556621020126>
- Расписание погоды. [Электронный ресурс.] URL: <https://gr5.ru/> (дата обращения: 24.05.2022)
- Туралина Т.С. (2010). Разработка системы переработки грунта песчано-илистого, образующегося в ГУП "Мосводосток", с получением товарных фракций песка. *Водоочистка. Водоподготовка. Водоснабжение*. № 11 (35). С. 20–24.
- Щеголькова Н.М., Веницианов Е.В., Звезденкова Г.А. и др. (2016). Многолетняя динамика процессов самоочищения как интегральный показатель для выбора управляющих воздействий (на примере реки Москвы). *Водное хозяйство России*. № 4. С. 103–117. <https://doi.org/10.35567/1999-4508-2016-4-7>

SOLID RUNOFF ASSESSMENT OF MOSCOW TERRITORY¹

V. A. Nekhodtsev^{a,b,#} and G. D. Emdin^c

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

^bWeizmann Institute of Science, Rehovot, Israel

^cITMO University, Saint Petersburg, Russia

[#]E-mail: nekhodtsev.v@gmail.com

Over half of the existing river valleys and gullies on the territory of Moscow (within the Moscow Ring Road) for the XVIII–XX centuries were buried because of land development. Along with this, a network of storm-water drains (underground pipes) was built with an average density of 6.9 km/km². Now the impermeable surfaces (roofs of buildings, sidewalks, roads etc.) cover 50% of total Moscow territory. Surface runoff, including soil, suspended and dissolve loads now enters remaining streams and ponds through storm-water network. It has been estimated, that on average the annual solid runoff from the surface area of 880 km² is about 160–250 m³/km² (or 2.6–4 ton/ha per year). About 100 m³/km² of sediment per year is being washed off from flat surfaces (e.g. fluvial terraces) with amplitudes of less than 6–7 m. The reason of increase sedimentation and dissolved substances in runoff is a poor maintained storm-water network, extensive urban development, and intensification of aeolian transit from construction sites. The total quantity of particulate matter (suspended or bedload) coming from the storm-water drains lead to an explosive increase in sediment runoff exceeding the transporting capacity of the preserved rivers. The potential of the Moskva River to remove the increased runoff of sediments and pollutants has now been completely exhausted.

Keywords: city, drainage basin, hazardous processes, relief, solid runoff, underground river, urban runoff

¹ For citation: Nekhodtsev V.A., Emdin G.D. (2024). Solid runoff assessment of Moscow territory. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 1. P. 40–51. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924010043>; <https://elibrary.ru/IRSJOG>

ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful of D.Yu. Davydov, S.A. Kornev, I.S. Podosinnikov, G.I. Vinogradov and the press service of the State Unitary Enterprise “Mosvodostok” for the assistance in collecting and processing the material. The work was carried out under the State Research Task № 121040100323-5 “Evolution of the natural environment in the Cenozoic, relief dynamics, geomorphological hazards and risks of nature management” in the Department of geomorphology and paleogeography (Lomonosov Moscow State University) and under the Russian Geographical Society (project № 23/2022-P “Relief of New Moscow: resources and risks of land use”).

REFERENCES

- Bogomolova T.G., Kurochkina V.A. (2010). Pollution of urbanized rivers and engineering conception for reclamation and improvement of river ecology. *Vestnik MGSU*. № 4–2. P. 399–404. (in Russ.)
- Eremina I.D. (2019). Chemical composition of atmospheric precipitation in Moscow and the trends of its long-term changes. *Vestnik Mosk. Un-ta. Ser. 5. Geografiya*. № 3. P. 3–10. (in Russ.)
- Geologicheskii atlas Moskvyy m-ba 1:10 000 (v 10 tomakh s poyasnitel'noi zapiskoi) (Geological Atlas of Moscow scale 1:10 000 (1–10 Vol. with explanatory note). (2010). Moscow: SOE Mosgorgeotrest (Publ.). (in Russ.)
- Ivlev A.P. (1954). Pod ulitsami goroda (Under the City's Streets). Moscow: Public utilities government of RSFSR (Publ.). 48 p. (in Russ.)
- Koronkevich N.I., Bibikova T.S., Dolgov S.V. et al. (2017). Hydrological effects of industry in catchment area. In: *Vodnye resursy: novye vyzovy i puti resheniya*. Novocherkassk: Lik (Publ.). P. 78–84. (in Russ.)
- Koronkevich N.I., Melnik K.S. (2015). Runoff transformation under the effect of landscape changes in the Moskva R. Basin and in the territory of Moscow City. *Water Resources*. Vol. 42. P. 159–169. (in Russ.) <https://doi.org/10.1134/S0097807815020062>
- Koronkevich N.I., Melnik K.S. (2017). Changes in Moskva R. runoff under anthropogenic impacts. *Water Resources*. Vol. 44. P. 1–11. (in Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0321059617010072>
- Kul'bachevskii A.O. (Ed.). (2009). Doklad o sostoyanii okruzhayushchei sredy v gorode Moskve v 2009 godu (Report about situation of the Moscow environment in 2009). Moscow: Formula Tsveta (Publ.). 209 p. (in Russ.)
- Kul'bachevskii A.O. (Ed.). (2010). Doklad o sostoyanii okruzhayushchei sredy v gorode Moskve v 2010 godu (Report about situation of the Moscow environment in 2010). Moscow. 135 p. [Electronic data]. Access way: <https://www.mos.ru/eco/documents/doklady/view/63261220/> (access date: 22.06.2022) (in Russ.)
- Kul'bachevskii A.O. (Ed.). (2012). Doklad o sostoyanii okruzhayushchei sredy v gorode Moskve v 2011 godu (Report about situation of the Moscow environment in 2011). Moscow: Spetskniga (Publ.). 150 p. (in Russ.)
- Kul'bachevskii A.O. (Ed.). (2013). Doklad o sostoyanii okruzhayushchei sredy v gorode Moskve v 2012 godu (Report about situation of the Moscow environment in 2012). Moscow: Spetskniga (Publ.). 178 p. (in Russ.)
- Kul'bachevskii A.O. (Ed.). (2014). Doklad o sostoyanii okruzhayushchei sredy v gorode Moskve v 2013 godu (Report about situation of the Moscow environment in 2013). Moscow: LARK LTD (Publ.). 222 p. (in Russ.)
- Kul'bachevskii A.O. (Ed.). (2015). Doklad o sostoyanii okruzhayushchei sredy v gorode Moskve v 2014 godu (Report about situation of the Moscow environment in 2014). Moscow: DPiOOS, NIA-Priroda (Publ.). 384 p. (in Russ.)
- Kul'bachevskii A.O. (Ed.). (2017). Doklad o sostoyanii okruzhayushchei sredy v gorode Moskve v 2016 godu (Report about situation of the Moscow environment in 2016). Moscow: DPiOOS, NIPI IGSP (Publ.). 363 p. (in Russ.)
- Kul'bachevskii A.O. (Ed.). (2018). Doklad o sostoyanii okruzhayushchei sredy v gorode Moskve v 2017 godu (Report about situation of the Moscow environment in 2017). Moscow: DPiOOS (Publ.). 358 p. (in Russ.)
- Kul'bachevskii A.O. (Ed.). (2019). Doklad o sostoyanii okruzhayushchei sredy v gorode Moskve v 2018 godu (Report about situation of the Moscow environment in 2018). Moscow: DPiOOS, NIPI IGSP: Studio Arrou (Publ.). 247 p. (in Russ.)
- Kul'bachevskii A.O. (Ed.). (2020). Doklad o sostoyanii okruzhayushchei sredy v gorode Moskve v 2019 godu (Report about situation of the Moscow environment in 2019). Moscow: DPiOOS (Publ.). 222 p. (in Russ.)
- Likhacheva E.A. (Ed.). (2017). Geomorfologiya gorodskikh territorii: konstruktivnye idei (Urban Geomorphology: Constructive Ideas). Moscow: Media-Press (Publ.). 176 p. (in Russ.)
- L'vovich M.I. (1986). Voda i zhizn': vodnye resursy, ikh preobrazovanie i okhrana (Water and life: Water resources, their transformation and protection). Moscow: Mysl' (Publ.). 254 p. (in Russ.)
- Nasimovich Yu.A. (1996). Annotirovannyi spisok nazvanii rek, ruch'ev i ovragov Moskvyy (Annotated List of Moscow's Rivers, Streams and Ravines Names). Moscow: VINITI RAN (Publ.). 114 p. (in Russ.)
- Nekhodtsev V.A. (2021). Consequences of Man-Made Burial of Rivers in Cities (Case of Moscow). *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. № 2. P. 238–247. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2587556621020126>
- Nekhodtsev V.A. (2012). The erosion and channel processes and subrelief of the underground water courses. In: *Speleologiya i speleotologiya: sbornik materialov konferentsii*. № 3. P. 231–236. (in Russ.)
- Shchegolkova N.M., Venitsianov E.V., Rybka K.Yu. et al. (2016). Long-term dynamics of self-cleaning processes as an integral indicator for the selection of control actions (in case of the Moscow River). *Vodnoe khozyaistvo Rossii*. № 4. P. 103–117. (in Russ.)

- Turalina T.S. (2010). Development of a system for processing sandy-silty soil formed in the SUE “Mosvodostok”, with the production of commercial sand fractions. *Vodoochistka. Vodopodgotovka. Vodosnabzhenie*. № 11 (35). P. 20–24. (in Russ.)
- Voronov Yu.V., Yakovlev S.V. (2006). *Vodootvedenie i ochistka stochnykh vod* (Wastewater disposal and treatment). Moscow: Assotsiatsii stroitelnykh vuzov (Publ.). 704 p. (in Russ.)
- Weather schedule. [Electronic data]. Access way: <https://rp5.ru/> (access date: 24.05.2022)

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.35.054.1(262.5)

ДИНАМИКА КЛИФОВ ЗАПАДНОГО КРЫМА[#]© 2024 г. Ю. Н. Горячкин^{1, *}¹ Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

* E-mail: yngor@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 10.01.2023 г.

После доработки 11.04.2023 г.

Принята к публикации 13.10.2023 г.

Рассмотрена многолетняя динамика клифов Западного Крыма. Анализируются спутниковые снимки открытого доступа и продолжительные (более 40 лет) данные измерений на створах. Приводятся данные о геоморфологии отдельных участков побережья. Показано, что на большей его части основным механизмом, вызывающим отступление клифов, являются обвалы. Оползни характерны для побережья к югу от р. Кача, их подвижки сравнительно редки. Усиление обвальных процессов наблюдается в зимне-весенний период, когда значительно увеличивается влажность глинистых пород клифа и абразия. Обвалы могут также провоцироваться кратковременными сильными осадками, которые обычно наблюдаются в летний период. Однозначная связь между годовыми суммами осадков, штормовой деятельностью и активностью оползней синхронно или со сдвигом во времени не выражена. Какой-либо периодичности в динамике оползней не выявлено. Установлено, что характерные среднемноголетние скорости отступления бровки клифа для отдельных участков составляют от 0.1 до 1.2 м/год. В северной части побережья скорости максимальные, по мере продвижения к южной части региона они уменьшаются. Полученные среднемноголетние скорости отступления бровки клифа существенно меньше ранее приводимых в литературе. Отмечено сокращение поступления пляжеобразующего материала в береговую зону из-за уменьшения протяженности клифов. Из первоначально существовавших в рассматриваемом районе 50 км берегов с клифами из-за их закрытия различными сооружениями и террасирования к настоящему времени осталось 39 км. Обсуждается антропогенная деятельность, которая приводит к образованию техногенных оползней и увеличению активности природных оползней. Показано, что строительство поперечных пляжеудерживающих сооружений приводит к блокированию вдольберегового потока наносов и вызывает увеличение скорости отступления клифов за пределами закрепленного участка.

Ключевые слова: побережье, обвалы, оползни, межгодовая изменчивость, антропогенное воздействие

DOI: 10.31857/S2949178924010058, **EDN:** IQQMPY

ВВЕДЕНИЕ

Возможности Южного берега для рекреационного и хозяйственного развития Республики Крым практически исчерпаны, а Восточного существенно ограничены. Поэтому побережье Западного Крыма на сегодняшний день является наиболее крупной зоной развития и предметом повышенного внимания инвесторов. Существует целый ряд проектов (в том числе и реализуемых в настоящее время) строительства рекреационных объектов, набережных, яхтенных марин, восстановления причалов и т.п. (Горячкин, 2020). К сожалению, часто не учитываются результаты проведенных исследований процессов в береговой зоне, что приводит к приостановке работ и допол-

нительным расходам. К таковым относится динамика берегов, обусловленная как естественными причинами, так и последствиями антропогенного воздействия.

Первая наиболее обстоятельная сводка, в которой присутствуют количественные характеристики динамики берегов Западного Крыма, была приведена в работе Ю.Д. Шуйского (1974). В ней содержится карта, на которой для трех участков рассматриваемого побережья показана скорость абразии. Отмечается, что ранее приводились немногочисленные данные, основанные часто на ненадежных сведениях или приблизительных оценках (Зенкович, 1960; Зенкович, 1962; Романюк, 1967). Автором использовались данные стационарных береговых исследований, сравнительный анализ крупномасштабных карт и аэрофотоснимков, что позволило составить надежное представ-

[#] Ссылка для цитирования: Горячкин Ю.Н. (2024). Динамика клифов Западного Крыма. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 1. С. 52–69. <https://doi.org/10.31857/S2949178924010058>; <https://elibrary.ru/IQQMPY>

ление о скоростях абразии. Позже вышел атлас, в котором приводилась карта средней скорости абразии и аккумуляции за 1960–1994 гг., где некоторые значения были пересмотрены (Шуйский, Выхованец, 1994; Шуйский, Выхованец, 2009). Недостатком этих работ является, на наш взгляд, отсутствие подробных данных о методике анализа карт и аэрофотоснимков, временной дискретности и периодов стационарных береговых исследований, что снижает ценность приводимых сведений.

Начиная с 70-х гг. XX в., ввиду очевидности значительного отступления береговой линии некоторыми организациями, например, “Крым-моргеология”, “Противооползневое управление” были организованы наблюдения на створах, в том числе и в Западном Крыму. После распада СССР эти работы были прерваны, проводившие их организации или неоднократно меняли ведомственную принадлежность, или были ликвидированы, в результате чего часть материалов наблюдений и отметки реперов были утрачены.

Своеобразный итог исследований берегов Западного Крыма был подведен в работах Ю.Д. Шуйского (2005; 2007). В них абразия оценивалась по данным наблюдений (их период и дискретность не приведены) в течение летних практик студентов Одесского университета им. И.И. Мечникова. Другие сведения в основном качественного характера и, как правило, приводятся без привязки к конкретным участкам (Фокина, 2008; Игнатов, 2010; Агаркова-Лях, 2014; Иваненко, Сапронова, 2011; Игнатов и др., 2016).

В XXI в. в открытом доступе появились архивы спутниковых снимков высокого и сверхвысокого разрешения и возможности выполнить точную тахеометрическую и фотограмметрическую съемку с помощью спутникового позиционирования как наземными измерителями, так и беспилотными летательными аппаратами (Горячкин, Харитонов, 2010; Goryachkin, 2012; Горячкин, 2019; Горячкин и др., 2020; Крыленко и др., 2021). Вместе с тем полученные результаты во многом противоречивы, особенно в части приводимых абсолютных скоростей; почти ничего не говорится о временной изменчивости этих скоростей. Как правило, приводимые значения неоправданно относят к протяженным участкам побережья. В настоящей работе сделана попытка максимально ликвидировать эти пробелы, используя анализ ранее не использовавшихся данных. Целью работы является получение количественных характеристик отступления клифов Западного Крыма протяженностью 54 км: от воз-

вышенности Красная горка на севере до м. Коса Северная на юге. Северная часть (28 км) административно относится к Республике Крым, а южная (26 км) к городу федерального значения — Севастополю (рис. 1).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе использованы данные наблюдений на створах, выполнявшиеся в 1975–2020 гг. формально различными организациями, но реально ведущим инженером Морского гидрофизического института РАН А.П. Федоровым. Эти измерения выполнялись ежегодно, начиная с 70-х гг. XX в., преимущественно в осенний период с помощью ручной рулетки, которые ниже определяются как контактные данные. Кроме этого, нами использовались спутниковые снимки открытого доступа сервиса Google Earth с разрешением 0.61 м.

Использование снимков для определения положения бровки клифа без предварительной их обработки не корректно из-за их неточной привязки. Как показывает сравнение положения имеющихся ориентиров, для рассматриваемого региона ошибка достигает 10 м в период 2006–2022 г., на ранних снимках (2004–2005 гг.) — 30 м, что неприемлемо для наших целей. Поэтому снимки привязывались в пакете ArcGIS с помощью известных на местности ориентиров, после чего оцифровывалось положение кромки клифа.

Затем рассчитывалась утраченная за счет смещения бровки площадь клифа. Она делилась на длину участка, что давало скорость отступления клифа. На участках, где не было выраженных ориентиров, в сервисе Google Earth с помощью инструмента “многоугольник” рассчитывалась площадь между бровкой и местными дорогами. Разность площадей, деленная на длину участка, также давала скорость отступления клифа. Смещение бровки стенки срыва оползней рассчитывалось по наблюдениям на створах и осреднялось за промежутки времени. Кроме этого, использовались немецкие аэрофотоснимки 1942 г., космические снимки США 1966 г., панорамные съемки с квадрокоптера и геодезические съемки GPS-тахеометром с использованием режима RTK (Real Time Kinematic), выполненные в период 2010–2020 гг. Для дальнейшей обработки полученных данных применялось программное обеспечение Agisoft Metashape, позволяющее создавать высококачественные 3D-модели объектов и ортофотопланы на основе цифровых фотографий.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Протяженность побережья с клифами до 60-х гг. прошлого века составляла около 50 км. Только на 4 км (7%) существовали аккумулятивные формы в виде пересыпи оз. Богайлы и песчаных пляжей полного профиля в устьях рек Альма, Кача и Бельбек.

Высота клифов относительно уровня моря составляет в основном от 8 до 25 м, в районе Берегового — до 32 м, между районами устьев рек Кача и Бельбек — до 50 м. От оз. Богайлы до Севастопольской бухты береговая линия имеет меридиональное простирание. В целом выровненный берег нарушается несколькими мысами: Керменчик, Тюбек, Лукулл, Маргопуло, а также безымянным мысом у пгт Николаевка. Линию клифа также нарушают устья рек Зап. Булганак, Альма, Кача и Бельбек, а также несколько крупных балок. Клиф сложен континентальными отложениями среднего и верхнего плиоцена, представленными желтовато-бурыми и красно-бурыми глинами с прослоями и линзами галечниковых конгломератов и песчаников. Наносов, кроме устьев рек, недостаточно для формирования широких пляжей и защиты берега от разрушения волнами, поэтому клифы активно отступают. Реки зарегулированы водохранилищами, построенными в основном в 60–80-х гг. XX в., в связи с чем объем приносимых ими твердых наносов резко сократился, что привело к сокращению пляжей (Горячкин, Долотов, 2019).

Вдоль кромки клифов ведется активная сельскохозяйственная деятельность: выращиваются виноград, зерновые, подсолнечник, овощи. Официальные зоны отдыха расположены в пгт Николаевка, с. Песчаное и с. Угловое, а также в Нахимовском районе Севастополя. Неофициально пляжи используются и на других участках. Часть пляжей пгт Николаевка и с. Песчаное закрыта, поскольку ранее построенные берегозащитные сооружения признаны аварийными. Они не только не выполнили свою роль, но и создали серьезную угрозу для отдыхающих (Горячкин, 2016).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для рассмотрения динамики побережье разделено на 10 участков с относительно однородными геолого-геоморфологическими условиями (рис. 1).

Участок 1 (между оз. Кызыл-Яр и оз. Богайлы) имеет протяженность 2.6 км. Клиф высотой до

15 м сложен красно-бурыми глинами, сверху слой суглинков. По мере продвижения к югу в нижнем слое 1–6 м появляются горизонты (линзы) гравийно-галечниковых конгломератов, разрушение которых является источником пополнения обломочного материала на пляжах к северу от участка; встречаются также линзы песка. Ближе к оз. Богайлы в основании клифа становятся больше волноприбойных ниш, их типичная ширина 5–7 м, высота 2–2.5 м, глубина 1–1.5 м. Углубление ниш приводит к обвальным процессам. Ступенчатая набережная, существовавшая на оконечности клифа у озера, разрушена, равно как эллинг и ангар.

С 1975 по 1992 г. наблюдения проводились на 19 створах, расстояние между ними 140 м; в качестве реперов использовались столбы линии электропередачи. За это время средняя скорость отступления клифа составила 1.1 м/год, максимальная — 2.2 м/год. Часть реперов в 90-е гг. XX в. была уничтожена, к 2020 г. остался только один репер, полученный на нем ряд приведен на рис. 2.

За 45 лет (1975–2020 гг.) клиф отступил на 52 м, со средней скоростью 1.2 м/год. Периоды с большими скоростями сменяются продолжительной стабилизацией, так как основной причиной отступления являются обвалы. Спутниковые данные показывают отступление со скоростью 0.8 м/год между 2005–2020 гг. (контактные данные в этот же период — 0.9 м/год), при этом близ оз. Кызыл-Яр — до 1.3 м/год (рис. 3). Геодезические измерения 2010–2014 гг. показали среднюю скорость 1.0 м/год. Потеря площади сельскохозяйственных земель с 1975 по 2020 гг. на этом участке — 12.5 га.

Участок 2 (между оз. Богайлы и пгт Николаевка) протяженностью 4.2 км. Представляет собой выровненный абразионно-обвальный берег без балок и с клифом высотой 8–12 м. Обрывы слагают желтовато-бурые алевроиты и алевроитистые глины, чередующиеся с тонкими слоями, окрашенными в красновато-бурый или ярко красный цвет. Имеются тонкие прослои песчаников, переходящие в мелкогалечниковые конгломераты, которые состоят из галек юрских известняков и других пород, вынесенных водотоками из горного Крыма. Протяженность песчано-галечниковых линз достигает нескольких десятков метров, а мощность — от одного до нескольких метров. Этот участок с 1960 г. является памятником природы, поскольку здесь неоднократно находили костные остатки ископаемой фауны плиоцена (мастодонты, гиппарионы, жирафы, носороги).

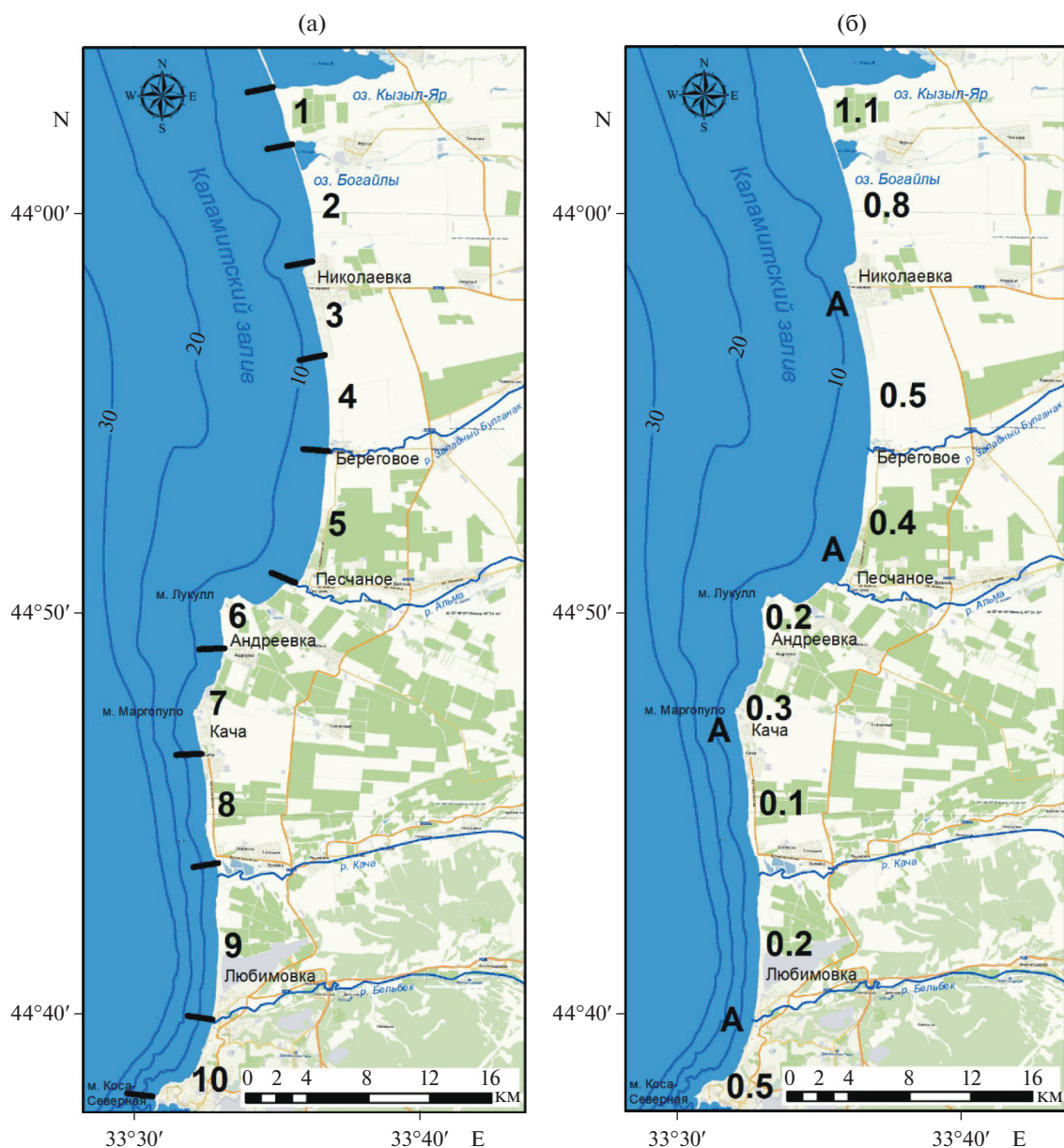


Рис. 1. Картограмма Западного Крыма (а), цифрами отмечены номера участков и типичные среднееголетние значения отступления клифов, м/год (б), индексом А отмечены участки побережья, где клифы были террасированы.

Fig. 1. Schematic map of Western Crimea (a), the numerals indicate site numbers and typical long-term average annuals of the cliff retreat rate, m/year (б), index A indicates coastal sites with terraced cliffs.

Наблюдения на трех створах проводились с 1999 г. по 2019 г. в южной части участка длиной 1.1 км, расстояние между ними около 300 м. Клиф отступил на 17 м со средней скоростью 0.85 м/год (максимум 1.0 м/год, минимум 0.54 м/год). По спутниковым данным между 2004 и 2016 гг. отступление составило 10.0 м (0.83 м/год), по контактному — 11.2 м (0.93 м/год). В 2019 г. бровка клифа была срезана и обвалована, в связи с чем наблюдения прекратились.

Примерно такая же скорость наблюдается и в северной части участка, за исключением берега, прилегающего к кооперативу “Якорь”, построенного путем врезки его в береговой обрыв и фиксации бетоном береговой линии. В результате по обе стороны от бетонного берега абразия продолжилась, образовался искусственный мыс, а волногасящий пляж исчез к северу от участка (вниз по преобладающему направлению вдольберегового потока наносов), что еще больше усилило

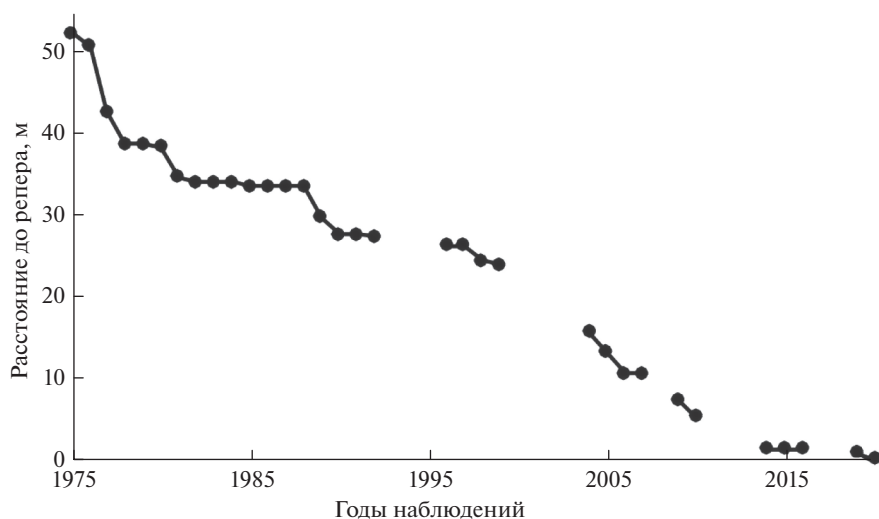


Рис. 2. Динамика кромки клифа на створе № 17 на участке между оз. Кызыл-Яр и оз. Богайлы.

Fig. 2. Cliff edge dynamics at Section 17 at the site between Kyzyl-Yar Lake and Bogaily Lake.



Рис. 3. Берег в районе возвышенности Красная Горка: на пляже видна обсадная труба скважины, пробуренной в 1977 г. на плато в 27 м от бровки клифа (фото Ю.Н. Горячкина, 2019 г.).

Fig. 3. Coast in the Krasnaya Gorka Upland area: on the beach, the casing of a well can be seen, which was drilled in 1977 on the plateau 27 meters from the cliff edge (Photo by Yu.N. Goryachkin, 2019).

абразию. С 2004 по 2014 гг. клиф отступил здесь на 15 м. Врезав сооружения в береговой обрыв и зафиксировав бетоном береговую линию, не учли отступление берега. В результате этого строительства в береговой зоне возникли серьезные проблемы с эксплуатацией зоны отдыха.

Участок 3 (пгт Николаевка) протяженностью 4 км. Изначально глинистый клиф имел высоту 3—8 м, а в его основании повсеместно фиксировались конгломераты. Во время штормов они раз-

мывались и подпитывали пляжи галькой, гравием и песком. С началом освоения этой курортной зоны в 70-х гг. XX в. в непосредственной близости от бровки были построены рекреационные объекты. В это время усилилась абразия из-за резкого сокращения пляжей, связанного с уменьшением твердого стока р. Альма. В последующие годы берегозащита осуществлялась точечно и без общей стратегии. В 2006—2008 гг. на южном участке было построено шесть поперечных бун с целью защиты

уцелевших к этому времени набережных и создания искусственных пляжей в межбунных отсеках. Реализация проекта вызвала существенную перестройку литодинамических процессов. Сравнение спутниковых снимков показывает: к югу от бун пляжи увеличились, а к северу уменьшились, что неудивительно, поскольку аккумуляция пляжеобразующего материала на примыкающем с юга участке береговой зоны и частичное заполнение межбуновых отсеков произошли в результате блокировки части вдольберегового потока наносов, направленного на север (Горячкин, Долотов, 2019). В результате строительства бун началась стремительная деградация пляжей, деформация и разрушение берегозащитных сооружений к северу от них. В настоящее время бетонными укреплениями закрыто до 90% клифа, и в естественном состоянии остались только его фрагменты (Горячкин, 2016). В 2015 г. из-за разрушения конструкций 30% курортной зоны были признаны аварийными и закрыты для посещения. В настоящее время разрабатываются проекты восстановления всей пляжной полосы.

Участок 4 (от пгт Николаевка до с. Береговое) протяженностью 3.5 км. Клиф высотой до 25 м сложен коричневыми суглинками с прослоями и линзами галечника и песчаника. В 80-х гг. XX в. на южной окраине пгт Николаевка галечник разрабатывался для строительных нужд, здесь клиф на протяжении 300 м был срезан. Подножье клифа кое-где увлажнено, в этих местах находятся очаги растительности — признак выхода подземных вод. Для участка типичны обвальные явления. Отступление бровки клифа по спутниковым данным в период 2004—2020 гг. составило в среднем 0.5 м/год, наибольшее отступление отмечается в южной части. По данным одного створа, находившегося в этой части, средняя скорость в 1978—2020 гг. составила 0.6 м/год.

У с. Береговое в 1985 г. в процессе строительства пансионата и подготовки к строительству берегозащиты склон был выложен и террасирован на протяжении 250 м. Была построена ступенчатая набережная, которая покрывала только короткий отрезок береговой зоны в месте понижения клифа к речной долине. Довольно быстро пляж перед ней исчез, и набережная начала разрушаться; ремонтные работы не дали результата. Использование этого участка в рекреационных целях было запрещено. В 2013 г. набережная была разобрана, и начато строительство новой бетонной с бунами, которое полностью закончилось только

в 2021 г. Буны, две из которых были построены уже в 2013 г., перехватывали поток наносов, в результате чего пляж на юге стал выдвигаться, а на севере, соответственно, уменьшаться, а клиф — интенсивно разрушаться (рис. 4). Здесь на протяжении около 500 м средняя скорость отступления по спутниковым данным за 2005—2020 гг. составила 1.6 м/год. Определить конкретную скорость после возведения бун не представляется возможным из-за отсутствия в этот период спутниковых снимков.

Участок 5 (от с. Береговое до с. Песчаное) протяженностью 7.3 км. Берег представлен клифами высотой до 27 м, сложенными преимущественно желтовато- и красновато-бурыми глинами с линзами мелкогалечниковых конгломератов. Типичны интенсивные обвально-оползневые процессы, особенно на севере, где крупные оползневые цирки имеют ступенчатое строение и создают характерные зубчатые изгибы стенки отрыва оползня. В южном направлении клиф понижается, берег выравнивается, мощность слоя конгломератов с галькой увеличивается. В основании повсюду отмечаются волноприбойные ниши, в верхней части клифа — блоки отседания. Кое-где просачиваются грунтовые воды, что сопровождается появлением растительности и активизацией обвалов. С 1974 г. наблюдения проводились на 5 створах, а с 1978 г. — на 22 створах. В 2015 г. линия электропередач, столбы которой служили реперами, была демонтирована. Средняя скорость отступления бровки клифа за 1974—2014 гг. составила по всем реперам 0.37 м/год, всего за этот период 15 м (в зависимости от створа 6—23 м). В среднем по 4-летним периодам отступление составляет от 0.16 м/год (1986—1990 гг.) до 0.58 м/год (1982—1986 гг.), а максимальное — от 1.3 м (1986—1990 гг.) до 7.0 м (2010—2014 гг.). Соответствующая гистограмма показана на рис. 5.

По спутниковым данным скорость отступления в период 2004—2020 г. — 0.7 м/год. Южную половину участка занимает курортная зона. Ранее берег здесь был представлен невысоким (до 5 м) клифом с широкими песчаными пляжами. После зарегулирования р. Альмы пляжи начали сокращаться, а клиф стал интенсивно отступать. С тех пор здесь проводились неудачные берегозащитные мероприятия, включая строительство 14 бун, в результате которых на протяжении 3.7 км клиф сейчас блокирован бетонными сооружениями, местами полностью разрушенными (Горячкин, 2016).



Рис. 4. Спутниковые снимки района набережной с. Берегового: (а) — октябрь 2004 г., (б) — май 2021 г.

Fig. 4. Satellite imagery of the seafront area in the village of Beregovoe: (a) — October 2004, (b) — May 2021.

Участок 6 (от с. Песчаного до с. Андреевка) протяженностью 6.5 км. За Песчаным берег делает два изгиба, на которых расположены мысы Керменчик и Лукулл. Высота клифа повышается до 35 м, мощность конгломерата и линз песка, обнажающихся в клифе, резко возрастает и содержит от 2 до 5 слоев общей мощностью до 10—15 м. Местами эти слои выклиниваются, и появляются песчаники, обваливающиеся на пляж крупными блоками. Меж-

ду слоями конгломератов залегают бурые глины, а вся толща перекрыта 2-метровым слоем желтого лёссовидного суглинка. У подножья клифа и на подводном береговом склоне — скопления глыб конгломератов. За м. Лукулл береговая линия поворачивает на юг, высота обрывов снижается до 20 м. Клиф сложен слоями желтовато-бурых глин, перемежающихся линзами мергеля и песчаника. Характерной чертой берега к югу от м. Лукулл яв-

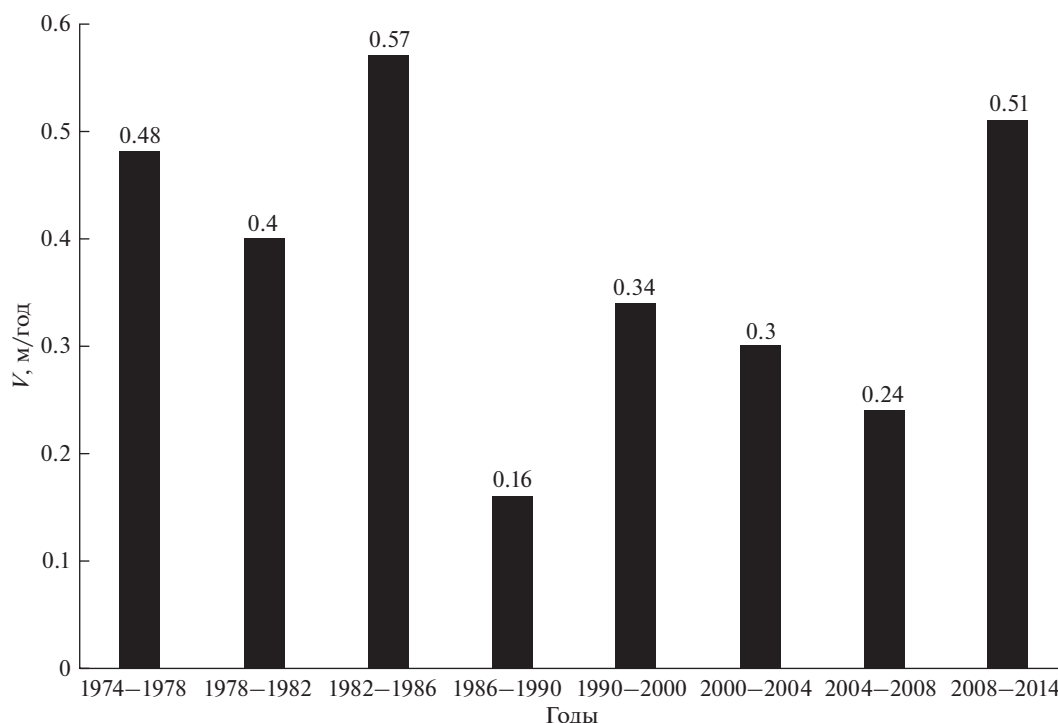


Рис. 5. Межгодовая изменчивость скорости отступления бровки клифа на участке № 5.

Fig. 5. Interannual variability of the cliff edge retreat rate at Site 5.

ляется отсутствие овражной эрозии. Бровки клифов прямолинейны, исключением является искусственно срезанный клиф у с. Андреевка.

Проанализировав большое количество архивных фотографий, начиная с 1904 гг. по настоящее время, можно утверждать, что м. Керменчик отступил примерно на 70 м (0.6 м/год). На участке от м. Керменчик до м. Лукулл использовались спутниковые данные, показавшие, что в период 2004–2020 гг. средняя скорость отступления бровки клифа составила 0.12 м/год. Это относительно небольшая величина связана как с наличием на урезе и пляже глыб конгломератов, так и с экспозицией берега, закрытого от наиболее сильных штормов западного и юго-западного направлений.

К югу от м. Лукулл наблюдения на 14 створах проводились с 1977 г., расстояние между створами составляло от 60 до 190 м. В южной части участка, примыкающего к с. Андреевка, скорости отступления бровки клифа больше, чем в северной, примыкающей к м. Лукулл. В первом случае они составили за весь период в среднем по 11 створам 0.27 м/год, а средняя величина отступления за период измерений — около 10 м. В северной части участка скорости были существенно меньше, средняя скорость здесь составила 0.13 м/год, что связано с наличием на дне и урезе глыб конгломе-

ратов. Средняя скорость, определенная по космическим снимкам, составила 0.14 м/год. Скорости, осредненные для различных периодов, изменялись от 0.14 м/год (1982–1989 гг.) до 0.38 м/год (2004–2009 гг.), т. е. различались в 2.7 раза.

Отдельно нужно отметить отступление клифа у северной буны в с. Андреевка. Берегозащита из набережной и трех бун была построена в 1989 г. Из-за блокировки вдольберегового потока наносов пляж перед клифом исчез, а скорость отступления клифа более чем в два раза превысила фоновые скорости. Так, на участке длиной 150 м в 2004–2019 гг. она составляла в среднем 0.53 м/год. В этот же период на створах, примыкающих с севера к этому участку, она равнялась 0.23 м/год.

Участок 7 (от с. Андреевка до пгт Кача) протяженностью 6 км. Абразионно-обвальный берег с клифом высотой до 20–25 м. Береговая линия делает несколько небольших изгибов. В вогнутостях — небольшие прислоненные пляжи. На мысах навалы глыб сцементированного галечника прослеживаются на расстоянии до 100 м от берега. Эти глыбы некогда были крупными (2–3 м) нависающими карнизами на клифе. В верхней части обрывов в отдельных местах (в основном на севере) присутствуют линзы галечных конгломератов. Перед северной окраиной пгт Кача расположен небольшой выступ берега шириной

около 300 м, на южной оконечности которого находится м. Маргопуло. На участке до мыса стационарных наблюдений на створах не проводилось. По спутниковым данным на этом участке средняя скорость отступления бровки клифа между 2004—2020 гг. — 0.18 м/год. С 1973 г. наблюдения за отступанием клифа проводились на створе у маяка на м. Маргопуло. Маяк был построен в 1945 г., но впоследствии из-за отступления бровки клифа был перенесен. В 2005 г. фундамент старого маяка оказался на бровке клифа, а в 2006 г. упал к его подножью. С 2001 г. замеры производятся от репера в створе с новым маяком. По этим данным, с 2001 по 2020 г. клиф отступил на 8.1 м со средней скоростью 0.43 м/год. Наблюдения, проводившиеся на створе в 300 м южнее м. Маргопуло в 1998—2013 гг., показали среднюю скорость отступления клифа 0.16 м/год. Впоследствии репер был уничтожен при отступании клифа. В южной части участка (пгт Кача) на значительном расстоянии клиф закрыт бетонными сооружениями набережной и построек.

Участок 8 (от пгт Кача до устья одноименной реки) протяженностью 3.8 км. Клиф высотой до 20 м сложен глиной различного окраса и плотности, а также гравийно-галечными отложениями с прослоями и линзами песчаников. Мощность галечников в среднем составляет около 8 м. Обвалам благоприятствуют наличие трещин в прибрежной части обрыва, интенсивная инфильтрация ливневых атмосферных осадков, распахка территории под посадку технических культур. В основании клифа наблюдаются абразионные ниши.

В южной части участка у навигационного знака за 1973—2020 гг., по данным одного створа, среднее отступление клифа составило 0.10 м/год. Наибольшие скорости отмечались в 1992—2012 гг. — 0.21 м/год. Наблюдения в северной части участка на двух створах показали очень малые скорости отступления. В период 2001—2020 гг. — 0.03 и 0.05 м/год соответственно, причем в результате осыпания, а не обвалов. По спутниковым данным в 2004—2020 гг. оценка суммарного отступления клифа на участке равна 0.27 м/год.

В центральной части участка ранее располагалась балка. В 2018 г. для предотвращения обвалов началось террасирование территории. Как показало сравнение 3D-моделей, полученных с помощью квадрокоптера, на прилегающей к клифу территории размером 300×150 м было незаконно добыто и вывезено около 220 тыс. м³ верхнего

слоя песчано-галечного грунта, который использовали для строительных целей. Поскольку это был основной источник материала для пополнения пляжей, то работы по террасированию надолго прекратили его поступление. Кроме этого, карьер изуродовал прибрежный ландшафт в рекреационной зоне. Планировалось продлить работы еще на 600 м вдоль берега, но из-за вмешательства общественности они были остановлены.

Участок 9 (от устья р. Кача до устья р. Бельбек) протяженностью 6.7 км. Если на выше рассмотренных участках главной причиной отступления клифов являются обвалы, то на двух последних участках основной механизм — оползневая деятельность. Оползни развиваются в средне- и верхнеплищевых желто-бурых и красно-бурых глинах, в которых имеются редкие линзы песчаников и галечников. Основной причиной активизации оползней, фронтальных в плане и ступенчатых на профиле, является абразия. Она не только поддерживает неустойчивость склона, но и приводит к росту напряжений в прибрежной части клифа. На рассматриваемом участке зафиксировано 10 оползней (рис. 6). Восемь из них относительно небольшие, площадью от 4 до 10 тыс. м², длиной по фронту от 70 до 200 м. Наблюдения за динамикой оползней проводятся с конца 70-х гг. XX в. Средние скорости отступления бровки приведены в табл. 1. Они относительно невелики: 0.1—0.3 м/год, вместе с тем максимальные подвижки могут достигать 3.5 м/год.

Один из оползней — Бол. Любимовский (№918 на рис. 6), стенка срыва имеет длину 2650 м, а площадь оползня — около 350 тыс. м². Базис оползня находится под уровнем моря. В целом по четырехлетиям скорость его подвижки изменялась от 0.1 до 0.5 м/год, хотя на отдельных створах достигала и больших значений. Исключение отмечено в период 2001—2005 гг., когда она составила 2 м/год. На это повлияла катастрофическая подвижка оползня в 2001 г., в среднем составившая более 8 м. Сравнение спутниковых снимков 1966 и 2020 гг. показало, что за 54 года кромка клифа в районе Любимовского большого оползня отступила примерно на 20 м, что соответствует средней скорости около 0.37 м/год.

Другой крупный оползень — Балочный (№915 на рис. 6), бровка его стенки срыва имеет длину 1150 м, базис оползня находится ниже уровня моря. До 1997 г. он был мало активен, скорость до 0.27 м/год. В ночь с 12 на 13 марта 2001 г. оползень продвинулся в сторону моря на одном

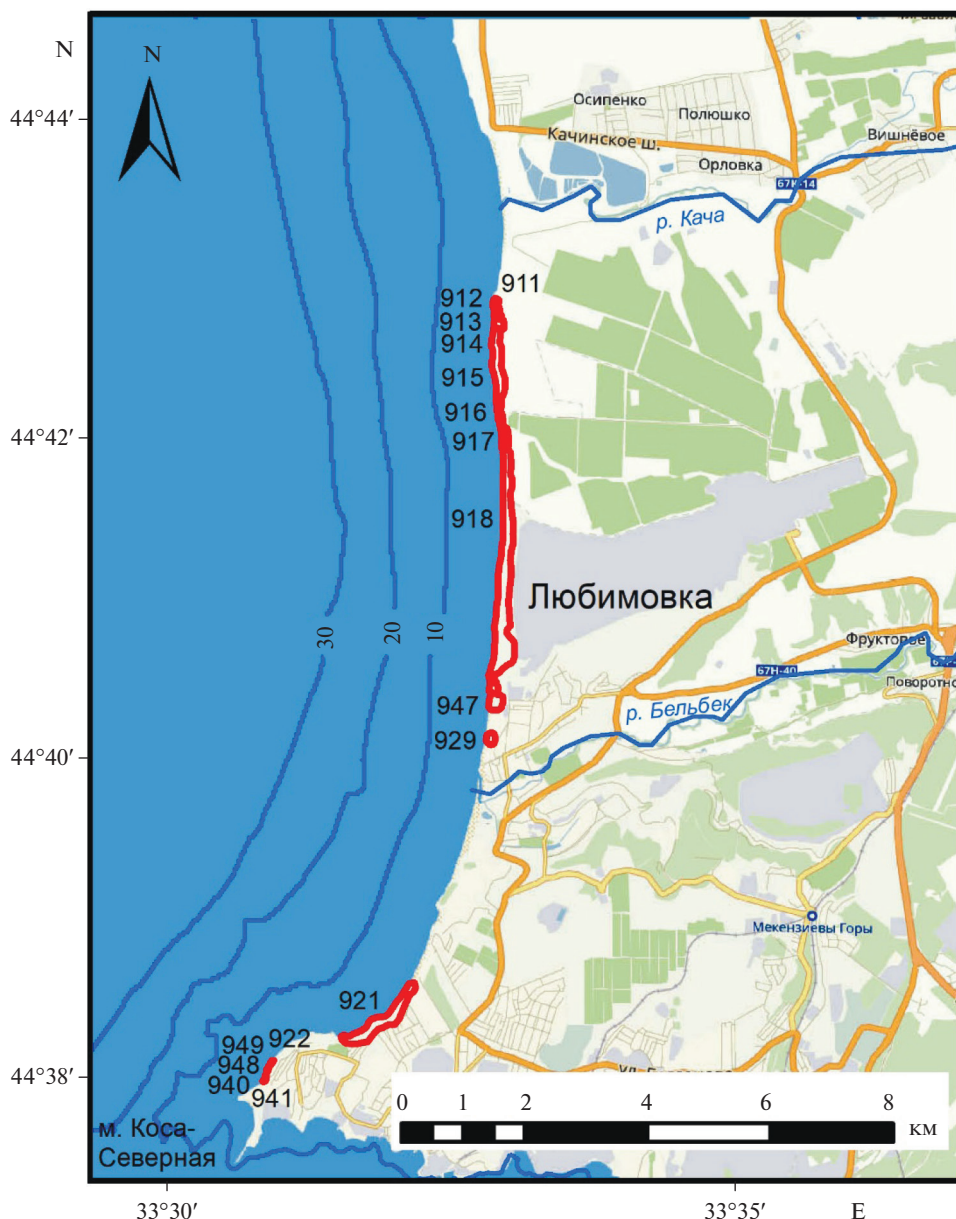


Рис. 6. Расположение оползней на участках №9 и №10. Цифры — кадастровые номера оползней. Красными линиями показаны контуры оползней.

Fig. 6. Location of landslides at Sites 9 and 10. The numerals are for the landslide cadastral number. The red lines show the landslide outlines.

из створов на 25 м. В зоне сжатия (выпора) в 50 м от уреза возник остров длиной 170 м и шириной до 24 м, который через два года был размыт. На севере оползень продолжал медленно смещаться, благодаря чему сохранялся вал выпирания. Средняя скорость отступания стенки срыва оползня за 41 год составила 0.25 м/год. При этом основной вклад (75%) дала подвижка в 2001 г. — 6.9 м. Без нее средняя скорость составила бы 0.13 м/год. В последние пять лет значительные подвижки не отмечаются.

Участок 10 (от устья р. Бельбек до м. Коса Северная) протяженностью 5.2 км. Здесь зафиксировано шесть оползней, из них один большой — Учкеевский (№ 921 на рис. 6) с длиной стенки срыва 1100 м и площадью около 90 тыс. м². Он существует по крайней мере с XIX в., о чем свидетельствуют старые карты (Sevastopol, 1856). По аэрофотоснимку 1941 г. он имел относительно прямолинейную линию бровки. Изъятие в прилегающей акватории значительных объемов песка привело к его активизации. По спутниково-

Таблица 1. Среднемноголетние и максимальные скорости отступления бровки клифа**Table 1.** Average long-term and maximum rates of the cliff edge retreat

Кадастровый номер оползня	Отступление бровки клифа			
	среднее, м/год	максимальное, м/год	количество лет, за которое оно определено	годы наблюдений
911	0.3	1.1	41	1976, 1980
912	0.2	0.6	40	1976, 1980
913	0.2	3.5	40	2004
914	0.1	2.0	40	2006
915	0.25	6.9	41	2001
916	0.25	6.9	41	2001
917	0.2	0.5	41	1990
918	0.3	8.8	41	2001
947	0.1	0.5	12	2006, 2009
929	0.16	3.0	41	2003
921	0.47	5.0	42	2018
922	0.03	0.5	42	2011
949	0.2	1.5	20	2007
948	0.54	3.5	20	2007
940	0.4	2.7	20	2006
941	0.1	1.0	20	1997

му снимку 1966 г. на месте ранее относительно прямолинейного в плане клифа образовались мыс и два оползневых цирка. Среднее отступление клифа в 1976—2010 гг. составило 0.5 м/год. При интенсивных и катастрофических смещениях происходило оседание крупных (до 10—50 тыс. м³) оползневых блоков. В период 2011—2017 гг. оползень в целом был стабилен. Сравнение спутниковых снимков 1966—2020 гг. показало, что среднее отступление клифа за этот период составила 0.5 м/год. В прибрежной части плато периодически происходили обвалы, которые действовали как дополнительная нагрузка на оползень. Интенсивным было воздействие и антропогенного фактора. Так, в 2014 г. при подготовке площадки под строительство на оползень было сброшено около 5 тыс. м³ грунта. Характерно переувлажнение склонов за счет утечек из водонесущих коммуникаций и отсутствия централизованной канализации на дачных участках. Оползень Учкеевский по сравнению с типичными оползнями рассматриваемого побережья считается наиболее активным. Существующий узкий пляж не в состоянии гасить энергию штормов. Последняя крупная подвижка оползня, приведшая к отступанию в среднем на 5 м, была в 2018 г. Сейчас под угрозой находятся все дачные участки вдоль бровки, построенные после 1991 г.; до этого строительство здесь было запрещено. В апреле 2023 г. на языковой части

оползня началось очередное строительство, что вызвало резкую реакцию владельцев домов, расположенных на прибрежной части клифа.

К северу от оползня ранее находился оползнеоопасный клиф, который в 70-х гг. XX в. был террасирован, на его месте была создана зона отдыха. В южной части участка существуют несколько небольших оползней антропогенного происхождения. Они начали возникать в 1990-е гг. В результате освоения прибрежной части клифа под дачи и апартаменты возникло техногенное обводнение склонов. Площади оползней здесь составляют до 4 тыс. м². Скорости отступления клифа — от 0.1 до 0.5 м/год, в максимуме они достигали 3.5 м (табл. 1). Эти оползни реально угрожают постройкам на плато, отдельные случаи их уничтожения уже фиксировались. В 2015—2022 гг. оползни относительно стабильны.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По результатам наблюдений выделяются ведущие процессы, вызывающие отступление клифов. На севере до устья р. Кача это обвалы, к югу от нее — оползневая активность. Дополнением для них являются осыпи. Заметно уменьшение скорости отступления клифов с севера на юг. С одной стороны это можно связать со строением клифов (увеличение доли трудно размываемых

фракций) и шириной прислоненных пляжей, с другой — с изменением конфигурации берега. Так, для северной части характерен максимальный разгон волн во время штормов юго-западного направления, а южная часть прикрыта от такого волнения юго-западной оконечностью Крымского п-ова — Гераклеийским п-овом, на котором расположен г. Севастополь (Горячкин, Репетин, 2009; Наумова, Евстигнеев, 2010).

Представляется важным также определение скоростей отступления клифов за длительный период. На севере зафиксированы скорости в среднем 1.2 м/год. Ранее для этого района приводились значения 2.7—3.3 м/год (Шуйский, 1974; Шуйский, Выхованец, 1994) или 2.1 м/год (Шуйский, 2005). Также в вышеприведенных работах в 2—3 раза больше скорости отступления клифов и для других участков, чем полученные нами. Они более близки к полученным нами максимальным годовым значениям.

В работе Tătuț et al. (2019) приводится карта, по которой в рассмотренном нами районе значение отступления берегов определяется как 1—5 м/год. Можно с уверенностью говорить, что эти цифры явно завышены, поскольку, исходя из них, за последние 50 лет берег должен был отступить с 50 до 250 м, что находится в противоречии с данными топографических съемок. Полученные нами значения представляются более обоснованными, поскольку охватывают период осреднения больший, чем принятый в метеорологии (30 лет). Такой период охватывает все основные крупномасштабные атмосферные процессы, воздействующие на береговую зону. Так, например, показано, что в низкочастотной изменчивости максимальных высот волн в Азово-Черноморском бассейне выделяются колебания с периодом около 35 лет, который связывают с изменчивостью циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском секторе. Формирование такой изменчивости обусловлено крупномасштабными процессами в системе океан — атмосфера Северной Атлантики. Над Черным морем они проявляются в периодическом смещении в меридиональном направлении траекторий движения атлантических и средиземноморских циклонов, что обуславливает изменчивость в штормовой активности (Полонский и др. 2012).

Интересно сравнить полученные значения скоростей с другими районами на побережье Черного моря. Глинистые клифы со сходным строением на Крымском п-ове имеются в его северо-западном районе и на Керченском п-ове, а также в Румы-

нии и Болгарии. У Бакальской косы, по нашим данным (Горячкин, Долотов, 2019), глинистый клиф, полностью лишенный пляжа, отступил между 2002 и 2018 гг. на 54.3 м со средней скоростью 3.2 м/год. Причем, если в период 2002—2008 гг. средняя скорость отступления составляла 2.3 м/год, то в период 2008—2018 гг. она возросла до 3.7 м/год. Как показал анализ спутниковых снимков, такие скорости отмечались только на небольшом участке длиной около 200 м. На соседних участках скорость была меньше в два раза. Юго-западнее этого района скорость отступления за тот же период была значительно меньше — около 0.7 м/год. На Керченском п-ове по мнению Ю.Д. Шуйского (2006) в 1960—1994 гг. скорость составляла 0.6—1.3 м/год. Здесь же по данным одного створа в 2015—2020 гг. средняя скорость отступления клифа составила 1.3 м/год с максимумом 2.1 м/год (Опасные абразионные..., 2022).

В Румынии к югу от порта Констанца почти весь берег занимают абразионно-обвальные в глинистых породах берега с прислоненными пляжами. Средняя скорость отступления клифа, определенная путем сравнения топографических карт 1924 г. и спутниковых изображений Ikonos, сделанных в 2002 г., оценивается в 0.5—0.7 м/год (Constantinescu, Giosan, 2017). В северной части побережья Болгарии клифы, сложенные лёссовыми породами, отступают со средней скоростью от 0.3 до 1.6 м/год, в районе курортного с. Крапец глинистый клиф отступает со скоростью 1.2—1.6 м/год (Stancheva et al., 2016). В Варненском заливе средняя скорость отступления клифов, сложенных глинами, песчаниками и мергелями, составляет 0.2 м/год (Peuchev, 2004). На северо-западе Бургасского залива из-за активных оползневых процессов скорость отступления клифов, сложенных алевролитами и глинами, достигает 1.2 м/год, в отдельных районах — до 2.5 м/год (Пейчев, 1998). Можно сделать вывод, что по скорости отступления клифов Западный Крым близок к берегам Болгарии и Румынии.

В Западном Крыму основным процессом, приводящим к отступанию клифов, являются обвалы; подвижки оползней происходят сравнительно редко и только на юге. Активизация обвалов отмечается в зимне-весенний период, когда возрастает влажность глинистых пород и усиливается абразия, связанная со штормами. Обвалы также могут провоцироваться кратковременными сильными осадками в летний период. Ежегодно в среднем происходит до 90 обвалов объемом 1—2 тыс. м³

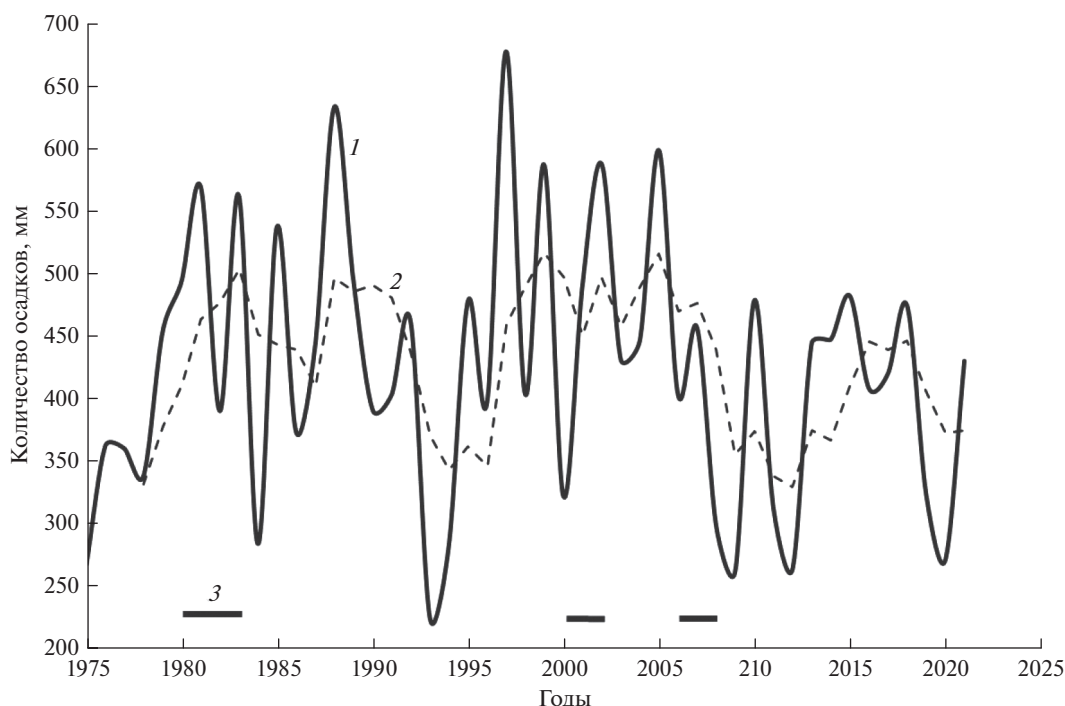


Рис. 7. Межгодовая изменчивость количества осадков (мм) по данным морской гидрометеостанции Севастополь (1), сглаживание скользящей средней за 4 года (2) и периоды активизации оползней (3).

Fig. 7. Interannual variability of precipitation rate (mm) according to hydrometeorological station Sevastopol (1), smoothing with a moving average for 4 years (2) and periods of landslide activation (3).

каждый. В результате только за последние двадцать лет погибли отдыхающие на пляжах в пгт Кача (4 чел.), пгт Николаевка (2 чел.) и с. Андреевка (1 чел.). Вдвое больше людей получили травмы, иногда тяжелые.

Максимум активности оползней на Южном берегу Крыма имеет годовую инерцию по отношению к количеству осадков (Рудько, Ерыш, 2006). Так, максимумы оползневой активности в 1969, 1982 и 1998 гг. наблюдались год спустя после максимума атмосферных осадков 1968, 1981 и 1997 гг. Правда, это касается оползней, значительно удаленных от моря, а в береговой полосе к ним добавляется еще и абразия.

В любом случае аномально большое количество осадков обуславливает повышенное обводнение грунтов и усиление оползневой активности. Большая часть случаев активности оползней в рассматриваемом регионе наблюдалась в 1980—1983 гг., 2000—2001 гг. и 2006—2007 гг. (рис. 7). Наши наблюдения показывают, что однозначная связь между годовыми суммами осадков и активностью оползней синхронно или со сдвигом во времени не выражена. Можно только отметить, что максимальному движению двух наиболее активных оползней в 2000 г. предшествовало большое количество осадков в 1999 г. (587 мм).

Максимальной активности трех оползней в 2006 г. соответствовало большое количество осадков в 2005 г. (599 мм). Для других случаев максимума осадков активизации не наблюдалось, в том числе и для абс. максимума осадков в 1997 г. Из трех самых больших оползней — Учкеевского, Балочного и Любимовского большого — только для последнего можно связать активность с максимумом осадков в 2000 г., да и то подвижка наблюдалась в ноябре 2001 г. Скорее всего, активность оползней в этом районе связана не с общей суммой осадков за год в регионе, а с локальной интенсивностью осадков за короткий период. Конечно, она обусловлена еще и выше отмеченными фактами обводнения склонов из-за поливов, утечек и отсутствия канализации.

Связать активность обвальную и оползневую деятельности со штормовой активностью для района исследований по натурным данным, представляется некорректным, так как две ближайшие морские гидрометеостанции (Евпатория и Херсонесский маяк) из-за особенностей их географического положения не передают особенности волнового режима Западного Крыма. Кроме этого наблюдения на указанных гидрометеостанциях проводятся визуально, в светлое время суток. Поэтому для анализа привлекались данные ма-

тематического моделирования для Каламитского залива (Фомин, Горячкин, 2020). Волновой режим анализировался с использованием 40-летних временных рядов (1979—2019 гг.), полученных на основе ретроспективных расчетов ветрового волнения по модели SWAN (SWAN, 2018) и данных атмосферного реанализа ERA (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts>). Установлено, что наиболее интенсивное волнение возникает при юго-западном ветре. Наиболее информативными для сопоставления волнения с интенсивностью отступления клифа являются такие характеристики, как распределение по годам суммарной продолжительности штормов и суммарного индекса мощности штормов — SPI (Storm Power Index), нормированного на его среднескользящее значение (Фомин, Горячкин, 2020).

Сопоставление с первой характеристикой показывает довольно значительные величины суммарной продолжительности штормов в 1980 и 1983 гг. (28 и 25 сут., при среднем значении за период расчетов 18 сут.), и средние значения в 1981—1982 гг. (18 и 15 сут.). 2000—2001 гг. характеризовались высокими значениями (25 и 30 сут.), а 2006 и 2007 гг. средними (16 и 22 сут.). Другие годы с высокими значениями (27—29 сут.) никак не отражались на активности отступления клифов. Сопоставление с SPI дало следующие результаты: выделяются три года (1979, 1995 и 2001) со штормовой активностью в 2 раза больше средней. Из них только один (2001 г.) можно связать с активностью отступления клифов. В остальных случаях SPI был средним. Таким образом, прямая связь штормовой активности и количества осадков с динамикой клифов явно не выражена. Вероятно, что их действие совместное и проявляется с накопительным эффектом. По нашим наблюдениям активизация обвалов и оползней чаще бывает после штормов, особенно катастрофических, однако, это совсем не обязательное условие.

Необходимо отметить еще один аспект практического значения получения достоверных величин отступления клифов. Существование пляжей, а, следовательно, и рекреационный потенциал Западного Крыма зависит в первую очередь от запасов наносов на пляже и их непрерывного поступления. Пополнение наносов здесь происходит в основном за счет материала, поступающего на пляж в результате абразионных и обвально-оползневых процессов (Шуйский, 2005).

Нужно также отметить, что поступление пляжеобразующих фракций постоянно сокращается

из-за уменьшения протяженности клифов. По нашим расчетам, из первоначально существовавших в рассматриваемом районе 50 км берега с клифами, из-за их закрытия различными сооружениями и террасирования к настоящему времени осталось 38.7 км (уменьшилось на 23%). К сожалению, эта проблема актуальна и для других причерноморских стран. Так, в Болгарии за 1960—2008 гг. поступление наносов на пляжи по разным причинам сократилось с 1.34 до 0.22 млн т/год, а длина незакрепленных участков клифов уменьшилась с 271 до 219 км (на 20%) (Peychev, Stancheva, 2009).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

- На побережье Западного Крыма среднескользящая скорость отступления клифа составляет 0.1—1.2 м/год. На севере она максимальная, по мере продвижения на юг уменьшается;
- полученная среднескользящая скорость отступления клифа существенно меньше ранее приводимой в литературе;
- от оз. Кызыл-Яр до устья р. Кача основным процессом отступления клифов являются обвалы, к югу от нее — подвижки оползней, однако, они происходят сравнительно редко;
- строительство поперечных пляжеудерживающих сооружений (бун) в районе пгт Николаевка, сел Песчаное, Береговое и Андреевка вызвало блокирование вдольберегового потока наносов, что привело к ускорению отступления клифов;
- усиление обвалов наблюдается в зимне-весенний период, когда значительно увеличивается влажность глинистых пород и усиливается абразия. Обвалы могут провоцироваться кратковременными сильными осадками в летний период;
- периодичность в динамике оползней не выявлена. Однозначная связь между годовыми суммами осадков и активностью оползней синхронно или со сдвигом во времени не выражена;
- эксплуатация сооружений на территории, примыкающей к бровке клифа при отсутствии водоотведения, приводит к образованию техногенных оползней и увеличению активности природных оползней;
- поступление пляжеобразующих фракций постоянно сокращается из-за уменьшения протяженности клифов. Из первоначально существовавших в рассматриваемом районе 50 км берегов с клифами из-за их закрытия различными сооружениями и террасирования к настоящему времени осталось 38.7 км.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках государственного задания Морского гидрофизического института РАН (тема FNNN-2024-0016).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агаркова-Лях И.В. (2014). Современное состояние пляжей Западного побережья Крыма и актуальные вопросы берегового природопользования. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. № 29. С. 50–60.
- Горячкин Ю.Н. (2016). Берегозащитные сооружения Крыма: Западное побережье. Часть 1. *Гидротехника*. № 1. С. 49–54.
- Горячкин Ю.Н. (2016). Берегозащитные сооружения Крыма: Западное побережье. Часть 2. *Гидротехника*. № 2. С. 38–43.
- Горячкин Ю.Н. (2020). О стратегии использования береговой зоны Западного Крыма. В сб.: *Моря России: исследования береговой и шельфовой зон. Тез. докл. Всерос. науч. конф.* Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ. С. 28–30.
- Горячкин Ю.Н., Долотов В.В. (2019). Морские берега Крыма. Севастополь: ООО “Колорит”. 256 с.
- Горячкин Ю.Н., Долотов В.В., Федоров А.П. и др. (2020). Природные условия и антропогенное изменение береговой зоны в районе пос. Кача. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. № 4. С. 5–21. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2020-4-5-21>
- Горячкин Ю.Н., Репетин Л.Н. (2009). Штормовой ветро-волновой режим у Черноморского побережья Крыма. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. № 19. С. 56–69.
- Горячкин Ю.Н., Харитонов Л.В. (2010). Изменения береговой линии Крыма по спутниковым данным. *Причерноморский экологический бюллетень*. Вып. 1 (35). С. 122–129.
- Зенкович В.П. (1960). Морфология и динамика советских берегов Черного моря. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР. 216 с.
- Зенкович В.П. (1962). Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР. 710 с.
- Иваненко Т.А., Сапронова З.Д. (2011). Геоморфология и динамика берегов Западного Крыма. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. № 25. С. 19–25.
- Игнатов Е.И. (2010). Современное состояние береговой зоны Черного моря вдоль юго-западного Крыма. *Причерноморский экологический бюллетень*. № 1 (35). С. 102–120.
- Игнатов Е.И., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. (2016). Морские берега Крыма. *Геоморфология*. № 1. С. 55–63. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2016-1-55-63>
- Крыленко В.В., Горячкин Ю.Н., Косьян Р.Д. и др. (2021). Сходства и различия малых пересыпей северо-восточной части Черного моря. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. № 1. С. 63–83. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2021-1-63-83>
- Наумова В.А., Евстигнеев М.П., Евстигнеев В.П. (2010). Ветро-волновые условия Азово-Черноморского побережья Украины. *Наук. пр. УкрНДГМИ*. № 259. С. 263–283.
- Опасные абразионные и оползневые процессы в береговой зоне Азовского моря и социально-экономические последствия их проявлений. (2022). Отв. ред. С.В. Бердников. Ростов-н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН. 288 с.
- Пейчев В. (1998). Абразионният процес на Българския черноморски бряг. *Брегоукрепване и дълготрайно стабилизиране на склоновете на Черноморското крайбрежие*. София: АИ “Проф. Марин Дринов”. С. 139–142.
- Пейчев В. (2004). Морфодинамични и литодинамични процеси в бреговата зона. Варна: Славена. 231 с.
- Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н., Маслова В.Н. (2012). Изменчивость циклонической активности в Черноморско-Средиземноморском регионе в связи с процессами в Тихом океане и Атлантике. *Доклады НАН Украины*. № 3. С. 123–131.
- Романюк О.С. (1967). Генезис крымских пляжей. *Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Вып. 1*. Киев: КГУ. С. 178–182.
- Рудько Г.И., Ерыш И.Ф. (2006). Оползни и другие геодинамические процессы горно-складчатых областей Украины (Крым, Карпаты). Киев: Задруга. 624 с.
- Фокина Н.А. (2008). Рекреационная деятельность и абразионные процессы. *Строительство и техногенная безопасность*. Вып. 23. С. 88–92.
- Фомин В.В., Горячкин Ю.Н. (2022). Учет локальных волновых и морфодинамических процессов в прибрежном гидротехническом строительстве. *Морской гидрофизический журнал*. Т. 38, № 3. С. 662–682. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-3-291-311>
- Шуйский Ю.Д. (1974). Процессы и скорости абразии на украинских берегах Чёрного и Азовского морей. *Известия АН СССР. Серия географическая*. № 6. С. 108–117.
- Шуйский Ю.Д. (2005). Основные закономерности морфологии и динамики западного берега Крымского полуострова. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. № 13. С. 62–72.
- Шуйский Ю.Д. (2007). Механический состав пляжевых наносов на западных берегах Крымского полуострова.

- ва. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. № 15. С. 370–385.
- Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.В. (2006). Карта средней скорости абразии и аккумуляции 1960–1994 гг. Атлас охраны природы Черного и Азовского морей. СПб: Изд-во ГУНиО МО РФ. С. 44.
- Шуйський Ю.Д., Вихованець Г.В. (2009). Середня швидкість абразії та акумуляції 1960–1994 гг. Океанографічний атлас Чорного та Азовського морів: Розділ 2. Берегова зона Чорного моря. Киев: ДУ Держгідрографія. 356 с.
- Constantinescu Ș., Giosan L. (2017). Marginal deltaic coasts in transition: from natural to anthropogenic along the southern Romanian cliffed coast. *Anthropocene*. V. 19. P. 35–44. <https://doi.org/10.1016/J.ANCENE.2017.08.005>
- Goryachkin Yu.N. (2012). Coastal erosion and protection in Ukraine. Coastal erosion and protection in Europe. London: Routledge. P. 413–426.
- Peuchev V., Stancheva M. (2009). Changes of sediment balance at the Bulgarian Black Sea coastal zone influenced by anthropogenic impacts. *C. R. Acad. Bulg. Sci.* V. 62. № 2. P. 277–284.
- Stancheva M., Stanchev H., Peev P. et al. (2016). Coastal protected areas and historical sites in North Bulgaria — challenges, mismanagement and future perspectives. *Ocean & Coastal Management*. V. 130. P. 340–354. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2016.07.006>
- SWAN Cycle III version 41.20, User Manual. (2018). Delft University of Technology, Netherlands. 121 p.
- Tătu F., Pirvana M., Popa M., et al. (2019). The Black Sea coastline erosion: Index-based sensitivity assessment and management-related issues. *Ocean & Coastal Management*. V. 182. 104949. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.104949>
- Wilkinson G.R., Spratt T. (1856). Sevastopol, shewing the Russian defence works and the approaches of the allied armies: map. R.N.C.B. 1:18,300. [London]: Hydrographic Office. 1 map: col. 77×118 cm.

CLIFF DYNAMICS IN WESTERN CRIMEA¹

Yu. N. Goryachkin ^{a, #}

^a Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia

[#] E-mail: yngor@mhi-ras.ru

The paper considers the long-term dynamics of clayey cliffs of the Western Crimea in view of the problem of further recreational development of the Crimean Peninsula. Open-source satellite imagery and long-term (over 40 years) cliff section measurements were analyzed. The paper provides data on the geomorphology of individual coastal sites. It is shown that landslides are the main mechanism causing the cliff retreat on the larger part of the coastline. Slumps are typical for the southern part of the region and their movement episodes are relatively rare. Landslides become more active during the winter — spring period, when the moisture content of clayey cliff rocks increases substantially and the abrasion intensifies. Landslides can also be triggered by short-term heavy precipitation, which is usually observed in the summer. There is no definite relationship between the amount of annual precipitation, storm activity and landslide activity, either synchronous or with a time lag. No regularity in landslide dynamics was identified. It was found that the average long-term rates of cliff edge retreat are 0.1–1.2 m/year. In the northern part of the coast, the rates are the highest, decreasing towards the southern part of the region. The obtained average annual rates of cliff edge retreat are significantly less than those previously reported in the literature. There is a decrease in the beach-forming sediment supply due to a reduction in the stretch of the cliffs. Out of 50 km coastline with cliffs, only 39 km are left in the study area due to being covered by various structures and terracing. The paper also discusses anthropogenic activity, which leads to the formation and movement of man-made landslides and an increase in natural landslide activity. It is shown that the construction of transverse beach-retaining structures leads to blocking of littoral sediment transport, and to increase in the cliff retreat rate outside the protected reach.

Keywords: coast, landfalls, landslides, interannual variability, anthropogenic impact

¹ For citation: Goryachkin Yu.N. (2024). Cliff dynamics in Western Crimea. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 1. P. 52–69. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924010058>; <https://elibrary.ru/IQQMPY>

ACKNOWLEDGEMENTS

The work was performed under state assignment of Marine Hydrophysical Institute of RAS (topic FNNN-2024-0016).

REFERENCES

- Agarkova-Lyakh I.V. (2014). Modern state of beaches of the western Crimean coast and essential issues of coastal nature management. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnykh i shel'fovyykh zon i kompleksnoe ispol'zovanie resursov shel'fa*. № 29. P. 50–60. (in Russ.)
- Berdnikov S.V. (Ed.). (2022). *Opasnye abraziionnye i opolznevy protsessy v beregovoi zone Azovskogo morya i sotsial'no-ekonomicheskie posledstviya ikh proyavlenii* (Hazardous abrasion and landslide processes in the coastal zone of the Sea of Azov and the socio-economic consequences of their occurrence). Postov-na-Donu: UNTS RAN (Publ.). 288 p. (in Russ.)
- Constantinescu Ș., Giosan L. (2017). Marginal deltaic coasts in transition: from natural to anthropogenic along the southern Romanian cliffed coast. *Anthropocene*. V. 19. P. 35–44. <https://doi.org/10.1016/J.ANCENE.2017.08.005>
- Fokina N.A. (2008). Recreational activity and abrasion processes. *Stroitel'stvo i tekhnogennaya bezopasnost'*. V. 23. P. 88–92. (in Russ.)
- Fomin V.V., Goryachkin Yu.N. (2022). Accounting for the Local Wave and Morphodynamic Processes in Coastal Hydraulic Engineering. *Physical Oceanography*. V. 29. Iss. 3. P. 271–290. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2022-3-271-290>
- Goryachkin Y.N., Kharitonova L.V. (2010). Crimean coastline changes according to the satellite data. *Prichernomorskii ekologicheskii byulleten*. V. 1 (35). P. 122–129. (in Russ.)
- Goryachkin Yu.N. (2012). Coastal erosion and protection in Ukraine. Coastal erosion and protection in Europe. London: Routledge. P. 413–426.
- Goryachkin Yu.N. (2016). Coast protections of Crimea: West Coast. Part 1. *Hydrotehnika*. № 1. P. 49–54. (in Russ.)
- Goryachkin Yu.N. (2016). Coast protections of Crimea: West Coast. Part 2. *Hydrotehnika*. № 2. P. 38–43. (in Russ.)
- Goryachkin Yu.N. (2020). On strategy of use of the coastal zone of Western Crimea. In: *Morya Rossii: issledovaniya beregovoi i shel'fovoi zon. Tez. dokl. Vseross. nauch. konf.* Sevastopol: FGBUN FITS MGI (Publ.). P. 28–30 (in Russ.)
- Goryachkin Yu.N., Dolotov V.V. (2019). *Morskie berega Kryma* (Sea Coasts of Crimea). Sevastopol: Colorit (Publ.). 256 p. (in Russ.)
- Goryachkin Yu.N., Fedorov A.P., Dolotov V.V. et al. (2020). Natural conditions and anthropogenic change of the coastal zone in the area of Kacha Village. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoi i shel'fovoi zon morya*. No. 4. P. 5–21. (in Russ.). <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2020-4-5-21>
- Goryachkin Yu.N., Repetin L.N. (2009). Storm wind and wave regime near the Black Sea coast of Crimea. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoi i shel'fovoi zon i kompleksnoe ispol'zovanie resursov shel'fa*. № 19. P. 56–69. (in Russ.)
- Ignatov E.I. (2010). Current state of the Black Sea coastal zone along south-western Crimea. *Prichernomorskii ekologicheskii byulleten*. № 1 (35). P. 102–120. (in Russ.)
- Ignatov E.I., Lukyanova S.A., Solovieva G.D. (2016). The seashores of the Crimea. *Geomorphologiya*. № 1. P. 55–63. (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2016-1-55-63>
- Ivanenko T.A., Sapronova Z.D. (2011). Geomorphology and dynamics of seashore of the Western Crimea. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnykh i shel'fovyykh zon i kompleksnoe ispol'zovanie resursov shel'fa*. № 25. P. 19–25. (in Russ.)
- Krylenko V.V., Goryachkin Yu.N., Kosyan R.D. et al. (2021). Similarities and differences of small bay-bars of the north-eastern part of the Black Sea. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoi i shel'fovoi zon morya*. № 1. P. 63–83. (in Russ.). <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2021-1-63-83>
- Naumova V.A., Evstigneev M.P., Evstigneev V.P. (2010). Wind and wave forming conditions in Azov-Black Sea coast region. *Naukovi Pratsi UkrNDHMI*. № 259. P. 263–283. (in Russ.)
- Peychev V. (1998). The abrasion process of the Bulgarian Black Sea coast. *Bregoukrepahe i dolgotraino stabilizirane na sklonovete na Chernomorskoto kraibrezhie*. Sofia: Academic Publishing house “Prof. Marin Drinov”. P. 139–142. (in Bulg.)
- Peychev V. (2004). Morfodinamichni i litodinamichni protsesi v bregovata zona (Morphodynamical and lithodynamical processes in coastal zone). Varna: Slavena (Publ.). 231 p. (in Bulg.)
- Peychev V., Stancheva M. (2009). Changes of sediment balance at the Bulgarian Black Sea coastal zone influenced by anthropogenic impacts. *C. R. Acad. Bulg. Sci*. V. 62. № 2. P. 277–284. (in Bulg.)
- Polonsky A.B., Voskresenskaya E.N., Maslova V.N. (2012). Variability in cyclonic activity in the Black Sea — Mediterranean region in relation to processes in the Pacific and Atlantic. *Doklady NAN Ukrainy*. № 3. P. 123–131. (in Russ.)
- Romanyuk O.S. (1967). Genesis of Crimean beaches. *Geologiya poberezhya i dna Chernogo i Azovskogo morei v predelakh USSR. Iss. 1*. Kiev: KGU (Publ.). P. 178–182. (in Russ.)
- Rud'ko G.I., Erysh I.F. (2006). Opolzni i drugie geodinamicheskie protsessy gorno-skladchatykh oblastei Ukrainy (Krym, Karpaty) (Landslides and other geodynamic processes in the mountainous Regions of Ukraine (Crimea, Carpathians)). Kiev: Zadruga (Publ.). 620 p. (in Russ.)
- Shuisky Yu.D. (1974). Abrasion processes and rates on the Ukrainian coasts of the Black Sea and the Sea of Azov.

- Izvestiya AN SSSR. Seriya Geograficheskaya*. № 6. P. 108–117. (in Russ.)
- Shuisky Yu.D. (2005). Main regularities of morphology and dynamics of the western coast of the Crimean Peninsula. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnykh i shel'fovykh zon i kompleksnoe ispol'zovanie resursov shel'fa*. № 13. P. 19–25. (in Russ.)
- Shuisky Yu.D., Vykhoanets G.V. (2006). Map of average abrasion and accumulation rates 1960–1994. Atlas okhrany prirody Chernogo i Azovskogo morei. Saint Petersburg: GUNiO MO RF (Publ.). P. 44. (in Russ.)
- Shuisky Yu.D., Vykhoanets G.V. (2009). Average abrasion and accumulation rates 1960–1994. Okeanografichnyi atlas Chornogo ta Azovskogo moriv: Rozdil 2. Beregova zona Chornogo morya. Kiev: DU Derzhgidrografiya (Publ.). 356 p. (in Ukrain)
- Shuyskiy Yu.D. (2007). Mechanical composition of beach alluvium on west coast of the Crimea. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnykh i shel'fovykh zon i kompleksnoe ispolzovanie resursov shel'fa*. № 15. P. 370–385. (in Russ.)
- Stancheva M., Stanchev H., Peev P. et al. (2016). Coastal protected areas and historical sites in North Bulgaria — challenges, mismanagement and future perspectives. *Ocean & Coastal Management*. V. 130. P. 340–354. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2016.07.006>
- SWAN Cycle III version 41.20, User Manual. (2018). Delft University of Technology, Netherlands. 121 p.
- Tătui F., Pîrvana M., Popa M., et al. (2019). The Black Sea coastline erosion: Index-based sensitivity assessment and management-related issues. *Ocean & Coastal Management*. V. 182. 104949. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.104949>
- Wilkinson G.R., Spratt T. (1856). Sevastopol, shewing the Russian defence works and the approaches of the allied armies: map. R.N.C.B. 1:18,300. [London]: Hydrographic Office. 1 map: col. 77×118 cm.
- Zenkovich V.P. (1960). Morfologiya i dinamika sovetskikh beregov Chernogo morya (Morpho-logy and Dynamics of the Soviet Black Sea Coast). Iss. 2. Moscow: AN SSSR (Publ.). 216 p. (in Russ.)
- Zenkovich V.P. (1962). Osnovy ucheniya o razvitii morskikh beregov (The fundamentals of coastal development theory). Moscow: AN SSSR (Publ.). 710 p. (in Russ.)

ЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА[#]

© 2024 г. А.А. Вашков^{1, *}, О.Ю. Носова¹, Д.С. Толстобров¹

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

*E-mail: a.vashkov@ksc.ru

Поступила в редакцию 17.04.2023 г.

После доработки 05.07.2023 г.

Принята к публикации 13.10.2023 г.

В связи с улучшением качества доступных цифровых моделей рельефа и космических изображений поверхности Земли, в последнее время складывается тенденция к интерпретации этой информации без достаточного подтверждения геологическими методами исследований. При этом именно данные о геологическом строении аккумулятивных ледниковых форм рельефа имеют решающее значение для интерпретации их генезиса и для реконструкции природной среды области последнего оледенения. В статье приведена классификация и характеристика геологического строения ледникового рельефа одного из ключевых участков Кольского региона. Она выполнена на основе морфометрических методов анализа рельефа, геолого-структурных методов, петрографического анализа крупнообломочного материала ледниковых отложений и исследования донных осадков озер. В районе работ были установлены две полосы ледникового аккумулятивного рельефа.

К первой полосе относится параллельно-грядовый рельеф на южном склоне Ловозерских Тундр. Он представляет собой образования боковой насыпной морены, которая формировалась у края ледника, двигавшегося с запада на восток вдоль склона. Также в состав этой полосы включен холмисто-грядовый рельеф вдоль склонов Ловозерских, Панских и Фёдоровой Тундр, который построен напорными конечно-моренными образованиями. Их слагают дислоцированные лимно- и флювиогляциальные отложения, а также насыпные и абляционные морены.

Вторая полоса образована тремя субпараллельными цепочками грядово-холмистого рельефа. В их строении участвуют складчатые и чешуйчато-надвиговые гляциодислокации. На дистальном склоне внешней цепочки развиты флювиогляциальные отложения.

Обе полосы ледникового рельефа сопоставляются с краевыми образованиями двух фаз сокращения последнего ледникового покрова. Анализ моделей дегляциации последнего ледникового покрова в Кольском и смежных регионах и информация о положении известных краевых образований позволили соотнести эти фазы с заключительными эпизодами лужской (карельской) и невской (сямозерской) фаз. Полученная информация позволяет более детально определить этапы развития последнего ледникового покрова и ход дегляциации Кольского региона в позднеледниковье.

Ключевые слова: поздний неоплейстоцен, последний ледниковый покров, краевые ледниковые образования, морфометрия рельефа, гляциодислокации

DOI: 10.31857/S2949178924010061, **EDN:** IOJQAF

ВВЕДЕНИЕ

Исследование рельефа с использованием космо- и аэрофотоснимков, а также цифровых моделей рельефа (ЦМР) высокого разрешения позволило улучшить информативность и качество геоморфологического картирования области последнего оледенения. Так на территории Кольского региона были созданы карты четвертичных отложений с элементами геоморфологии (Дедков

и др., 1989; Niemelja et al., 1993), гляциоморфологические схемы (Hätterstrand, Clark, 2006; Boyes et al., 2021) и схемы реконструкции динамики ледникового покрова (Стрелков и др., 1976; Евзеров, Николаева, 2000; Wishborrow et al., 2016; Boyes et al., 2022). В то же время, работы по изучению геологического строения форм ледникового рельефа в регионе проводились только в отдельных исследованиях (Евзеров и др., 1993; Kolka et al., 2008) или в ходе геологической съемки (Государственная ..., 2012). Изучение строения ледникового аккумулятивного рельефа актуально, в первую очередь, для уточнения результатов

[#] Ссылка для цитирования: Вашков А.А., Носова О.Ю., Толстобров Д.С. (2024). Ледниковый рельеф центральной части Кольского региона. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 1. С. 70–92. <https://doi.org/10.31857/S2949178924010061>; <https://elibrary.ru/IOJQAF>

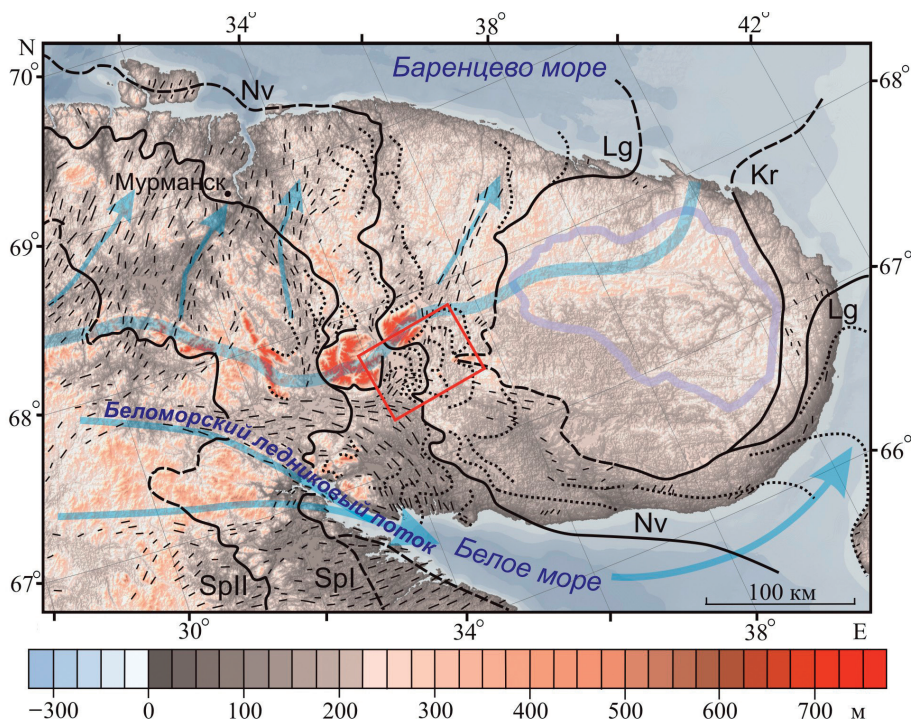


Рис. 1. Положение района работ в Кольском регионе. Линиями показаны границы последнего ледникового покрова во время фаз: Kr — крестецкой, Lg — лужской (Кейва I, карельская), Nv — невской (Кейва II, сямозерская), SpI, SpII, — Салпаусселька I и II, составлено с использованием (Astakhov et al, 2016; Korsakova et al, 2023). Пунктирная линия — предполагаемая граница. Прозрачная голубая линия — северная граница Беломорского ледникового потока. Прозрачные голубые стрелки — направления движения Скандинавского ледникового покрова (по Евзеров, Николаева, 2000; Boyes et al., 2022). Черные короткие линии - друмлины и линейно ориентированные выступы кристаллических пород по (Государственная ..., 2012; Boyes et al., 2021b). Прозрачный фиолетовый контур — площадь без ледниковых отложений в центре Кольского п-ова (по Дедков и др., 1989; Niemelä et al., 1993; Государственная ..., 2012).

Fig. 1. Location of the study area in the Kola region. The black lines show the boundaries of the last ice sheet during the stages: Kr — Krestsy, Lg — Luga (Keiva I, Karelia), Nv — Neva (Keiva II, Syamozero), SpI, SpII — Salpausselka I and II, compiled using (Astakhov et al., 2016; Korsakova et al., 2023). The dotted lines are the proposed boundaries. Transparent blue line — the north margin of the White Sea Ice Stream. Transparent blue arrows — flow directions of the Fennoscandian Ice Sheet (by Yevzerov, Nikolaeva, 2000; Boyes et al., 2022). The black short lines — subglacial lineations (by Bogdanov, 2012; Boyes et al., 2021b). Transparent violet outline — the area without glacial deposits in the central part of the Kola Peninsula (by Dedkov et al, 1989; Niemelä et al., 1993; Bogdanov, 2012).

дистанционных исследований, проводимых с целью определения динамики последнего ледникового покрова и характера дегляциации территории. Также данные о геологическом строении необходимы для корреляции краевых ледниковых образований и выявления новых перспективных участков строительных полезных ископаемых.

Один из ключевых участков Кольского региона расположен южнее горного массива Ловозерские Тундры (рис. 1). Здесь ранее были установлены моренные гряды, холмистые морены, друмлины, камы, озы, гляциодиапиры, флювиогляциальные и лимногляциальные равнины, а также латеральные каналы стока талых вод на склонах горных массивов (Граве, Евзеров, 1964; Стрелков и др., 1976; Евзеров, Кошечкин, 1980; Дедков и др., 1989; Niemela et al., 1993; Hätterstrand, Clark,

2006; Kolka et al., 2008; Евзеров, 2010; Государственная ..., 2012; Boyes et al., 2021). К краевым образованиям последнего ледникового покрова первоначально был отнесен только холмистый рельеф на северо-западных склонах Панских Тундр (Стрелков и др., 1976). Позже, на основе материалов Геологического института Кольского научного центра и Мурманской геологоразведочной экспедиции (Дедков и др., 1989), была разработана первая гляциодинамическая модель Кольского региона (Евзеров, Николаева, 2000). Холмистый рельеф у северо-западного склона Панских Тундр был сопоставлен с напорными конечно-моренными образованиями внешней полосы так называемого маргинального пояса II. Моренные гряды между Ловозерскими и Фёдоровской Тундрами были отнесены к насыпным конечно-мо-

Таблица 1. Морфометрические показатели рельефа центральной части Кольского региона: а — средняя протяженность склонов (м); b — средняя высота склонов (м); c — средняя крутизна склонов (град.); d — число холмов на 1 км² (ед.); e — коэффициент вертикального расчленения (отношение крутизны склона к его высоте)

Table 1. Morphometric indicators of the relief of the central part of the Kola region: a — average length of slopes (m); b — average slope height (m); c — average slope steepness (degrees); d — quantity of hills per 1 km² (units); e — dissection index (the ratio of slope steepness to its height)

Группы рельефа	a	b	c	d	e
<i>1. Рельеф, связанный с поднятиями дочетвертичной поверхности</i>					
1a. Низкие горы (массивы)	750—>1000	180—600	13.5—21.8	0—1	0.04—0.07
1b. Средние и крупные холмы	450—600	40—60	5.1—5.7	1—2	0.09—0.12
<i>2. Равнинный рельеф</i>					
2a. Холмистые моренные равнины	100—180	6—14	3.4—4.4	2—5	0.31—0.57
2b. то же, с друмлинами и флютинг-моренами	90—140	7—12	4.4—4.9	3—8	0.41—0.63
2c. Флювиогляциальные равнины	90—110	2—7	1.3—3.6	1—3	0.51—0.65
2d. Лимногляциальные равнины	90—110	2—4	1.3—2.1	0—2	0.52—0.65
<i>3. Грядовый и грядово-холмистый ледниковый рельеф</i>					
3a. Параллельно-грядовый склонов низких гор	30—60	6—21	11.3—19.3	28—36	0.92—1.88
3b. Холмисто-грядовый склонов низких гор	75—100	9—15	6.8—8.5	8—14	0.76—0.83
3c. Грядово-холмистый	30—70	5—12	9.5—9.7	10—20	0.81—1.90
3d. Холмистая морена, включая грядово-кольцевые формы	30—55	4—7	7.2—7.6	22—32	1.09—1.80
3e. Гряды и холмы троговых долин	30—50	3—10	5.7—11.3	18—28	1.13—1.90
<i>4. Отдельные положительные формы рельефа</i>					
4a. Камы и гляциодиапиры	60—140	8—18	7.3—8.2	ед.*	0.42—0.91
4b. Озы	30—50	4—12	7.6—13.5	ед.*	1.13—1.90

Примечание: * — камы и озы встречаются в виде единичных форм и не образуют в районе работ участков площадью 1 км² и более.

ренным образованиям внутренней полосы того же пояса. Время формирования маргинального пояса II было определено как бёллинг — средний дриас (Евзеров Николаева, 2000; Евзеров, 2010). Корреляция ледниковых форм внешней полосы пояса II с маргинальными образованиями Кольского региона и Карелии позволили отнести его к краевым образованиям фазы Кейва I (сямозерской в Карелии) (Astakhov et al., 2016) или же невской фазы (Ekman, Pyin, 1991; Государственная ..., 2012). Моренные гряды у юго-восточного берега Умбозера были соотнесены с напорными конечно-моренными образованиями внешней полосы пояса I, соответствующими похолоданию позднего дриаса (Евзеров, Николаева, 2000). Они сопоставляются с фазой Салпаусселька I (ругозерской в Карелии) (Ekman, Ilyin, 1991; Astakhov et al., 2016; Stroeve et al., 2016; Hughes et al., 2016).

Задачами данного исследования было определение особенностей геологического строения ледникового рельефа, его корреляция с краевыми

ледниковыми образованиями Кольского региона и определение хода дегляциации территории.

МЕТОДЫ

Фактический материал был получен в ходе полевых работ в 2018—2021 гг. Было изучено более 25 естественных обнажений и шурфов, а также исследованы донные осадки пяти озерных котловин (пп. 1—24 на рис. 2, табл. 1). Морфометрические исследования ледниковых форм рельефа в полевых условиях заключались в определении длины, высоты, крутизны склонов, ширины и ориентировки гребней гряд. Через отдельные формы при помощи нивелирной рейки, рулетки длиной 30 м и компаса проводились нивелирные ходы. В камеральных условиях определялось соответствие полученных данных с ЦМР ArcticDEM разрешением 2 м (Porter et al, 2018) и с крупномасштабными топографическими картами. На ключевых участках ЦМР размерами от 4×2 до 21×8 км на площадях 1×1 км определялось количество отдельных

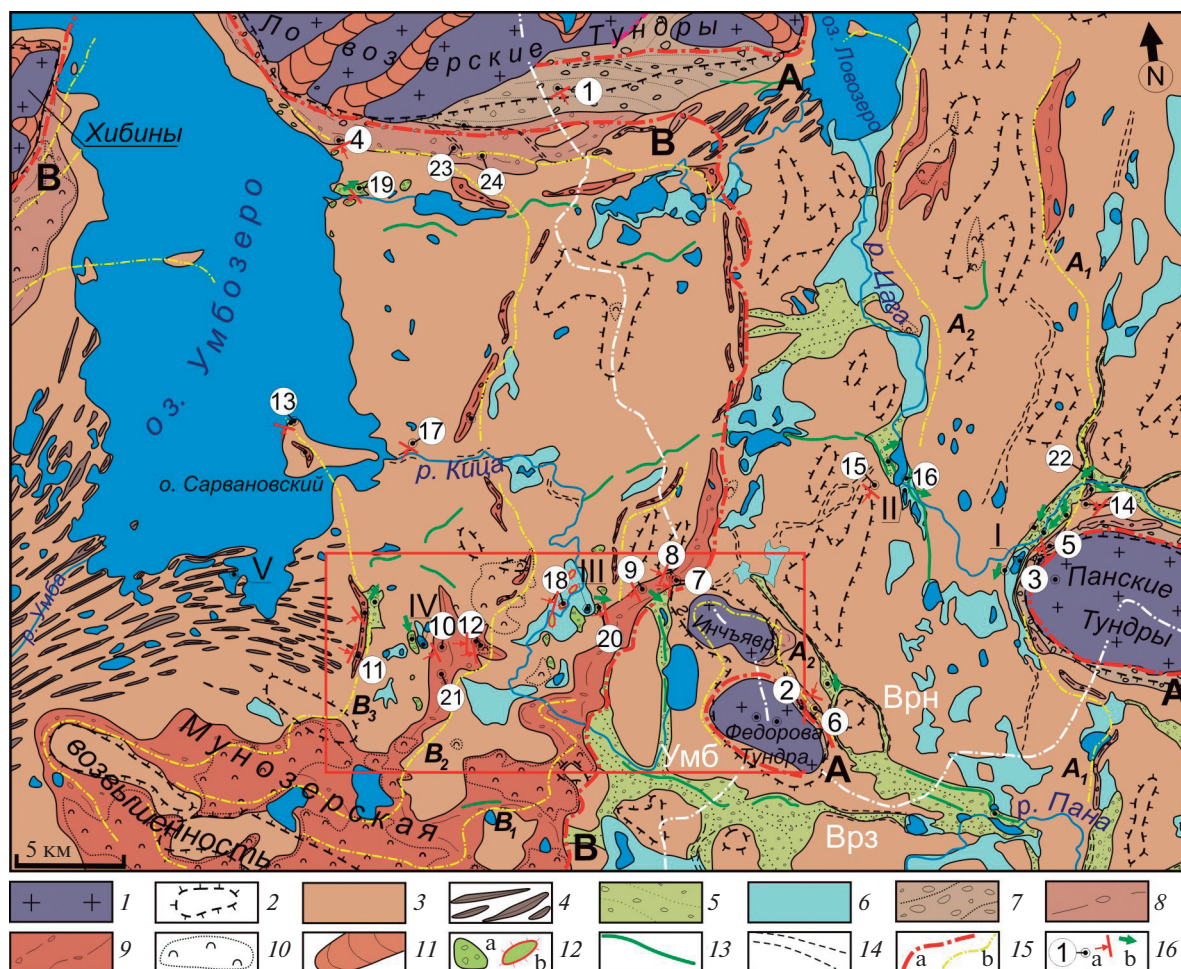


Рис. 2. Гляциоморфологическая схема района работ (расположение см. на рис. 1). Рельеф, связанный с поднятиями дочетвертичной поверхности: 1 — низкие горы (массивы), не перекрытые четвертичными отложениями (1a в табл. 1), 2 — средние и крупные холмы с чехлом четвертичных осадков (2b); *равнинный рельеф*: 3 — моренная равнина (2a), 4 — то же, с друмлинами и флютинг-моренами (2b), 5 — флювиогляциальные равнины (2c), 6 — озерно-ледниковые равнины (2d); *грядовый и грядово-холмистый ледниковый рельеф*: 7 — параллельно-грядовый склонов низких гор (3a), 8 — холмисто-грядовый склонов низких гор (3b), 9 — грядово-холмистый (3c), 10 — холмистая морена, включая грядово-кольцевые формы (3d), 11 — гряды и холмы троговых долин (3e); *отдельные положительные формы рельефа*: 12 — камы (a) и гляциодиапиры (b) (4a), 13 — озы (4b); 14 — ложбины стока талых вод; 15 — границы выделенных полос А и В (a) и субпараллельные им цепочки (b); 16 — пункты исследований и их номера, реконструкция направления давления ледника (a) и направления течения потоков талых вод (b). Номера исследованных озерных котловин даны римскими цифрами. Белые линии — положение водоразделов бассейнов рек: Умб — Умба, Врз — Варзуга, Врн — Воронья. Красный прямоугольник — ключевой участок морфометрических исследований.

Fig. 2. Glaciomorphological scheme of the study area (see location in fig. 1). Relief associated with uplifts of the pre-Quaternary surface: 1 — low mountains (bedrock), not covered by Quaternary deposits (1a in table 1); 2 — medium and large hills covered by Quaternary deposits (2b); *Flat terrain*: 3 — moraine plain (2a), 4 — the same, with drumlins and fluting moraines (2b), 5 — glaciofluvial plains (2c), 6 — glaciolacustrine plains (2d); *Ridge and ridge-hummocky glacial relief*: 7 — parallel ridge relief on the slopes of the low mountains (3a), 8 — hummock-ridge relief, near the slopes of the low mountains (3b), 9 — ridge-hummocky relief (3c), 10 — hummocky moraines and ring-ridge forms (3d), 11 — moraines of mountain glaciations (3e); *Individual landforms*: 12 — kames (a) and glaciopodia (b) (4a), 13 — eskers (4b); 14 — meltwater channels; 15 — boundaries of the distinguished bands A and B (a) and chains subparallel to them (b); 16 — points of studying and their numbers, reconstruction of the direction of the glacier pressure (a) and the direction of the melt water flow (b). Studied lake basins have Roman numerals. White lines — the position of the watersheds of the river basins: Умб — Umba, Врз — Varzuga, Врн — Voronya. The red rectangle is a key area for morphometric studies.

вершин, средняя высота склона и средняя длина. По этим показателям были вычислены средняя крутизна склонов и коэффициент вертикального расчленения рельефа (отношение крутизны склона к его высоте) (Кайрюкшис и др., 1983). На основании этих показателей в программе Surfer 13 для ключевого участка были построены морфометрические схемы (см. доп. материал 1)¹. Анализ схем и морфометрических показателей позволил отличить формы, связанные с выступами коренных пород, от положительных аккумулятивных форм ледникового генезиса и классифицировать их. Необходимость такого разделения в условиях Кольского региона обусловлена тем, что отдельные формы на космических изображениях, связанные с выступами коренных пород, могут быть приняты за краевые ледниковые образования или ледниковый линейно ориентированный рельеф (Grosswald, 2001). По морфометрическим характеристикам было выделено 12 групп рельефа, которые использовались для создания гляциоморфологической схемы (рис. 2).

В обнажениях и шурфах изучались структурно-текстурные особенности отложений, цвет определялся при помощи колориметрической системы Munsell Soil Color Charts. Гранулометрический анализ состава производился при помощи сит диаметром 0.1–10 мм. Исследование текстуры ледниковых отложений заключалось в определении характера слоистости и наличия разнородных включений. В моренах выявлялись закономерности расположения материала: сланцеватость, наличие линз (например, песков), элементы залегания которых измерялись при помощи геологического компаса (Аболтиныш, 1989). Также в моренах с целью реконструкции направления давления ледника производились замеры элементов залегания длинных осей галек, дополнительно также определялись их размеры и степень окатанности (Benn, Ballantyne, 1993; Benn, 2013). В разных частях разреза выполнялось по 25–100 замеров азимутов и углов падения плоскостных элементов (например, поверхностей сланцеватости) и длинных осей галек. При исследовании складчатых и сложных надвиговых гляциодислокаций определялась ориентировка плоскостей надвигов,

сдвигов, сбросов, крыльев и шарниров складок (Włodarski, Godlewska, 2016). Обработка замеров проводилась при помощи программы OpenStereo 0.1.2. Структурные диаграммы строились на нижней полусфере равноплощадной сетки Шмидта. Реконструкция направления давления ледника опиралась на положение максимума ориентировки полюсов плоскостных элементов в морене (Аболтиныш, 1989), либо на положение в разрезе плоскостей сдвигов (Włodarski, Godlewska, 2016). Проверка результатов реконструкции проводилась по анализу ориентировки длинных осей галек. В случае преобладания растяжения материала при однородном течении льда, направлению движения обычно соответствует один или пара противоположных максимумов. На сжатие материала может указывать положение одного или нескольких дополнительных максимумов линейных элементов, которые фиксируются с разницей 75–90° от главного направления движения льда (Аболтиныш, 1989; Benn, 2013).

Для уточнения направления перемещения ледника проводился петрографический анализ обломочного материала морен. Опробовалась валунная (>100 мм), галечная (10–100 мм) и крупногравийная (5–10 мм) фракции. Валунная фракция собиралась на вершинных частях моренных гряд в пределах площадки 5×5 м с глубины до 0.35 м. Валуну визуально были разделены на группы. Из каждой группы отбирались наиболее характерные образцы, из которых затем изготавливались петрографические шлифы для более точного описания выделенных групп пород. Галечная и крупногравийная фракции при помощи сит выделялись из проб морены весом в 15–25 кг, отобранных непосредственно из обнажений. Далее, опираясь на выделенные при изучении валунной фракции группы, при помощи стереоскопического микроскопа (бинокля) изучался петрографический состав галек и крупного гравия. Выделенные группы сопоставлялись с коренными породами Кольского региона для определения направления перемещения материала.

Были исследованы донные отложения в пяти озерных котловинах (I–V на рис. 2). Глубина озера и высота порога стока измерялась с помощью портативного эхолота “Deeper”, место для отбора керна выбиралось на плоском участке дна. Отбор колонок осадков проходил с плавучей платформы с помощью русского торфяного бура. Длина каждого керна составляла 1 м, диаметр 75 мм. Литологическое описание заключалось в опре-

¹ Дополнительный материал публикуется на сайте журнала “Геоморфология и палеогеография” — <https://geomorphology.igras.ru/jour/pages/view/dopmat> Additional material is published on the web-site of the journal “Geomorfologiya i Paleogeografiya” — <https://geomorphology.igras.ru/jour/pages/view/dopmat>

делении цвета, текстуры, гранулометрического состава и анализа включений. С целью определения начала накопления органогенных осадков у их подошвы и контакта с минерагенными отложениями были отобраны пробы на радиоуглеродное датирование (доп. материал 2). Опробовался интервал мощностью 2–8 см. Определение возраста производилось в лаборатории СПбГУ по общепринятой методике (Arslanov et al., 1993). Полученные радиоуглеродные даты были калиброваны с использованием программы OxCal 4.4 с применением калибровочной кривой IntCal 20 (Bronk Ramsey; Reimer et al., 2020).

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Район работ находится на водоразделе Баренцева (бассейн р. Воронья) и Белого (бассейны рек Умба и Варзуга) морей и представляет собой равнину с абс. отметками 155–220 м над у. м. В северной части района равнина примыкает к южным склонам Ловозерских Тундр высотой 650–900 м над у. м. В южной части района работ равнина граничит со склонами ледораздельной островной Мунозерской возвышенности высотой до 356 м над у. м. (Колька, 1998). Также в южной части находится массив Фёдоровой Тундры размерами 9×3,5 км и высотой до 517 м над у. м. В юго-восточной части района работ равнина граничит с Панскими Тундрами высотой до 629 м над у. м. (рис. 1, 2).

Массив Ловозерских Тундр сложен породами хибино-ловозерского щелочного (луявриты, фойяиты, уртиты) plutонического комплекса. Массивы Панских и Фёдоровой Тундр представлены панско-мончегорским plutоническим комплексом (габбронориты, нориты, габбро). Коренные породы в пределах равнины представлены преимущественно гранитоидами мигматит-плагиогранитового комплекса, в меньшей мере мигматит-диоритового и мигматит-гранитового комплексов. В юго-западной части района залегают толщи метаморфизованных базальтов, андезибазальтов, дацитов и конгломератов стрельнинской серии и базальтов, андезибазальтов и туфов полисарской свиты (Государственная ..., 2012). Равнинная часть района работ относится к области слабого поднятия на новейшем этапе тектонического развития. Эта область ограничена Ловозерским массивом с интенсивным поднятием, а также массивами Панской и Фёдоровой Тундры с умеренным поднятием (Кошечкин, 1979; Государственная ..., 2012). Гра-

ницы областей с разной интенсивностью поднятия разделяются зонами активизированных на новейшем этапе разломов, в основном сбросовой кинематики. По оси котловины Ловозеро — бассейн р. Цага прослеживается структура новейшего грабена (Ядута, Москаленко, 2003).

Четвертичные отложения в районе работ залегают сплошным покровом неравномерной мощности, от первых метров до 40–70 м (Государственная ..., 2012). На вершинах и иногда на склонах низких гор ледниковые отложения представлены только отдельными эрратическими обломками. В составе четвертичной толщи доминируют образования валдайского надгоризонта и голоцена (Стрелков и др., 1976; Государственная ..., 2012). Практически повсеместно развиты отложения ошашковского горизонта, которые представлены моренами разных фаций, лимно- и флювиогляциальными образованиями (Дедков и др., 1989; Niemela et al, 1993; Государственная ..., 2012). В отдельных разрезах грядово-холмистых массивов и ледниковых гряд были установлены чешуйчатые и надвиговые гляциодислокации (Евзеров и др., 1993; Kolka et al., 2008). К межстадиальным образованиям ленинградского горизонта в районе работ условно могут быть отнесены пески и алевроиты, обнаруженные в ряде разрезов под ошашковской мореной, которые также вовлечены в гляциодислокации (Евзеров, Кошечкин, 1980; Государственная ..., 2012). В разрезе вблизи оз. Цагъявр (п. 15 на рис. 2) были вскрыты ледниковые отложения, отделенные от ошашковской морены толщей флювиогляциальных отложений и сопоставленные с мореной ранневалдайского оледенения (Евзеров, Кошечкин, 1980).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Классификация рельефа по морфометрическим показателям

Полученные в ходе исследования морфометрические показатели рельефа позволили отделить ледниковые аккумулятивные формы от рельефа, связанного с поверхностью коренных пород (табл. 1, группа 1). Крупные поднятия дочетвертичной поверхности резко отличаются длиной (свыше 1000 м) и высотой склонов (до 600 м), минимальным количеством отдельных вершин (до 2 единиц на 1 км²) и минимальным коэффициентом вертикального расчленения (до 0.12). Ледниковый рельеф в пределах крупных поднятий широко представлен экзарационными формами.

Большую часть района работ занимает равнинный рельеф. Преимущественно он представлен холмистыми моренными равнинами со средней длиной склонов до 180 м и средней высотой до 14 м (табл. 1, группа 2). Наиболее крупные холмы равнины высотой до 20–40 м приурочены к выступам дочетвертичной поверхности. Наиболее крупные моренные холмы и камы имеют высоту до 15–20 м. На равнине также развиты озовые гряды и небольшие участки грядово-кольцевого рельефа, с высотой отдельных форм не более 6 м. В юго-западной части района работ на моренной равнине развиты линейные формы друмлинов и флютинг-морен (рис. 2). По морфометрическим показателям этот участок отличается большим количеством вершин и высоким коэффициентом вертикального расчленения (2b, табл. 1). Наиболее низкие участки равнин между крупными выступами дочетвертичной поверхности и крупными аккумулятивными формами занимают волнистые флювио- и лимногляциальные равнины. Они хорошо отличаются от холмистых моренных равнин по наименьшей высоте отдельных форм, малому количеству отдельных вершин и наименьшей средней крутизне склонов. Поверхность лимногляциальной равнины в среднем течении р. Кица осложняется отдельными холмами-гляциодиапирами высотой до 12–20 м (рис. 2).

Грядовый и грядово-холмистый ледниковый рельеф развит как на склонах низких гор, так и на равнине (табл. 1, группа 3). На склонах низких гор за счет различий в морфометрических показателях и ярусного положения форм было выделено две группы параллельно-грядового и холмисто-грядового рельефа (3(a), 3(b), табл. 1). В отдельную группу были выделены гряды и холмы в троговых долинах Ловозерских Тундр (3(e), табл. 1). В пределах равнины было выделено также две группы: грядово-холмистый рельеф, обычно ориентированный в виде полос шириной 1–2 км, и группа холмистой морены с грядово-кольцевыми формами. Обе группы резко отличаются по морфометрическим показателям от равнины: здесь в 2–4 раза меньшая средняя длина склонов, в 2–3 раза выше средняя крутизна склонов (на некоторых участках — до 20°) и в 3–5 раз больше холмистость, до 28–36 вершин на 1 км² (3(c) и 3(d), табл. 1).

Корреляция грядового и холмисто-грядового ледникового рельефа с помощью морфометрических показателей позволила сгруппировать их в две полосы (А и В, рис. 2). В полосу А включен комплекс параллельно-грядового рельефа на

склонах Ловозерских Тундр, а также холмисто-грядовые формы у подножий Панских Тундр и у северо-восточного склона Фёдоровой Тундры (А на рис. 2). В восточном направлении полоса А выходит за пределы района работ, но южнее и севернее Панских Тундр отмечается наличие нескольких субпараллельных ей цепочек грядово-холмистого рельефа (А1 и А2 на рис. 2). В полосу В включен холмисто-грядовый рельеф в нижней части южного и юго-западного склона Ловозерских Тундр. В южном направлении на равнине полосу продолжает грядово-холмистый рельеф, который огибает с северо-запада массив г. Инчъявр (В на рис. 2). Далее эта полоса ориентирована на юго-запад к северной части Мунозерской возвышенности. Западные полосы В прослеживаются несколько субпараллельных друг другу цепочек грядово-холмистого рельефа (В1, В2 и В3 на рис. 2). Расстояние между выделенными полосами А и В на широте Фёдоровой Тундры составляет 15–25 км, у юго-западного склона Ловозерских Тундр и у Фёдоровой Тундры полосы сближаются до 3–5 км.

Геологическое строение ледникового рельефа

Экзарационные формы рельефа на склонах низких гор наиболее отчетливо выражены в виде террас на склонах Фёдоровой Тундры, придавая вершине массива пирамидальный облик (доп. материал 3, А). Ширина террас здесь до 0.2 км на западном склоне и не более 0.05 км на северо-восточном и южном склонах массива. Поверхность террас имеет уклон в 7–9°, они ограничены отчетливым уступом с бровкой и тыловым швом. Уступы представлены выходами коренных пород, а также нагромождением глыб местных габброидов у тылового шва (доп. материал 3, В). Ледниковые отложения на поверхности площадок Фёдоровой Тундры представлены только отдельными эрратическими валунами сланцев, гнейсов, гранито-гнейсов и луявритов. Всего на склонах Фёдоровой Тундры насчитывается не менее 8 террас с высотой бровки 370, 385, 420, 425, 445, 460, 490 и 505 м над у. м. На склонах Панских Тундр террасы имеют ширину не более 0.07 км, уклон поверхности обычно составляет 11–13°. На площадках иногда отмечается тонкий покров ледниковых отложений, мощностью до 1 м (доп. материал 3, С). Экзарационные террасы на юго-западном склоне Ловозерских Тундр находятся на отметках от 500 м над у. м. и более, на большей части южного склона массива эти формы не выражены.

Ледниковый аккумулятивный рельеф на склонах низких гор представлен комплексом *параллельно-грядовых* и *холмисто-грядовых форм*. Комплекс параллельно-грядового рельефа расположен на высотах в 260–580 м над у. м. на южном склоне Ловозерских Тундр, где занимает площадь 10.5×2.8 км. Гряды спрямленные и слабо извилистые, высотой до 26 м, с асимметричными крутыми склонами (доп. материал 4, А). Обычно склон гряды, обращенный к равнине, в 2–3 раза длиннее и выше, а также в 1.5–2 раза круче. Гряды выстраиваются в субпараллельные цепи, которые в юго-восточном направлении постепенно опускаются вниз по склону массива до отметок 350 м над у. м. На юго-восточном склоне массива в ориентировке цепочек гряд отмечается два основных направления. Цепи на высоте от 450 до 580 м над у. м. ориентированы в северо-восточном направлении, а ниже отметки 450 м над у. м. в восточном и юго-восточном направлении.

В шурфе на южном склоне одной из гряд (N 67°43'00.0", E 34°44'06.2", 1 на рис. 2) вскрыт диамиктон коричнево-серый, с большим количеством крупных обломков и заполнителем в виде песка разнородного (р. з.), преимущественно крупнозернистого (к. з.), с алевритоглинистыми частицами. Крупные обломки в основном средние и плохо окатанные, часто не окатанные, со следами выветривания. В составе валунной фракции доминируют обломки местных пород: лувяритов Ловозерского массива (до 90%), а в составе крупногравийной фракции их доля возрастает до 95%. С глубины 1.2 м в диамиктоне присутствуют прослойки песка с большим содержанием глинистых частиц. Подобное строение отложений также установлено для гряд высотой до 8 м на отметках 250–360 м над у. м., расположенных на северо-восточном склоне Фёдоровой Тундры, и для покровов террас на северо-западном склоне Панских Тундр (пп. 2 и 3 на рис. 2). Здесь в составе крупногравийной фракции диамиктона доля местных обломков габбро и габброноритов не превышает 71.5% (доп. материал 5).

Холмисто-грядовый рельеф выявлен на отметках 175–270 м над у. м. у юго-западного склона Ловозерских Тундр, 188–215 м над у. м. на северо-западном склоне Панских Тундр и 220–245 м над у. м. у северо-восточного склона Фёдоровой Тундры. Строение одной из гряд, вытянутой вдоль юго-западного склона Ловозерских Тундр, было изучено в карьере (N 67°41'39.8", E 34°34'36.4", 4 на рис. 2). Длина гряды около 1.6 км, ширина око-

ло 0.4 км, относительная высота до 15–18 м. С поверхности гряды вскрыт диамиктон оливковый, с преобладанием песка т.з. и м.з., глинистого, с гравием, галькой и валунами, не слоистый, мощностью до 0.5–0.8 м. Подошва извилистая, образует клинообразные структуры в залегающем ниже по разрезу песке светло-коричнево-сером, р. з., преимущественно с. з., без видимой слоистости. Под этой маломощной покрывкой залегают глинистые пески м.з., т.з. и алевриты. Отложения деформированы разрывными и пластичными нарушениями (рис. 3, А). Анализ элементов залегания контактов линз, слоистости, а также плоскостей сместителей разрывных нарушений указывает на преобладающее падение по азимуту 320–330°. Реже отмечается противоположное падение в юго-восточных и южных румбах (рис. 3, диаграмма 1).

Цепочка холмисто-грядового рельефа на северо-западном склоне Панских Тундр состоит из овальных в плане гряд с асимметричными склонами. На гребне одной из гряд с абсолютной отметкой вершины до 196.7 м над у. м. (N 67°32'44", E 35°15'49", 5 на рис. 2), вскрываются отложения, разделенные разрывными нарушениями (рис. 3, В1). Выделяются две системы нарушений: пологие надвиги с амплитудой смещения свыше 2.5 м и сколы амплитудой смещения от 1–2 см до 10 см. Падение полюсов плоскостей надвигов установлено в двух направлениях — по азимутам 45° и 260°. Для небольших сколов преобладает направление падения по азимуту 265° (рис. 3, диаграмма 2). В составе дислоцированных блоков отложений наблюдается переслаивание песков т. з. и м. з., однородных, уплотненных, оливково-серого цвета с песками м. з. серо-коричневыми и песками с. з. и к. з., светло-оливково-коричневого цвета с примесью гравия и редкой гальки. Первичная слоистость отложений либо субгоризонтальная, либо имеет выдержанное субпараллельное косое падение. Мощность дислоцированных блоков отложений от 0.85 до 2.3 м и более. В 0.17 км к северо-востоку в строении гряды отмечается нарушенное залегание алевритов и песков, толща которых падает по азимутам 188–202° и под углами 22–29° (рис. 3, В2).

На северо-восточном склоне Фёдоровой Тундры в выемке у гребня овального в плане холма высотой около 6 м (N 67°29'18.0", E 34°01'28.2", 6 на рис. 2) был вскрыт диамиктон оливково-коричневого цвета с массивной текстурой. Среди гравийной фракции доля местных габбро и

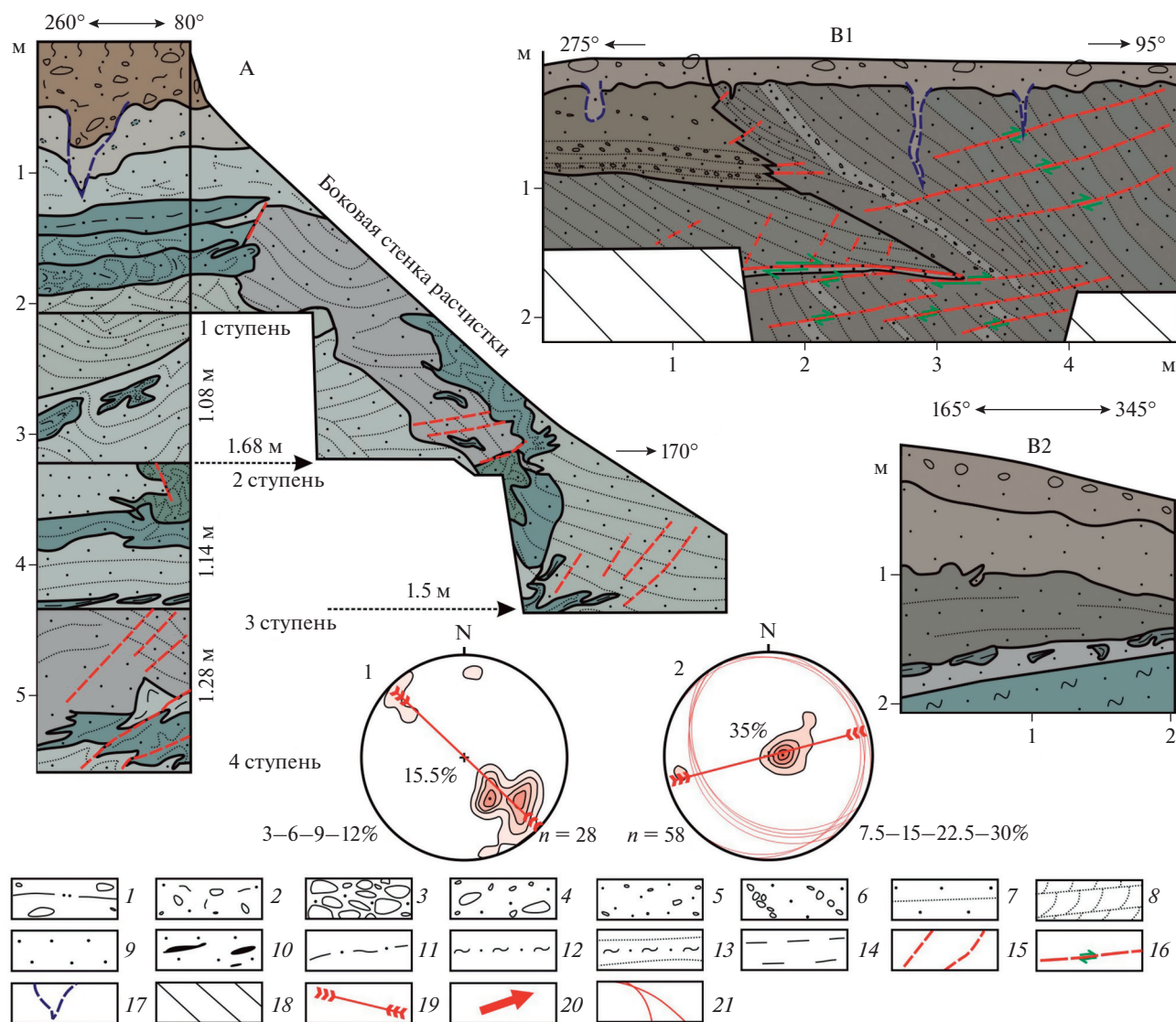


Рис. 3. Строение холмисто-грядового рельефа: А — гряда у юго-западного склона Ловозерских Тундр, В — холм у северо-западного склона Панских Тундр (пп. 4 и 5 соответственно, на рис. 2).

Диамиктон: 1 — со сланцеватой текстурой (линии показывают ориентировку сланцеватости); 2 — массивный; 3 — валуны с галькой и гравием; 4 — галечник с валунами и гравием; 5 — гравий с галькой; 6 — переслаивание гальки и гравия с песком р. з.; **песок:** 7 — с. з.—к. з., слоистый, 8 — м. з.—т. з., слоистый, 9 — неслоистый, 10 — с линзами торфа, 11 — м. з.—т. з. глинистый; 12 — алеврит; 13 — переслаивание алеврита и песка; 14 — глина; 15 — разрывные нарушения; 16 — плоскости надвигов и направления смещения; 17 — морозобойные клинья; 18 — осыпь; **на структурных диаграммах:** 19 — реконструкция напряжений при формировании отложений, 20 — реконструкция давления ледника, 21 — дуги большого круга. Цвет отложений на рисунках соответствует их цвету в разрезе.

Fig. 3. The structure of the hummock-ridge relief: А — a ridge near the southwestern slope of the Lovozero Tundra, В — a hummock near the northwestern slope of the Panskiye Tundras (points 4 and 5, respectively, in fig. 2).

Diamicton: 1 — diamicton with foliated structure (lines show orientation of foliation), 2 — massive diamicton; 3 — boulders with pebbles and gravel; 4 — pebbles with boulders and gravel; 5 — gravel with pebbles; 6 — interbedding of pebbles and gravel with fine-to-coarse grained sand; **sands:** 7 — sand medium-coarse grained, bedded, 8 — sand fine grained, bedded, 9 — sand not bedded, 10 — sand with peat lenses, 11 — sand fine grained, clayey; 12 — silt; 13 — interbedding of silt and sand; 14 — clay; 15 — faults; 16 — thrust planes and directions of displacement; 17 — ice wedges; 18 — talus; **on the structural diagrams:** 19 — reconstruction of stresses during the formation of deposits, 20 — reconstruction of glacier pressure, 21 — arcs of a great circle. The color of deposits in the figures corresponds to their color in the section.

габброноритов Фёдоровского массива составляет только 26%. Содержание принесенных с севера и запада обломков гнейсов, плагиогранитов и лувритов Ловозерского массива составляет до 27.5% и 17.5% соответственно (доп. материал 5). Под диамиктоном залегают пески м. з., глинистые, с гравием и галькой, серо-коричневого цвета. Слоистость в этих отложениях имеет уклон по азимуту 63° под углом 36°.

Грядово-холмистый ледниковый рельеф внешней цепи полосы В изучен в трех пунктах (пп. 7–9 на рис. 2). Полоса В здесь имеет ширину до 0.9 км и состоит из коротких гряд, овальных в плане холмов и холмисто-грядовых массивов. Гряда с отметками гребня 201–202 м над у. м., высотой 4–6 м и с асимметричными склонами (N 67°32'06.5", E 34°55'06.0", 7 на рис. 2) образована толщей диамиктона зеленовато-серого цвета с преобладанием в составе глинистого р. з. песка, со значительной долей гравия, гальки и валунов. Диамиктон неоднородный, оливково-серого и оливкового цвета, с характерной сланцеватой текстурой. У гребня гряды в диамиктоне обнаружена инъективная складка с запрокинутым в юго-западном направлении шарниром. Ее крылья и ядро сложены песками р. з. оливково-серыми, коричнево-серыми, с гравием и редкой галькой, с прослоями песков м. з. желто-коричневых и желто-серых, а также песков к. з. с гравием и галькой (рис. 4, А). Лежачее крыло складки падает по азимуту 117° и углом 19°, висячее по азимуту 285° и углом 35°. Длина крыльев складки в разрезе составляет 3.5 м, а общая мощность включенных в складку отложений достигает 1 м.

Строение овального в плане холма с абсолютной высотой вершины 209.5 м, вытянутого на 0.25 км с юго-запада на северо-восток, шириной 0.15 км, относительной высотой около 9 м изучено на 2 расчистках в придорожной выемке глубиной около 4.5 м (N 67°32'07.5", E 34°54'51.6", 8 на рис. 2). В расчистке 1 (рис. 4, В1) под маломощными песками р. з., не сортированными залегает диамиктон оливково-серый с преобладанием песка р. з., преимущественно м. з., с гравием, галькой, валунами, с примесью глинистых частиц, с комковатой и сланцеватой текстурой. Сланцеватость имеет общее падение в юго-восточном направлении. Мощность диамиктона в расчистке 1 составляет всего 0.15 м, однако в расчистке 2, расположенной в 15 м восточнее, общая видимая мощность слоя свыше 2.82 м (рис. 4, В2). В верхней и нижней части слоя сланцеватость имеет различную ориентировку (рис. 4, диаграммы 11–14). В ин-

тервале 1.0–1.43 м от поверхности в диамиктоне включена линза песка р. з., преимущественно м. з., светло-оливково-коричневого, с гравием и редкой галькой, не сортированного. Кровля линзы падает по азимуту 172° под углом 46°, подошва по азимуту — 198° и под углом 14°. В 2.0–2.63 м от поверхности холма отмечается линза плотного оливково-серого алевроита с прослойками от 2 до 12 см серовато-коричневого м. з. песка. Кровля линзы алевроита падает по азимуту 358° под углом 17°, подошва — по азимуту 222° под углом 36–50°. Аналогичные по составу алевроиты в расчистке 1 встречаются в виде прослоев под диамиктоном. Ниже этого прослоя залегают смятые в антиклинальную складку с запрокинутым шарниром пески р. з., преимущественно к. з., от серой до коричневатой-серой окраски, с гравием, галькой и иногда с валунами. В ядре этой складки залегают пески т. з., глинистые, темно-серые с зеленоватым оттенком, пески с. з., светло-коричнево-серые, с единичными зернами гравия и галькой, а также пески м. з., желто-серого цвета, слоистые за счет прослоев песка с примесью гравия. Лежачее крыло складки падает по азимуту 113° и углом 22°, а висячее по азимуту 252° и углом 42°. Шарнир складки простирается по азимуту 2–182° и погружается по азимуту 159° и углом 25–35°.

Еще один разрез с деформированной толщей диамиктона и включением в него нижележащих осадков находится на южном склоне грядово-холмистого массива с абсолютной отметкой поверхности до 215 м над у. м. (N 67°31'52.6", E 34°52'45.6", 9 на рис. 2). С поверхности тут вскрыты пески р. з., преимущественно к. з., мощностью до 1 м, гравелистые, светло-коричнево-серые, с большим количеством гальки и валунов, без видимой слоистости и сортировки материала. Ниже залегают пески с. з. серовато-коричневые и серые, слоистые, мощностью от 0.6 до 1.4 м. Слоистость выражена за счет прослоев песка к. з., гравелистого, с галькой. Падение слоистости установлено по азимуту 141° под углом 14°. Под ними залегает галечно-валунный материал с гравием и заполнителем в виде песка р. з., в основном к. з., с алевроито-глинистыми частицами. Этот материал залегает на неровной кровле нижележащего диамиктона. Диамиктон имеет темно-зеленовато-серую окраску, в составе преобладают р. з. пески, в том числе и глинистые пески с примесью гравия, гальки и валунов. Материал имеет выраженную сланцеватую текстуру с разнонаправленным падением (рис. 4, диаграммы 15–16).

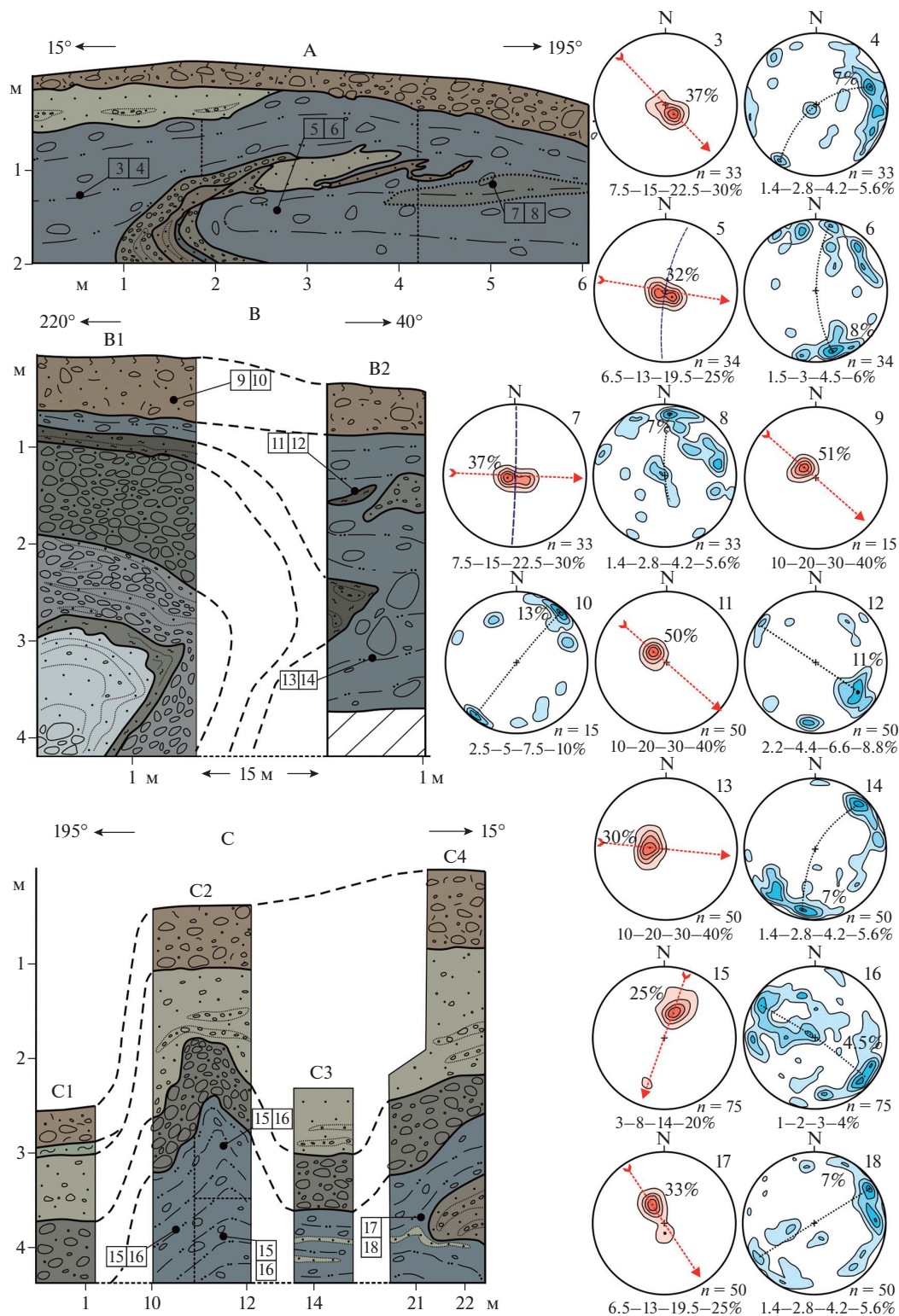


Рис. 4. Строение грядово-холмистого рельефа: А — гляциоинъективная складка в строении моренной гряды (7 на рис. 2), В — гляциоскладка в строении моренного холма (8 на рис. 2), С — складки продольного изгиба и мелкие отторженцы в диамиктоне, перекрытом водно-ледниковыми отложениями, в строении грядово-холмистого массива (9 на рис. 2). Усл. обозначения см. рис. 3.

Fig. 4. The structure of the ridge-hummocky relief: А — glacioinjective fold in the structure of the moraine ridge (7 in fig. 2), В — glaciofold in the structure of the moraine hummock (8 in fig. 2), С — folds of the longitudinal bend and small detached masses in the diamicton covered by fluvioglacial sediments in the structure of the ridge-hummocky massif (9 in fig. 2). See symbols in fig. 3.

В расчистке 4 в диамиктон включена линза овальной формы (рис. 4, С4). Материал в линзе представлен песком с. з., слоистым за счет прослоев песка с. з. — к. з. с зернами гравия. Падение кровли линзы по азимуту 175° и углом 16° . Падение сланцеватости в диамиктоне из этой расчистки в основном также соответствует этому направлению (рис. 4, диаграммы 17–18). Строение ледникового рельефа субпараллельных цепочек полосы В (В1, В2 и В3 на рис. 2) было исследовано в разрезе одной из моренных гряд длиной 1.8 км, шириной 0.1–0.25 км с асимметричными склонами и уплощенной вершиной (N $67^\circ 30' 32.2''$, E $34^\circ 40' 15.8''$, 10 на рис. 2). Здесь с поверхности залегает диамиктон серый, зеленовато-серый, с преобладанием р. з. песков, с отчетливой сланцеватой текстурой. Сланцеватость хорошо проявляется с глубины 1.9 м, толщина отдельных пластинок до 3 мм. В интервале 0.6–1.75 м от поверхности наблюдается повышенное количество валунов диаметром до 0.8 м. С глубины 3.0 м в диамиктоне встречаются линзы и прослои толщиной до 0.3 м песка глинистого, т. з., зеленовато-серого, песка м. з.—с. з. желтовато-серого, а также песков р. з. с гравием и галькой. Эти прослои образуют ряд небольших лежащих ассиметричных складок качения и продольного изгиба, с падением осевых поверхностей по азимуту 210° и углом $7\text{--}10^\circ$ (доп. материал 6, диаграммы 39–40). В строении гряды из цепочки В3 (11 на рис. 2) установлено подобное строение (рис. 5, А).

Строение примыкающего к цепочке В2 холмисто-грядового массива изучено в бывшем карьере (N $67^\circ 32' 58.4''$, E $35^\circ 15' 46.9''$, 12 на рис. 2). Под толщей несортированного материала из гравия, гальки, валунов и песка р. з. мощностью до 0.8 м, вскрыты две пачки отложений (рис. 5, В). Верхняя пачка состоит из диамиктона зеленовато-серого и песков т. з., глинистых песков и алевроитов зеленовато-серых. Под песками и алевроитами залегает плотный диамиктон мощностью до 0.65 м, с массивной текстурой и резким преобладанием в составе галек и мелких валунов. В нижней пачке с уклоном по азимуту 190° и углом 11° залегают серые алевроиты и пески м. з. светло-серые с редким гравием и пески р. з., с косой слоистостью, которая падает в противоположном направлении. Контакт двух пачек в виде надвига прослеживается по кровле диамиктона по азимуту 245° под углом 29° .

Строение холмисто-грядового массива цепочки В3 изучено в береговом уступе о-ва Сарвановский

на Умбозере (N $67^\circ 35' 35.5''$, E $34^\circ 31' 03.8''$, 13 на рис. 2). Здесь под покровом переветренных песков м. з. и т. з. желтовато-коричневых залегает мало-мощный (до 1.2 м) диамиктон оливково-серый, с преобладанием в составе песков м. з. глинистых. Для диамиктона характерна сланцеватая текстура и извилистый характер подошвы с текстурами захвата рыхлых осадков (рис. 5, С). Ниже залегают пески м. з. серо-коричневые и т. з. светло-серые с деформированной первичной слоистостью в виде небольших лежащих складок. Падение их крыльев установлено по азимутам 27° и 208° , под углом $23\text{--}36^\circ$. В пески включена линза диамиктона оливково-серого, в целом аналогичного тому материалу, который залегает в кровле слоя. Общая мощность дислоцированных песков с линзами диамиктонов достигает 3 м.

Ледниковый рельеф между полосами А и В представлен моренной равниной с отметками до 165–190 м над у. м. Ее поверхность осложняется крупными и средними выступами дочетвертичной поверхности (отметки высот до 250 м над у. м.), площадками заболоченных озерно-ледниковых равнин, аккумулятивными флювиогляциальными формами и водно-эрозионными ложбинами.

Типичный разрез отложений моренной равнины обследован в небольшом овраге (N $67^\circ 33' 21''$, E $35^\circ 19' 12''$, 14 на рис. 2), где был вскрыт диамиктон темно-серо-коричневого цвета с преобладанием в составе песков т. з. и м. з. Диамиктон содержит примеси алевроита и глинистых частиц, а также линзы серпообразной формы толщиной до 0.2 м из песка м. з., светло-оливково-коричневого. Материал имеет отчетливую сланцеватую текстуру с уклоном в среднем по азимуту 310° и под углами $7\text{--}14^\circ$ (доп. материал 6, диаграммы 41–42). Подобное строение ледниковых осадков отмечается и в покрове крупных холмов — выступов коренных пород. Например, в бывшем карьере на восточном склоне крупного холма высотой до 243 м над у. м. (N $67^\circ 33' 54.8''$, E $35^\circ 05' 56.6''$, 15 на рис. 2) вскрыт диамиктон мощностью до 2 м, преимущественно песчаного состава, серого и оливково-коричневого цвета, с большим количеством гравия, гальки и валунов. Текстура массивная, в интервале 0.6–1.4 м от поверхности содержит прослои и линзы песка м. з. желто-коричневого (доп. материал 7, В). Ниже залегают пески р. з., к. з. с гравием и галькой и пески м. з. глинистые с общей мощностью отложений свыше 4 м.

Водно-эрозионные ложбины на равнине обычно имеют ширину 0.1–0.25 км, глубину не более

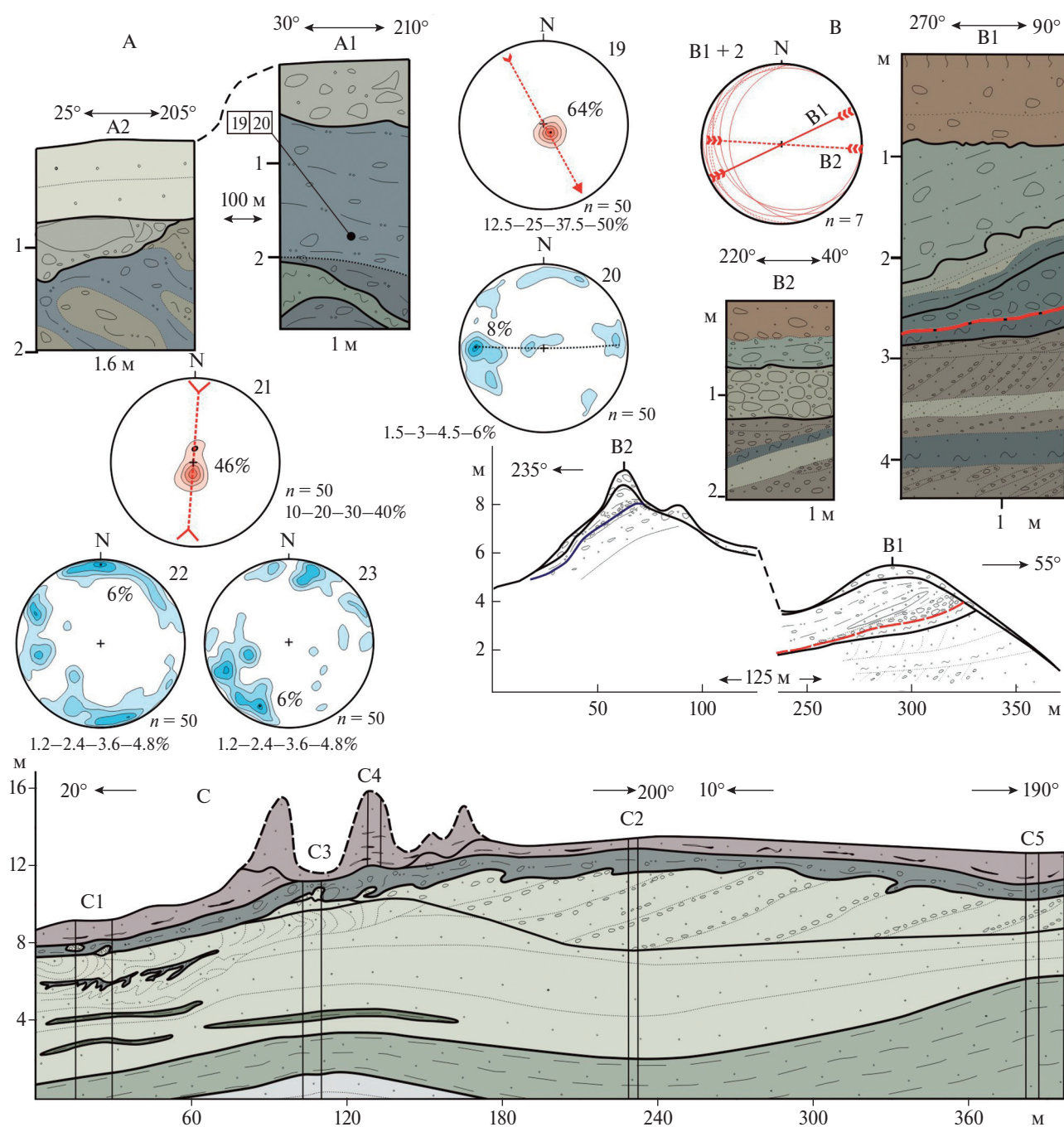


Рис. 5. Строение моренной гряды в составе цепочки В3 (А, 11 на рис. 2); строение примыкающего к цепочке В2 холмисто-грядового массива (В, 12 на рис. 2); строение дистального склона холмисто-грядового массива на о-ве Сарвановский (С, 13 на рис. 2). Усл. обозначения см. рис. 3.

Fig. 5. Structure of the moraine ridge as part of the chain В3 (А, 11 in fig. 2); the structure of the hummock-ridge massif adjacent to the chain В2 (В, 12 in fig. 2); structure of the distal slope of the hummock-ridge massif on the Sarvanovsky Island (С, 13 in fig. 2). See symbols in fig. 3.

10 м и протяженность до 7.5 км. Дно этих ложбин обычно заполнено песками светло-коричнево-серыми, м. з. с прослоями песков р. з., преимущественно с. з. с гравием и редкой галькой, или перекрыто озерно-ледниковыми, озерными и болотными отложениями. Вдоль бортов лож-

бин, например, вдоль ложбины с озерами Бол. и Мал. Цагъявр, прослеживаются гряды высотой от 2–4 до 8 м. В строении одной из таких гряд высотой до 6 м установлены пески от м. з. светло-оливково-коричневые, с гравием, галькой и пески т. з., зеленовато-серые (N 67°32'58.4", E 35°15'46.9", 16

на рис. 2). Слоистость в песках волнистая за счет прослоек темно-серого цвета. В песках отмечаются тонкие прослои алевроита зеленовато-серого, толщиной до 3 см. В кровле толщи наблюдаются прослои и крупные линзы толщиной до 0.55 м песков т. з., глинистых, зеленовато-серых и песков с. з. серых, без видимой слоистости. Падение слоистости в нижней части толщи установлено по азимуту 210–229° под углом 5–16°, в верхней части по азимуту 73–93° и под углом 6–26° (доп. материал 7, А). В песках отмечены разрывные деформации амплитудой смещения до 0.2 м. Их сместители падают по двум направлениям: 11–74° и 216–236° под углами 59–84°. Общая мощность песков м. з. и т. з. около 1.6 м. Под ними залегают пески с. з. и к. з., серые и темно-серые, с гравием и галькой. Слоистость в этих песках падает по азимуту 69–102°, под углом 9–23°, а общая мощность песков свыше 1.2 м.

Строение холмистого моренного рельефа равнины изучено в разрезе на западном склоне моренного холма высотой до 7 м и диаметром около 0.32 км (N 67°35'04.53", E 34°37'57.5", 17 на рис. 2). Холм сложен толщей диамиктона оливково-серого цвета мощностью до 4 м, в составе которого преобладает песок с. з. и м. з. глинистый, с примесью гравия, гальки и валунов. В интервале 0.8 м от поверхности текстура у диамиктона сланцеватая. Подошва диамиктона неровная, со структурами захвата нижележащих песков с. з., светло-серых в виде линз и небольших складок волочения (доп. материал 5, С). Иное строение вскрыто в дорожной выемке, пересекающей холм размером 0.2×0.14 км и высотой до 10 м (N 67°31'08.9", E 34°44'32.5", 18 на рис. 2). В центральной части холма с поверхности залегает диамиктон зеленовато-серый мощностью до 2.1 м, с преобладанием в составе песка м. з., глинистого, с гравием и галькой. Текстура с глубины 1.1 м от поверхности сланцеватая. Ниже диамиктона залегают пески серые, м. з. с зернами гравия и гальки мощностью до 2.8 м и алевроиты зеленовато-серые, плотные, слоистые, с прослоями песчанистой глины. Первичная слоистость этих осадков нарушена, они залегают с падением под углами 40–90°. Мощность песков и алевроитов в центральной части холма превышает 6 м, но на склонах холма они встречаются только в виде линз сложной формы, толщиной до 0.4 м, в диамиктоне (доп. материал 7, D).

Строение камовых холмов в пределах моренной равнины исследовано в ряде разрезов (19 и

20 на рис. 2). На поверхности холмов обычно залегает несортированный материал из гальки и валунов с гравием и песком к. з., который вниз по разрезу сменяется песками р. з., преимущественно к. з., слоистыми, с прослоями песков гравелистых с галькой. Постепенно вниз по разрезу состав песков меняется до м. з. однородных, слоистых, с прослоями песков оливково-серых, м. з. и т. з., глинистых, толщиной 0.1–0.3 м. Пески камовых холмов зачастую разбиты малоамплитудными сбросами (доп. материал 8, А). Покрышка из диамиктона у камов равнины либо отсутствует, либо выражена только на склонах холмов, где ее мощность может достигать 2.2 м. Диамиктоны в покрышке зеленовато-серого цвета, с текстурами захвата нижележащих осадков (доп. материал 8, ВЗ).

Литология разрезов донных отложений озер

В донных отложениях изученных озер вскрыты две основные толщи: минерагенная и органогенная. Минерагенная толща характеризует строение лимногляциальных равнин. Эти отложения представлены в основном алевроитами серыми, однородными, которые переслаиваются с песками серыми, в основном т. з. и м. з., с прослоями песков с. з. с редким гравием. Верхняя часть минерагенной толщи содержит примеси растительных остатков (I–V, доп. материал 9). Отложения органогенной толщи характеризуют осадконакопление внутри озерных котловин в голоцене. Отложения представлены гиттией пестрой, от коричневого до темно-оливкового цвета. Текстура однородная, иногда встречаются примеси или редкие прослои песков м. з. и т. з.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Комплекс параллельно-грядового рельефа на склонах низких гор в районе работ ранее соотносился с боковой мореной покровного оледенения (Евзеров, 2010), либо холмистой мореной (Дедков и др, 1989). Характерное отображение протяженных и близко расположенных друг к другу гряд на космических снимках и ЦМР позволило также интерпретировать эти формы как латеральные каналы стока талых ледниковых вод, по аналогии с формами на северном склоне этого массива (Hätterstrand, Clark, 2006; Boyes et al, 2021, 2022). В данной работе установлено, что отложения в строении отмеченных гряд не сортированы,

содержат примесь алеврита и глины (до 8.5%), что исключает их связь с потоками талых вод или образованиями присклоновых тоннелей (Lundqvist, 1979; Каплянская, Тарноградский, 1993). Резкое преобладание в составе крупногравийной (до 95%) и валунной (до 90%) фракции местных пород Ловозерского массива указывает на незначительное перемещение этого материала в пределах склона (доп. материал 4). По нашему мнению, отложения в составе гряд могут быть интерпретированы как насыпная боковая морена, что согласуется с прежними представлениями (Евзеров, 2010). Ее образование происходило путем переотложения обломочного материала ледником, который двигался в целом параллельно склонам Ловозерских Тундр. Здесь гряды маркируют положение открытого ледникового края. Массив Фёдоровой Тундры и северо-западная часть массива Панских Тундр оказалась на пути активного ледника в качестве морфологических ледоразделов (рис. 6). Гряды боковой морены установлены только на небольшом участке северо-восточного склона Фёдоровой Тундры. На северо-западном склоне Панской Тундры насыпные морены развиты только в виде небольших валов на поверхности террас. В составе крупногравийной фракции этих отложений доля местных габброидов также высокая, около 71%. Но при этом содержание привнесенных пород Ловозерского массива составляет 13.5% (доп. материал 5).

Холмисто-грядовый рельеф у склонов низких гор ранее сопоставлялся с холмистыми моренами (Дедков, 1989; Niemelä et al, 1993), с напорно-насыпными моренами (Евзеров, Николаева, 2010), либо с флювиогляциальными образованиями (Boyes et al, 2021). Анализ геологического строения этих форм показывает, что образованы они деформированными озерно-ледниковыми песками и алевритами, а также флювиогляциальными песками с наклонным и несогласным залеганием крупных блоков отложений. В глинистых песках и алевритах отмечается будинаж, а в разрезе у Ловозерских Тундр встречаются структуры смешения песков и алевритов в виде линз с внутренней вихреобразной слоистостью (рис. 3, А). Отложения в обоих разрезах деформированы пологими сдвигами, что характерно для напорных краевых образований (Аболтиньш, 1989; Комаровский, 1996; Włodarski, Godlewska, 2016). Разрывные деформации пологих сдвигов указывают на перемещение и постепенное разрушение отторгнутых блоков мерзлых рыхлых пород ледникового ложа

в прикраевой зоне ледника при движении по его внутренним трещинам. Будинаж, вихреобразные складки и небольшие складки качения в алевритах могли образоваться при перемещении выдавленного ледником вязкого или частично-вязкого материала ледникового ложа (Лаврушин, 1976; Аболтиньш, 1989; Комаровский, 1996; Benn, Evans, 1998). Анализ ориентировки надвиговых деформаций указывает на смещение материала активным ледником с юго-востока на северо-запад, в разрезе у склона Ловозерских Тундр, и в восточном направлении на склоне Панских Тундр (рис. 3, А, В). Анализ петрографического состава обломков в составе абляционной морены, залегающей над напорными образованиями, подтверждает перемещение материала у южного склона Ловозерского массива с юга на север, о чем свидетельствует высокое содержание пород вулканогенно-осадочных толщ пояса Имандра-Варзуга (свыше 20%), расположенного в 13–15 км к югу и юго-западу (доп. материал 5).

Внешняя часть грядово-холмистого рельефа в составе выделенной нами полосы В ранее соотносилась с насыпными и напорно-насыпными моренами, а гряды в пределах полос В1–В3 преимущественно с напорными моренами (Дедков и др., 1989; Евзеров, Николаева, 2000). Существуют интерпретации этих форм как моренных гряд и примыкающих к ним флювиогляциальных образований (Boyes et al, 2021), а также моренных гряд с надстройкой из каменных отложений (Государственная ..., 2012). Представленные в данной работе результаты позволяют соотнести эти гряды с напорными краевыми образованиями, построенными чешуйчатой и складчатой мореной. Так, на внешнем крае полосы В выявлены наклонные и лежащие складки, а также небольшие складки-флексуры и гляциоинъективные формы (рис. 4). На крыльях складок обычно залегают диамиктоны, а в ядра складок вовлечены флювио- и лимногляциальные осадки. Это указывает на активную деформацию ледником мерзлых пород ложа и включение их в состав гляциодислокаций (Лаврушин, 1976). Формирование гляциоинъективных форм и гляциодиапиров в составе полосы также происходило путем выдавливания рыхлых осадков ледникового ложа в толщу диамиктона. Анализ залегания деформаций указывает на их формирование при активном давлении ледника с запада на восток, однако, непосредственно в краевой зоне, за счет крайне неоднородной структуры прикраевой части ледника и неровностей доледникового ложа, направления давления могут отличаться

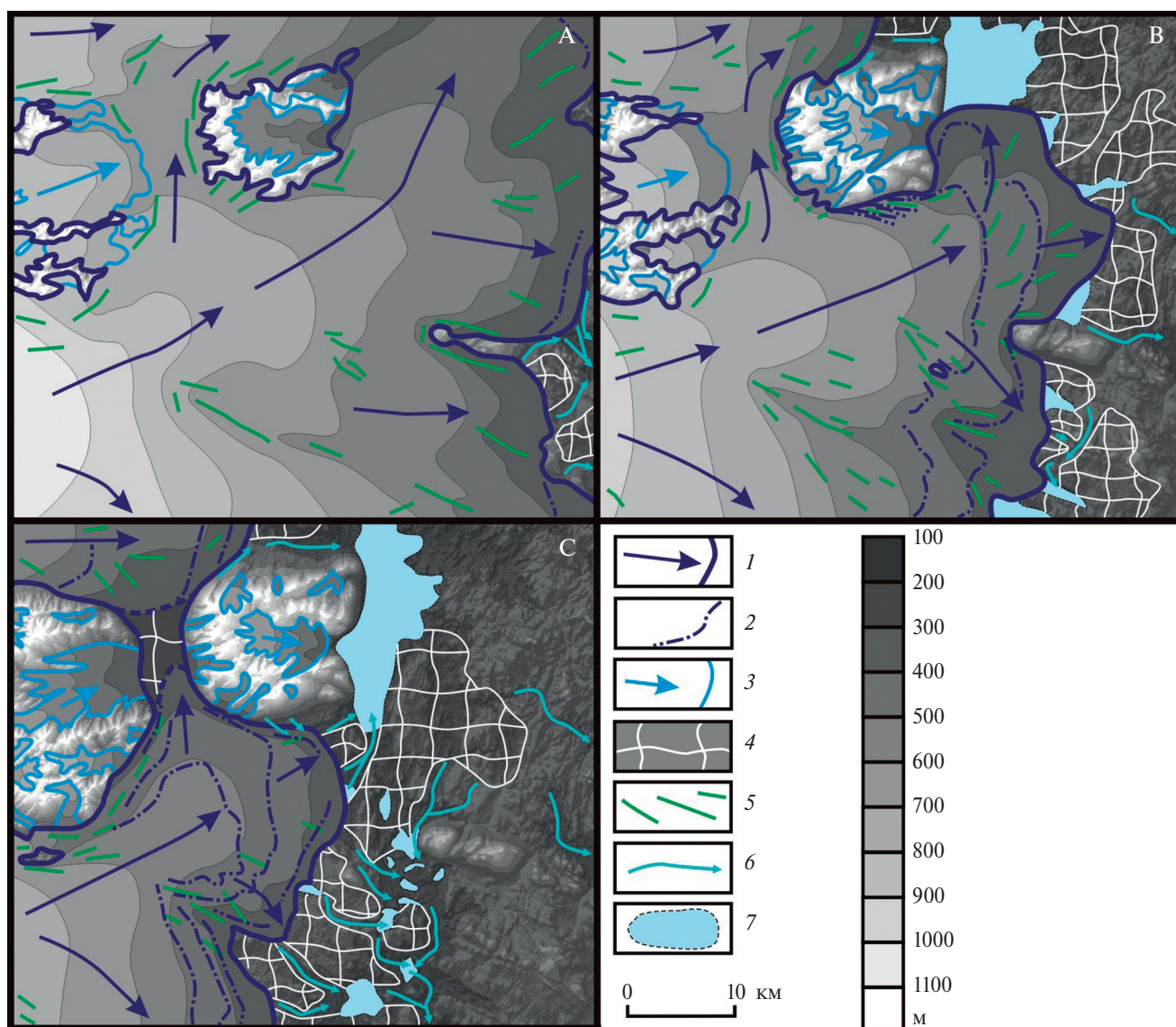


Рис. 6. Схема основных этапов сокращения последнего ледникового покрова в центральной части Кольского региона: А — начальный этап лужской фазы (15700–15000 кал. л. н.), В — завершающий этап лужской фазы (15000–14700 кал. л. н.), С — этап невской фазы (14100–13900 кал. л. н.).

1 — граница активного покровного ледника и направление его движения; 2 — осцилляции ледникового края; 3 — границы горного оледенения; 4 — области, занятые мертвым льдом; 5 — участки нарушений в ледниковом покрове; 6 — каналы стока талых вод в перигляциальной зоне; 7 — приледниковые водоемы.

Fig. 6. Scheme of the main stages of the reduction of the last ice sheet in the central part of the Kola region: A — the beginning of the Luga Stage (15700–15000 cal. BP), B — the ending of the Luga Stage (15000–14700 cal. BP), C — the Neva Stage (14100–13900 cal. BP).

1 — the ice margin and the movement direction of the active ice cover; 2 — the ice margin of during oscillations; 3 — the ice margin of mountain glaciers; 4 — areas occupied by dead ice; 5 — areas of disturbances in the ice cover; 6 — meltwater channels in the periglacial zone; 7 — periglacial lakes.

друг от друга до 45°. Наличие у дистального склона полосы систем каналов стока талых вод, площадок флювио- и лимногляциальных отложений может свидетельствовать об их формировании в открытой или частично открытой краевой зоне ледникового покрова (рис. 6, С).

В строении цепей грядово-холмистого рельефа В1–В3 установлены преимущественно чешуйчатые морены, представленные обычно одним крупным блоком диамиктона. По подошве этих блоков широко развиты текстуры захвата рыхлых пород ледникового ложа. Реконструкция давления

ледника показывает на его перемещение с запада на восток. Подобным образом построены и холмистые массивы, которые надстраивают моренные гряды и представляют собой надвиги диамиктонов на относительно высокие участки залегания подморенных флювиогляциальных отложений. Для дистальных склонов цепей В1–В3 в целом не характерны предфронтальные флювиогляциальные образования. Обычно с дистальной стороны цепи расположена моренная равнина, зачастую с камами. Только на небольшом участке к дистальному склону цепи В3 примыкают отложения покровного зандра (рис. 2).

В результате проведенного исследования полосы ледникового рельефа А и В сопоставляются нами с краевыми ледниковыми образованиями одной из лопастей беломорского ледникового потока, двигавшейся южнее Ловозерских Тундр (Стрелков и др., 1976; Колька, 1998; Евзеров, Николаева, 2000; Boyes et al., 2022). Направление перемещения этой лопасти хорошо прослеживается по ориентировке друмлинов на моренной равнине южнее Умбозера (Граве, Евзеров, 1964; Дедков и др., 1989; Евзеров, Николаева, 2000; Kolk et al., 2008; Boyes et al., 2022). Формирование каждой из полос соответствует краткосрочным фазам активизации последнего Скандинавского ледникового покрова. Максимальное положение ледника в первую фазу (соответствующее поясу А, далее — фаза А) в районе работ может быть зафиксировано по положению насыпных боковых моренных гряд на южном склоне Ловозерских Тундр на отметках до 550 м над у. м. Склоны Панских Тундр в это время были перекрыты льдом до отметок 450–490 м над у. м. Фёдорова Тундра была перекрыта льдом полностью (рис. 6, А). Деградация ледника после максимума фазы А происходила путем отчленения массивов мертвого льда шириной до 12 км и сопровождалась серией краткосрочных осцилляторных подвижек (рис. 6, В). В это время у северо-западного склона Панских Тундр на отметках 190–220 м над у. м. были образованы краевые напорные морены. Заключительным эпизодам подвижек ледника в фазу А могут соответствовать напорные краевые морены на северо-восточном склоне Фёдоровой Тундры и гряды с надвиговыми дислокациями во флювио- и лимногляциальных отложениях на равнине (6, 22 на рис. 2).

Продвижение лопасти ледника в фазу, соответствующую поясу В (далее — фаза В) у юго-западных склонов Ловозерских Тундр, фиксируется по холмисто-грядовым формам напорной морены,

которые под углом причленяются к насыпным боковым моренам фазы А. Южнее, на равнине, они прослеживаются по цепи напорных моренных гряд и холмов, в строении которых у северо-западного склона массива г. Инчъявр установлены складчатые гляциодислокации (7–9 на рис. 2). На отдельных участках вдоль дистального склона этого фрагмента пояса В формируются предфронтальные водно-ледниковые отложения (рис. 6, С). Южнее краевая зона ледника смещалась на запад, огибая наиболее высокую часть Мунозерской возвышенности (Колька, 1998). Деградация ледниковой лопасти после максимума фазы В происходила путем отчленения полос мертвого льда от краевой зоны шириной до 8 км с последующими осцилляторными подвижками на поля мертвого льда. Рубежи продвижения ледника во время осцилляций прослеживаются по цепям гряд краевой чешуйчатой морены (В2–3 на рис. 2).

Деградация ледникового покрова сопровождалась формированием камовых холмов и системы озовых гряд. Озовые гряды ориентированы в основном перпендикулярно фронту ледникового покрова (рис. 2). После таяния большей части мертвого льда в понижениях моренной равнины формировалась система приледниковых водоемов. Их конфигурация и уровень воды постоянно изменялись по мере вытаивания мертвого льда и дренирования территории каналами стока талых вод. Сток по ним был направлен в двух направлениях: в северной части района — к депрессии современного Ловозера и далее на север по долине р. Воронья к Баренцеву морю. В южной части района — к верховьям современного бассейна р. Пана и далее в юго-восточном направлении к долине р. Варзуга к приледниковому бассейну в котловине современного Белого моря (рис. 6, С).

В позднеледниковые в приледниковых водоемах происходит переход от минерогенного к органогенному осадконакоплению. В алевритах появляются прослой и отдельные включения органики, содержание которой увеличивается вверх по разрезу, а выше по разрезу залегает гиттия. Для материала переходных зон в разрезах озер (исключая озеро II) был выполнен радиоуглеродный анализ с целью установления времени начала накопления органики. Так, в озере I возраст гиттии на контакте с минерогенной толщей был определен в 10990 ± 190 калиброванных лет назад (кал. л. н.). В озере IV была датирована нижняя часть органогенной толщи, и получены даты 10400 ± 420 и 9910 ± 240 кал. л. н. Для осадков озера V было

выполнено датирование двух интервалов из нижней части органогенной толщи с результатами в 11590 ± 330 и 9490 ± 240 кал. л. н. От этих результатов заметно отличаются датировки озера III, где были датированы два интервала: из переходной зоны от минерогенных к органогенным осадкам (15330 ± 450) и из нижней части органогенной толщи (13840 ± 240 кал. л. н.). Подобный возраст донных отложений для этой части Кольского региона получен впервые, поэтому у авторов есть сомнения в достоверности результатов датирования. Первые результаты споро-пыльцевого анализа по колонкам озер II и IV, которые включают и анализ состава пыльцы из минерогенной толщи, указывают, что территория была свободна ото льда уже около 13000 кал. л. н. (Васильева и др., 2021; Krikunova et al., 2022).

Корреляция ледниковых отложений района работ с краевыми образованиями Кольского региона и Карелии показывает, что вся территория района работ была перекрыта активным льдом приблизительно до 15700–15000 кал. л. н., что соответствует фазе Кейва II (в других регионах России — лужская, карельская) (Astakhov et al., 2016; Величко и др., 2017). Краевые образования цепочки А в районе работ ранее сопоставлялись с фазой Кейва I (невская, сямозерская) (Ekman, Ilyin, 1991; Евзеров, Николаева, 2000; Astakhov et al., 2016; Korsakova et al., 2023). Время формирования этих краевых образований в Кольском регионе ранее предполагалось в позднем дриасе, около 14100–13900 кал. л. н. (Ekman, Ilyin, 1991; Евзеров, Николаева, 2000). В свою очередь, краевые образования цепочки В ранее относились к фазе продвижения ледникового покрова в позднем дриасе около 12700–12200 кал. л. н. (Ругозерская, Салпаусселька I) (Ekman, Ilyin, 1991; Государственная..., 2012; Astakhov et al., 2016; Hughes et al., 2016). При этом, в авторской модели В.Я. Евзерова, разработанной для Кольского региона, возраст цепи краевых образований В (насыпных и напорно-насыпных, по мнению автора модели) предполагался древнее, чем у цепи А, и соотносился с потеплением бёллинг, 14700–14100 кал. л. н. (Евзеров, Николаева, 2000). Эта модель предполагает, что насыпные краевые морены должны быть дислоцированы ледником и перекрыты маломощной основной мореной последующего продвижения ледника до рубежа фазы А. Однако во всех разрезах полосы В отмечается непосредственное участие диамиктонов в чешуйчатых, складчатых и надвиговых гляциодислокациях совместно с деформированными рыхлыми осадками ледникового ложа, что

не позволяет отнести эти образования к насыпным. При этом на дистальном склоне полосы В развиты не перекрытые мореной предфронтальные флювио- и лимногляциальные отложения, что позволяет отнести краевые образования полосы В к самостоятельной фазе наступления ледника, которая была моложе фазы А.

Новые данные, полученные для органогенных осадков из озерных котловин Кольского региона и прилегающих территорий за последние 15 лет, указывают на то, что накопление органического вещества в них началось 12000–11000 кал. л. н. (Колька и др., 2013; Корсакова и др., 2016; Толстоброва и др., 2016; Korsakova et al., 2020). Результаты споро-пыльцевого анализа показывают, что в заключительный эпизод потепления аллерёд (около 13100–12700 кал. л. н.) как район работ, так и область к западу от него, до котловины озера Имандра, уже были частично свободными ото льда (Korsakova et al., 2020; Lenz et al., 2020; Krikunova et al., 2022; Korsakova et al., 2023). Последующее перекрытие льдом всей этой территории в фазу Салпаусселька I не подтверждается полученными данными.

Таким образом, если принять положение границы оледенения в фазу Салпаусселька I западнее района работ, то цепь краевых образований В могла образоваться во время похолодания древнего дриаса (14100–13900 кал. л. н.) и может быть сопоставлена с краевыми образованиями невиской (сямозерской в Карелии) фазы. Краевые насыпные и напорные образования цепи А, таким образом, могли быть сформированы в подвижку ледниковой лопасти до начала потепления бёллинг (около 15000–14700 кал. л. н.). Вероятно, они связаны с одним из заключительных эпизодов продвижения ледника в лужскую фазу оледенения (Величко и др., 2017). Наличие нескольких эпизодов продвижения активного ледника в это время ранее было установлено для ледниковых потоков на территории Латвии, Эстонии и Псковской области (Kalm, 2012; Карпухина, 2013). Дальнейшие работы по данной проблеме необходимо направить на абсолютное датирование над- и подморенных флювиогляциальных осадков с целью более точной возрастной привязки краевых образований.

ВЫВОДЫ

1. Краевые ледниковые образования в центральной части Кольского региона представлены комплексом параллельно-грядового рельефа

насыпных боковых морен и холмисто-грядового рельефа напорных морен на склонах и у подножия низких гор. На равнине краевые образования представлены двумя полосами грядово-холмистого рельефа, который выражен за счет складчатых и чешуйчато-надвиговых гляциодислокаций.

2. Краевые образования в центральной части Кольского региона были образованы в две фазы, которые соответствуют времени относительных похолоданий позднеледникового 15 000–14 700 и 14 100–13 900 кал. л. н. После достижения максимума в каждую из фаз край активного ледника смещался в западном направлении на 3–12 км. Эти рубежи фиксируют многократные осцилляторные подвижки края ледника, в результате которых формировались цепи грядово-холмистого рельефа.

3. На этапе деградации мертвого льда в многочисленных полостях и трещинах ледника начинали формироваться гляциодиапиры, камовые холмы, грядово-кольцевой и холмистый моренный рельеф, а также озы. После вытаивания мертвого льда на дистальном крае ледника формировались долинныи зандры, конуса выноса и небольшие приледниковые водоемы. Во время потепления аллерёд большая часть территории была свободной ото льда, а накопление органического вещества в озерных котловинах района началось около 11 500–11 000 кал. л. н.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы посвящают данную работу своему научному руководителю — Василию Васильевичу Кольке. Авторы благодарят О.П. Корсакову, С.Б. Николаеву, А.Н. Толстоброву и Б.М. Бойса за ценное обсуждение материалов. Особенная благодарность сотрудникам ГИ КНЦ РАН П.А. Маурчеву и А.А. Стафоркину, а также Н.А. Костроминной, А.И. Крикуновой, В.А. Крошинскому, В.М. Мырину, Н.В. Дёминой, А.В. Пуцкову, Ю.С. Самсоновой, Е.С. Томиловой, А.Я. Нефёдовой и Ю.А. Макаровой за помощь в проведении полевых работ. Работа выполнена в рамках темы лаборатории № 43 ГИ КНЦ РАН FMEZ-2024-0007.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аболтиньш О.П. (1989). Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне. 284 с.
Васильева А.В., Савельева Л.А., Толстобров Д.С., Петров А.Ю. (2022). Реконструкция природной среды района озера Цага-3 (Кольский полуостров) в голо-

цене по данным комплексных исследований. *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*. Вып. 9. С. 48–53. <http://doi.org/10.24412/2687-1092-2022-9-48-53>
Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. (2017). История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена. *Лед и снег*. Т. 57. № 3. С. 391–416. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-391-416>
Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Балтийская. Лист Q–(35), 36 (Апатиты). Объяснит. записка. (2012). Гл. ред. Ю.Б. Богданов. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ. 456 с.
Граве М.К., Евзеров В.Я. (1964). Основные этапы формирования рельефа и рыхлых отложений Ловозерских тундр. *Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова*. С. 12–29.
Дедков Н.С., Ильин В.А., Горбунов Е.О. (1989). Карта четвертичных отложений с элементами геоморфологии Мурманской области. Под ред. В.Я. Евзерова. Апатиты: ГИ КНЦ РАН.
Евзеров В.Я. (2010). Краевые образования покровного и горного оледенений в районе Сейдозерской котловины Ловозерского горного массива на Кольском полуострове. *Геоморфология*. № 2. С. 55–59.
Евзеров В.Я., Горбунов Е.О., Колька В.В. (1993). Краевые ледниковые образования позднего дриаса в северной и центральной частях Кольского полуострова. *Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы*. С. 26–38.
Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. (1980). Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. Л.: Наука. 104 с.
Евзеров В.Я., Николаева С.Б. (2000). Пояса краевых образований Кольского региона. *Геоморфология*. № 1. С. 61–73.
Кайрюкшис Л.А., Басаликас А.Б., Микалаускас А.П. и др. (1983). Оценка расчлененности рельефа Литвы для моделирования регионального развития. *Труды АН Литовской ССР. Серия Б*. Т. 5. № 138. С. 85–93.
Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. (1993). Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. СПб.: Недра. 328 с.
Карпухина Н.В. (2013). Особенности деградации останков ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности. *Геоморфология*. № 4. С. 38–47.
Колька В.В. (1998). Мунозерская островная возвышенность. *Вестник Мурманского государственного технического университета*. Т. 1. № 3. С. 79–88.
Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Г.Д. (2013). Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене — голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба. *Известия РАН. Серия географическая*. № 1. С. 73–88.

- Комаровский М.Е. (1996). Минская и Ошмянская возвышенности. Минск: Ин-т геологических наук АН Беларуси. 128 с.
- Корсакова О.П., Колька В.В., Толстоброва А.Н. и др. (2016). Литология и поздне-постледниковая стратиграфия донных отложений из котловин изолированных бассейнов побережья Белого моря (на примере малого озера из района поселка Чупа, северная Карелия). *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. Т. 24. № 3. С. 81–101. <https://doi.org/10.7868/S0869592X16030042>
- Кошечкин Б.И. (1979). Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 160 с.
- Лаврушин Ю.А. (1976). Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука. 237 с.
- Серебрянный Л.Р. (1978). Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. М.: Наука. 270 с.
- Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др. (1976). История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 164 с.
- Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Колька В.В., Корсакова О.П. (2016). История развития озера Осинового (Кольский регион) в поздне- и постледниковое время по материалам диатомового анализа донных отложений. *Труды Карельского НЦ РАН*. № 5. С. 106–116. <https://doi.org/10.17076/lim305>
- Ядута В.А., Москаленко П.Е. (2003). Неотектоническая схема. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q–(35)–37 (Кировск). Гл. ред. Ю.Б. Богданов. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ.
- Arslanov Kh.A., Tertychnaya T.V., Chernov S.B. (1993). Problems and methods of dating low activity samples by liquid scintillation counting. *Radiocarbon*. V. 35. P. 393–398.
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* V. 420. P. 4–14. <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Benn D.I. (2013). Till fabric analysis. In: *Encyclopedia of Quaternary Science. Glacial Landforms, Sediments*. 2nd Ed. Elsevier. P. 76–80. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53643-3.00087-x>
- Benn D.I., Ballantyne C.K. (1993). The description and representation of particle shape. *Earth Surface Processes and Landforms*. V. 18. № 7. P. 665–672.
- Benn D.I., Evans D.J.A. (1998). *Glaciers and Glaciation*. London: Arnold. 734 p.
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M., Nash D.J. (2022). The last Fennoscandian Ice Sheet glaciations on the Kola Peninsula and Russian Lapland (Part 2): Ice sheet margin positions, evolution, and dynamics. *Quat. Sci. Rev.* V. 300. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107872>
- Boyes B.M., Pearce D.M., Linch L.D. (2021). Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland. *J. of Maps*. V. 17:2. P. 497–515. <http://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036>
- Bronk Ramsey C. OxCAL 4.4 [Электронный ресурс]. URL: <http://c14.arch.ox.ac.uk>. (дата обращения 14.10.2020).
- Ekman I., Iljin V. (1991). Deglaciations the Younger Dryas End Moraines and their Correlation in Karelian A.S.S.R. and adjacent Areas. In: *Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines*. H. Rainio, M. Saarnisto (Eds.). Guide 32. P. 73–99.
- Geology Page. OpenStereo. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.geologypage.com/2013/07/openstereo.html> (дата обращения 12.07.2021)
- Grosswald M.G. (2001). The Late Weichselian Barents-Kara Ice Sheet: In defense of a maximum reconstruction. *Russian J. of Earth Sci.* V. 3. № 6. P. 427–452.
- Hättestrand C., Clark C.D. (2006). The glacial geomorphology of Kola Peninsula and adjacent in the Murmansk Region, Russia. *J. of Maps*. V. 2:1. P. 30–42. <https://doi.org/10.4113/jom.2006.41>
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015). The last Eurasian ice sheets — a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*. V. 45 (1). P. 1–45. <http://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Kalm V. (2012). Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quat. Sci. Rev.* V. 44. P. 51–59. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.019>
- Kolka V., Korsakova O., Nikolaeva S., Yevzerov V. (2008). The Late Pleistocene interglacial, late glacial landforms and Holocene neotectonics of the Kola Peninsula. Geological Institute of KSC RAS. ICG excursion. № 34. August 14–23. Apatity. 72 p.
- Korsakova O., Tolstobrov D., Nikolaeva S. et al. (2020). Lake Imandra depression in the Late Glacial and early Holocene (Kola Peninsula, north-western Russia). *Baltica*. V. 3(2). P. 177–190. <https://doi.org/10.5200/baltica.2020.2.5>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2023). European Russia: glacial landforms from the Bølling-Allerød Interstadial. In: *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. D. Palacios, P.D. Hughes, J.M. Garcia-Ruiz, N. Andres (Eds.). Elsevier. P. 305–310. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00014-0>
- Krikunova A.I., Kostromina N.A., Savelieva L.A. et al. (2022). Late- and postglacial vegetation and climate history of the central Kola Peninsula derived from a radiocarbon-dated pollen record of Lake Kamenistoe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. V. 603. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111191>
- Lenz M., Savelieva L., Frolova L. et al. (2020). Lateglacial and Holocene environment history of the central Kola region, northwestern Russia revealed by sediment succession from Lake Imandra. *Boreas*. V. 50. Iss. 1 P. 76–100. <https://doi.org/10.1111/bor.12465>
- Lundqvist J. (1979). Morphogenetic classification of glaciofluvial deposits. Sveriges geologiska undersökning: Upssala. 72 p.
- Niemelä J., Lukashov A., Ekman I. et al. (1993). The map of Quaternary deposits of Finland and northwestern part of Russian Federation and their Resources. M 1:1 000 000. Geological Survey of Finland.

- Porter C., Morin P., Howat I. et al. (2018). ArcticDEM, Harvard Dataverse. V1. [Electronic data]. URL: <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH> (accessed date: 09.02.2022)
- Reimer P.J., Austin W.E., Bard E. et al. (2020). The IntCal 20 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>
- Stroeven A.P., Hätterstrand C., Kleman J. et al. (2016). Deglaciation of Fennoscandia. *Quat. Sci. Rev.* V. 147. P. 91–121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>
- Winsborrow M.C.M., Andreassen K., Corner G.D., La-berg J.S. (2010). Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and off-shore glacial geomorphology. *Quat. Sci. Rev.* V. 29. P. 424–442. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.001>
- Włodarski W., Godlewska A. (2016). Sedimentary and structural evolution of a Pleistocene small-scale push moraine in eastern Poland: New insight into paleoenvironmental conditions at the margin of an advancing ice lobe. *Quat. Sci. Rev.* V. 146. P. 300–321. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.06.014>

GLACIAL RELIEF OF THE CENTRAL PART OF THE KOLA REGION²

A. A. Vashkov^{a, #}, O. Yu. Nosova^a, and D. S. Tolstobrov^a

^a *Geological Institute of the Kola Scientific Centre of RAS, Apatity, Russia*

[#] *E-mail: a.vashkov@ksc.ru*

Improvement in quality of digital elevation models and satellite images of the Earth's surface led to a tendency to interpret them without sufficient confirmation by geological research methods. At the same time, the geological data is critical for the interpretation of genesis of accumulative glacial landforms and regional landscape reconstruction during the last glaciation. The article provides a classification and geologic structure of the glacial relief of one of the key areas in the Kola region. New data were obtained using morphometric analysis of relief, geological, structural analysis of glacial landforms, petrographic analysis of coarse glacial deposits, and the study of lake sediments. Two bands of glacial accumulative relief were identified in the study area.

The first band forms a parallel ridge relief on the southern slope of the Lovozero Tundra. It represents the formations of a lateral moraine formed at the edge of a glacier moving from the west to the east along the slope. Also a hummocky-ridge relief along the slopes of the Lovozero, Panskie, and Fedorova Tundras that consist of terminal moraines is included in this band. The moraines are composed of dislocated limno- and fluvioglacial deposits, dump and ablative moraines.

The second band is formed by three subparallel chains of ridge-hummocky relief. They include folded and imbricated-thrust glaciotectionically deformed deposits. Fluvioglacial deposits are developed on the distal slope of the outer chain.

Both bands of glacial relief are associated with formation of marginal landforms during two stages of glacial retreats. Analysis of deglaciation models of the last ice sheet in the Kola and adjacent regions and data on the position of known marginal glacial formations made it possible to compare the stages with the final episodes of the Luga (Karelian) and Neva (Syamozero) Stages. The information obtained reveals more details about the stages of development of the last ice sheet and the deglaciation pattern of the Kola region in the Late Glacial.

Keywords: Late Pleistocene, last ice sheet, marginal glacial formations, relief morphometry, glacioidislocations

ACKNOWLEDGMENT

The authors dedicate this work to their supervisor, Vasily Vasilyevich Kolka. The authors are grateful to O.P. Korsakova, S.B. Nikolaeva, A.N., and B.M. Boys for valuable discussion of the material. Special thanks to the staff of the GI KSC RAS P.A. Mauricev and A.A. Staforkin, as well as N.A. Kostromina, A.I. Krikunova, V.A. Kroshinsky, V.M. Mymrin, N.V. Demina, A.V. Putskov, Yu.S. Samsonova, E.S. Tomilova, A.Ya. Nefedova and Yu.A. Makarova

for help in field work. The work was carried out within the framework of the theme of laboratory № 43 of the GI KSC RAS FMEZ-2024-0007.

REFERENCES

- Aboltynš O.P. (1989). Glyatsiostruktura i lednikovyi morfogenez (Glaciostructure and glacial morphogenesis). Riga: Zinatne (Publ.). 284 p. (in Russ.)
- Arslanov Kh.A., Tertychnaya T.V., Chernov S.B. (1993). Problems and methods of dating low activity samples by

² For citation: Vashkov A.A., Nosova O.Yu., Tolstobrov D.S. (2024). Glacial relief of the Central Part of the Kola region. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 1. P. 70–92. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924010061>; <https://elibrary.ru/IOJQAF>

- liquid scintillation counting. *Radiocarbon*. V. 35. P. 393–398.
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* V. 420. P. 4–14. <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Benn D.I. (2013). Till fabric analysis. In: *Encyclopedia of Quaternary Science. Glacial Landforms, Sediments*. 2nd Ed. Elsevier. P. 76–80. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53643-3.00087-x>
- Benn D.I., Ballantyne C.K. (1993). The description and representation of particle shape. *Earth Surface Processes and Landforms*. V. 18. № 7. P. 665–672.
- Benn D.I., Evans D.J.A. (1998). *Glaciers and Glaciation*. London: Arnold. 734 p.
- Bogdanov Yu.B. (Ed.). (2012). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (tret'e pokolenie). Ser. Baltiiskaya. List Q–(35), 36 (Apatity). Ob'yasnit. zapiska (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (third edition). Baltic series. Sheet Q–(35), 36 (Apatity). Explanatory note). St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.). 456 p. (in Russ.)
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M., Nash D.J. (2022). The last Fennoscandian Ice Sheet glaciations on the Kola Peninsula and Russian Lapland (Part 2): Ice sheet margin positions, evolution, and dynamics. *Quat. Sci. Rev.* V. 300. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107872>
- Boyes B.M., Pearce D.M., Linch L.D. (2021). Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland. *J. of Maps*. V. 17:2. P. 497–515. <http://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036>
- Bronk Ramsey C. OxCal 4.4 [Electronic resource]. URL: <http://c14.arch.ox.ac.uk> (accessed on 14.10.2020).
- Dedkov N.S., Iljin V.A., Gorbunov E.O. (1989). Karta chetvertichnykh otlozhenii s elementami geomorfologii Murmanskoi oblasti (The Map of Quaternary deposits of the Murmansk region with elements of geomorphology). V.Ya. Yevzerov (Ed.). Apatity: GI KSC RAS (Publ.). (in Russ.)
- Ekman I., Iljin V. (1991). Deglaciations the Younger Dryas End Moraines and their Correlation in Karelian A.S.S.R. and adjacent Areas. In: *Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines*. H. Rainio, M. Saarnisto (Eds.). Guide 32. P. 73–99.
- Geology Page. OpenStereo. Available online: <https://www.geologypage.com/2013/07/openstereo.html> (accessed on 12.07.2021)
- Grave M.K., Yevzerov V.Ya. (1964). The main stages of the formation of the relief and friable deposits of the Lovozero Tundra. In: *Chetvertichnye otlozheniya i gruntovye vody Kol'skogo poluostrova*. P. 12–29. (in Russ.)
- Grosswald M.G. (2001). The Late Weichselian Barents-Kara Ice Sheet: In defense of a maximum reconstruction. *Russian Journal of Earth Sci.* V. 3. № 6. P. 427–452.
- Hättestrand C., Clark C.D. (2006). The glacial geomorphology of Kola Peninsula and adjacent in the Murmansk Region, Russia. *Journal of Maps*. V. 2:1. P. 30–42. <https://doi.org/10.4113/jom.2006.41>
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015). The last Eurasian ice sheets — a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*. V. 45. Iss. 1. P. 1–45. <http://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Kajrukštis L.A., Basalykas A.B., Mikalauskas A.P. et al. (1983). Assessment of the dissection of the Lithuanian relief for the purposes of modeling regional development. *Lietuvos TSR Mokslų Akademijos Darbai. Serija B*. № 5. P. 85–93. (in Russ.)
- Kalm V. (2012). Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quat. Sci. Rev.* V. 44. P. 51–59. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.019>
- Kaplyanskaya F.A., Tarnogradskiy V.D. (1993). Glyatsial'naya geologiya: Metodicheskoe posobie po izucheniyu lednikovyx obrazovaniy pri geologicheskoi s"emke krupnogo masshtaba (Glacial geology: Methodical textbook for study of glacial formations at the large-scale geological survey). St. Petersburg: Nedra (Publ.). 328 p. (in Russ.)
- Karpukhina N.V. (2013). Characteristic features of the ostashkov ice sheet degradation within Chudsko-Pskovskaya lowland. *Geomorfologiya*. № 4. P. 38–47 (in Russ.)
- Kolka V., Korsakova O., Nikolaeva S., Yevzerov V. (2008). The Late Pleistocene interglacial, late glacial landforms and Holocene neotectonics of the Kola Peninsula. Geological Institute of KSC RAS. ICG excursion. № 34. August 14–23. Apatity. 72 p.
- Kolka V.V. (1998). The Munozero Insular Upland. *Vestnik Murmanskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo universiteta*. № 1 (3). P. 79–88 (in Russ.)
- Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Moller J.J., Corner G.D. (2013). The Late Weichselian and Holocene European Russia: glacial landforms from the Bølling–Allerød Interstadial relative sea-level change and isolation basin stratigraphy at the Umba Settlement, southern coast of Kola Peninsula. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. № 1. P. 73–88. (in Russ.)
- Komarovskiy M.E. (1996). Minskaya i Oshmyanskaya vozvysennosti (The Minsk and Oshmjany Uplands). Minsk: Institute of Geological Sciences of the Academy of Sciences of Belarus (Publ.). 128 p. (in Russ.)
- Korsakova O., Tolstobrov D., Nikolaeva S. et al. (2020). Lake Imandra depression in the Late Glacial and early Holocene (Kola Peninsula, north-western Russia). *Baltica*. V. 3 (2). P. 177–190. <https://doi.org/10.5200/baltica.2020.2.5>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2023). European Russia: glacial landforms from the Bølling–Allerød Interstadial. In: *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. D. Palacios, P.D. Hughes, J.M. Garcia-Ruiz, N. Andres (Eds.). Elsevier (Publ.). P. 305–310. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00014-0>
- Korsakova O.P., Kolka V.V., Tolstobrova A.N. et al. (2016). Lithology and postglacial stratigraphy of bottom sediments in isolated basins of White Sea coast exemplified by a small lake in the Chupa settlement area (northern Karelia). *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*. V. 24. № 3. P. 81–101. (in Russ.). <https://doi.org/10.1134/S0869593816030035>

- Koshechkin B.I. (1979). Golotsenovaya tektonika vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita (The Holocene tectonics of the Eastern part of the Baltic Shield). Leningrad: Nauka (Publ.). 160 p. (in Russ.)
- Krikunova A.I., Kostromina N.A., Savelieva L.A. et al. (2022). Late- and postglacial vegetation and climate history of the central Kola Peninsula derived from a radiocarbon-dated pollen record of Lake Kamenistoe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. V. 603. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111191>
- Lavrushyn Yu.A. (1976). Stroenie i formirovanie osnovnykh moren materikovykh oledeneni (Structure and forming of basal moraines of continental glaciations). Moscow: Nauka (Publ.). 237 p. (in Russ.)
- Lenz M., Savelieva L., Frolova L. et al. (2020). Lateglacial and Holocene environment history of the central Kola region, northwestern Russia revealed by sediment succession from Lake Imandra. *Boreas*. V. 50. Iss. 1. P. 76–100. <https://doi.org/10.1111/bor.12465>.
- Lundqvist J. (1979). Morphogenetic classification of glacio-fluvial deposits. Sveriges geologiska undersökning: Upsala. 72 p.
- Niemelä J., Lukashov A., Ekman I. et al. (1993). The map of Quaternary deposits of Finland and northwestern part of Russian Federation and their Resources. M 1:1 000 000. Geological Survey of Finland.
- Porter C., Morin P., Howat I. et al. (2018). ArcticDEM, Harvard Dataverse. V1. [Electronic data]. URL: <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH> (accessed date: 09.02.2022)
- Reimer P.J., Austin W.E., Bard E. et al. (2020). The IntCal 20 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>
- Serebryannyi L.R. (1978). Dinamika pokrovnogo oledeneniya i glyatsioevstaziya v pozdnechetvertichnoe vremya (Dynamics of Ice Sheet and Glacio-Eustace in the Late Quaternary). Moscow: Nauka (Publ.). 270 p. (in Russ.)
- Strelkov S.A., Yevzerov V.Ya., Koshechkin B.I. et al. (1976). Istoriya formirovaniya rel'efa i rykhlykh otlozhenii severo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita (The history of the formation of the relief and loose deposits of the northeastern part of the Baltic Shield). Leningrad: Nauka (Publ.). 164 p. (in Russ.)
- Stroeven A.P., Hätterstrand C., Kleman J. et al. (2016). Deglaciation of Fennoscandia. *Quat. Sci. Rev.* V. 147. P. 91–121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>
- Tolstobrova A.N., Tolstobrov D.S., Kolka V.V., Korsakova O.P. (2016). Glacial and postglacial history of Lake Osinovoye (Kola Region) inferred from sedimentary diatom assemblages. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN*. № 5. P. 106–116. (in Russ.). <https://doi.org/10.17076/lim305>
- Vasilyeva A.V., Savel'eva L.A., Tolstobrov D.S., Petrov A.Yu. (2022). Reconstruction of the natural environment of the Tsaga-3 lake region (Kola Peninsula) in Holocene according to integrated investigations. In: *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarktiki i Severo-Zapada Rossii*. V. 9. P. 48–53. (in Russ.). <http://doi.org/10.24412/2687-1092-2022-9-48-53>
- Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Karpukhina N.V. (2017). History of the Scandinavian ice sheet and surrounding landscapes during the Valdai Ice Age and the Holocene. *Ice and Snow*. № 57 (3). P. 391–416. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-391-416> (in Russ.)
- Winsborrow M.C.M., Andreassen K., Corner G.D., Laberg J.S. (2010). Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology. *Quat. Sci. Rev.* V. 29. P. 424–442. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.001>
- Włodarski W., Godlewska A. (2016). Sedimentary and structural evolution of a Pleistocene small-scale push moraine in eastern Poland: New insight into paleoenvironmental conditions at the margin of an advancing ice lobe. *Quat. Sci. Rev.* V. 146. P. 300–321. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.06.014>
- Yaduta V.A., Moskalenko P.E. (2003). The Neotectonic scheme. Gosudarstvennaya geolo-gicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (novaya seriya). List Q–(35)–37 (Kirovsk). Bogdanov Yu.B. (Ed.). St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.). (in Russ.)
- Yevzerov V.Ya. (2010). Ice-sheet and mountain glaciers marginal deposits in the area of Seidozerskaya depression (Lovozer'sky massive, Kola Peninsula). *Geomorphologiya*. № 2. P. 55–59. (in Russ.)
- Yevzerov V.Ya., Gorbunov E.O., Kolka V.V. (1993). Marginal glacial formations of the Younger Dryas in the northern and central parts of the Kola Peninsula. In: *Chetvertichnye otlozheniya i noveishaya tektonika lednikovyykh oblastei Vostochnoi Evropy*. Apatity: KNTS RAN (Publ.). P. 26–38. (in Russ.)
- Yevzerov V.Ya., Koshechkin B.I. (1980). Paleogeografiya pleistotsena zapadnoi chasti Kol'skogo poluostrova (Pleistocene paleogeography of the western part of the Kola Peninsula). Leningrad: Nauka (Publ.). 104 p. (in Russ.)
- Yevzerov V.Ya., Nikolaeva S.B. (2000). Marginal glacial formations of Kola region, north-west Russia. *Geomorphologiya*. № 1. P. 61–73. (in Russ.)

УДК УДК 551.04→551.89(282.247.1)

МОРФОДИНАМИКА И МОРФОТЕКТОНИКА РАЙОНА УСТЬЯ р. ВАРЗУГИ (ТЕРСКИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОЯ) В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ[#]

© 2024 г. Т. Ю. Репкина^{1,3,*}, Н. Е. Зарецкая^{1, 2, 3, **}, С. В. Шварев^{1, 4, ***},
Н. Н. Луговой^{5, 1, ****}, А. Р. Аляутдинов^{5, *****}, О. С. Шилова^{5, *****}

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия; ² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

⁵ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

* E-mail: t-repkina@yandex.ru; ** E-mail: n_zaretskaya@inbox.ru;

*** E-mail: shvarev@ifz.ru; **** E-mail: lugovoy-n@yandex.ru;

***** E-mail: ali_alia@mail.ru; ***** E-mail: o.olyunina@mail.ru

Поступила в редакцию 11.01.2023 г. После доработки 04.08.2023 г. Принята к публикации 13.10.2023 г.

Поздне- и послеледниковая история развития береговой зоны Белого моря в районе устья р. Варзуги рассматривается как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов морфолитогенеза. На основе новых геоморфологических исследований, изучения голоценовых отложений методами литостратиграфического, диатомового и радиоуглеродного анализов, а также анализа литературных источников, получены сведения о развитии рельефа района за ~13 тыс. кал. л. н. Определены черты региональной иерархической морфоструктуры и локальной постледниковой тектоники территории — пространственные соотношения блоков и скорости вертикальных движений. Впервые выделена наложенная линейная Нижневарзугская депрессия, которая определяла конфигурацию эстуария р. Варзуги в поздне- и послеледниковое время. Установлено влияние пространственного соотношения блоков и дифференцированного послеледникового поднятия на прибрежный морфолитогенез. Реконструированы ход изменения относительного уровня моря (ОУМ), условия развития и морфодинамика берегов открытого побережья и эстуария р. Варзуги, получены новые данные о ритмах процессов прибрежного морфолитогенеза (береговых, устьевых и эоловых). Выделены три этапа развития береговой зоны, соответствующих региональным ритмам изменений ОУМ и климата: (I) позднеледниковой трансгрессии и раннеголоценовой регрессии (~12–9.8 тыс. кал. л. н.), (II) среднеголоценовой трансгрессии Тапес (~7.8–4.9 тыс. кал. л. н.), (III) позднеголоценовой регрессии (после ~4.9 тыс. кал. л. н.). Верхняя морская граница позднеледниковой трансгрессии прослежена западнее Нижневарзугской депрессии на высотах ~54–55 м, к востоку от нее — ~39–40 м, а в депрессии — 22–25 м над у. м. Берега более низких морфоструктурных блоков до ~10.2–9.8 тыс. кал. л. н. были, вероятно, блокированы мертвым льдом. Во время трансгрессии Тапес ОУМ достиг максимума (~7.8–7.6 тыс. кал. л. н.; ~20 м), а к ~4.9 тыс. кал. л. н. понизился до ~15 м над у. м. Направления потоков наносов, ветров и подхода волн стали близки современным, однако основными источниками наносов оставались размыв водно-ледниковых отложений и поступление песков с морского дна. В интервале ~4.9–1.7 тыс. кал. л. н. ОУМ понизился до ~5 м. Твердый сток р. Варзуги стал основным источником питания берегов.

Ключевые слова: морские берега, устья рек, блоковое строение, относительный уровень моря, прибрежно-морские рельефообразующие процессы, послеледниковье

DOI: 10.31857/S2949178924010079, EDN: IMAKNF

1. ВВЕДЕНИЕ

Береговая зона Белого моря как и других морей, испытавших покровное оледенение, формировалась под действием сложного комплекса факто-

ров. Важнейшие из них — быстрое перемещение береговой линии (относительного уровня моря), геолого-тектоническое строение морского дна и прибрежной суши, неравномерные волновая нагрузка и поступление наносов (Зенкович, 1962; Каплин, Селиванов, 1999; Coastline, 2017 и др.). Сочетание этих факторов определило разнообразие и ритмичность развития берегов.

Представления о морфолитодинимике берегов Белого моря в позднеледниковье и голоцене пока

[#] Ссылка для цитирования: Репкина Т. Ю., Зарецкая Н. Е., Шварев С. В. и др. (2024) Морфодинамика и морфотектоника района устья р. Варзуги (Терский берег Белого моря) в позднеледниковье и голоцене. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 1. С. 93–129. <https://doi.org/10.31857/S2949178924010079>; <https://elibrary.ru/IMAKNF>

формируются, а факторы их развития исследованы в разной степени. Динамика относительного уровня моря (ОУМ) — наиболее изученный аспект этого вопроса (Ramsay, 1898; Лаврова, 1960; Кошечкин, 1979; Baranskaya et al., 2018 и др.). Установлено, что основную роль в изменении ОУМ играла гляциоизостатическая компенсация; на северо-западе региона она вызвала быстрое (от 35–100 в раннем до 3–5 мм/год в позднем голоцене) понижение ОУМ, осложненное гляцио-эвстатической (13–11.5 тыс. кал. л. н.) и эвстатической (9.8–5 тыс. кал. л. н.) трансгрессиями (Корсакова, 2022). На ряде участков побережья удалось выделить вклад в перемещение береговой линии тектонических, сейсмических и гидрометеорологических факторов (Никонов, Субетто, 2007; Романенко, Шилова, 2012; Baranskaya et al., 2018; Колька и др., 2019; Зарецкая и др., 2020; Корсакова, 2022 и др.). Однако такие данные немногочисленны.

Подтверждена зависимость современных процессов морфолитогенеза береговой зоны от геолого-тектонического строения и постледниковой тектонической активизации (Сафьянов, Соловьева, 2005 и др.), в частности — вертикальных движений морфоструктурных блоков (Дунаев и др., 2011) и состава ледниковых отложений (Сафьянов, Репкина, 2017).

Показана существенная роль твердого стока рек в питании берегов Белого моря, сделано предположение об активизации береговых процессов в среднем голоцене (во время эвстатической трансгрессии Тапес) и в начале позднего голоцена (Невесский и др., 1977 и др.). Детальный геоморфологический анализ и радиоуглеродное датирование древних береговых линий¹ показали, что в последние ~8.5 тыс. кал. л. н. ритмы береговых и устьевых процессов, а значит и интенсивность воздействия волн и стока рек, были не полностью синхронны даже на соседних участках побережья (Selivanov, 1996; Репкина и др., 2017; Зарецкая, 2018; Репкина и др., 2019; Репкина и др., 2020 и др.). Таким образом, анализ морфодинамики берегов позволяет дополнить данные об изменении в голоцене температуры, влажности (Елина и др., 2000 и др.) и водных масс Белого моря (Новичкова, 2008; Полякова и др., 2014 и

др.) сведениями о ритмах ветроволнового режима и речного стока.

Актуальными вопросами истории развития берегов региона остаются датирование древних береговых линий, анализ источников питания береговой зоны, выявление ритмов активизации прибрежных рельефообразующих процессов (береговых, устьевых, эоловых), а также взаимосвязи экзогенных и эндогенных факторов морфолитогенеза. Для решения этих вопросов информативными архивами являются устьевые области рек.

Район устья реки Варзуги (рис. 1) — традиционный участок исследований истории развития Терского берега Белого моря в плейстоцене и голоцене. Здесь накоплен значительный массив стратиграфических, хронологических, палеоклиматических и геоморфологических данных (Лаврова, 1960; Кошечкин и др., 1973; Korsakova, 2019; Агафонова и др., 2020; Евзеров, Николаева, 2000; Елина и др., 2005; Тимирева и др., 2022; Zaretskaya et al., 2022 и др.). Детально изучена современная морфолитодинамика морского берега (Сафьянов, Шевченко, 2007а; Ермолов, 2010) и приустьевое участка реки (Крыленко и др., 2018).

Вместе с тем, единое мнение о морфодинамике и факторах развития береговой зоны района в позднеледниковье и голоцене пока не сформировалось. Дискуссионными остаются высота, положение, возраст, обстановка формирования древних береговых линий, представление об изменении ОУМ и скорости вертикальных движений. В частности, “верхнюю морскую границу”, выше которой ОУМ не поднимался, выделяют на высотах 39–40 (Корсакова, 2022), 50–55 (Кошечкин и др., 1973; Зарецкая, Репкина, 2015) или 65 м над у. м. (Тимирева и др., 2022), а генезис и возраст террас и террасовидных поверхностей на высотах 20–40 м над у. м. по-прежнему могут быть интерпретированы неоднозначно (Зарецкая, Репкина, 2015; Агафонова и др., 2020; Тимирева и др., 2022). Не одинаковы также представления о границах и кинематике морфоструктурных блоков как на Терском берегу в целом (Кошечкин, 1979; Авенариус, 2004), так и в устье р. Варзуги в частности (Невесский и др., 1977; Зарецкая, Репкина, 2015). Причина этого — сложный рельеф, сформировавшийся на границе суши и моря. Поэтому для реконструкции процессов прошлого необходимы детальные, в том числе инструментальные, данные о плано-

¹ Древние береговые линии — комплексы береговых форм и отложений, образовавшихся при определенном положении моря относительно суши (Каплин, Селиванов, 1999).



Рис. 1. Положение района исследования (а) и фактический материал (б, в).

Участки: 1 — регионального морфотектонического анализа и выделения древних береговых линий по данным дистанционного зондирования, 2 — полевых работ, детального морфотектонического и морфолитодинимического картографирования; 3 — съемки беспилотным летательным аппаратом (БПЛА); 4 — линии профилей тригонометрического нивелирования и их номера; **положение разрезов и скважин и их номера:** 5 — данная работа, 6 — (Зарецкая, Репкина, 2015), 7 — (Елина и др., 2005), 8 — (Агафонова и др., 2020), 9 — (Репкина и др., 2022), 10 — (Ilyashuk et al., 2005), 11–12 — (Косечкин и др., 1973): разрезы позднеледниковых и раннеголоценовых отложений (11 — ленточные и ленточноподобные глины, 12 — пески, супеси, глины), 13 — (Lunkka et al., 2018), 14 — (Korsakova et al., 2019; Zaretskaya et al., 2022), 15 — (Тимирева и др., 2022). **Географическая основа:** (а) — (White Sea ..., 2022), (б, в) — (ЭтоМесто..., 2022).

Fig. 1. Location of the study area (a) and factual material (б, в).

Areas: 1 — regional morphotectonic analysis and identifying ancient coastlines on the base of remote sensing data; 2 — field work, detailed morphotectonic and morpholithodynamic mapping; 3 — unmanned aerial vehicle (UAV) survey; 4 — lines of trigonometric leveling profiles and their numbers; **positions of sections and boreholes and their numbers:** 5 — this work, 6 — (Zaretskaya, Repkina, 2015), 7 — (Elina et al., 2005), 8 — (Agafonova et al., 2020), 9 — (Repkina et al., 2022); 10 — (Ilyashuk et al., 2005), 11–12 — (Koshechkin et al., 1973): sections of Late Glacial and early Holocene deposits (11 — varved clays, 12 — sands, sandy silts, clays), 13 — (Lunkka et al., 2018), 14 — (Korsakova et al., 2019; Zaretskaya et al., 2022), 15 — (Timireva et al., 2022). **Geographical background:** (a) — (White Sea ..., 2022), (б, в) — (EtoMesto..., 2022).

во-высотном положении форм рельефа разного генезиса, пополнение массива хронологических и аналитических данных, а также совместный анализ структурных и скульптурных форм ре-

льефа морского побережья и нижнего течения реки.

Цель исследования — реконструкция истории развития береговой зоны Белого моря в районе

устья р. Варзуги в позднеледниковые и голоцене на основе комплексного анализа морфоструктурных и морфоскульптурных элементов рельефа, литостратиграфии и хронометрии послеледниковых отложений.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Терский берег — район активных новейших дифференцированных блоковых движений (Авенариус, 2004). Устье р. Варзуги приурочено к пересечению крупных разрывных нарушений нескольких направлений. Они разделяют блоки земной коры с большей (к западу от реки) и меньшей (в долине реки и к востоку от нее) величиной денудационного среза (Селивановская, Врачинская, 1976; Карта дочетвертичных ..., 2001; Астафьев и др., 2007; Тектоническая..., 2012), мощностью четвертичного чехла (Эйхгорн и др., 1976) и скоростью унаследованного новейшего поднятия (Авенариус, 2004).

Район исследования расположен в зоне краевых образований последнего оледенения, выделенных на суше и на морском дне; время дегляциации оценивается интервалом от ~15 до 13–12 тыс. кал. л. н. (Евзеров, Николаева, 2000; Astakhov et al., 2016; Ekman, Ijij, 1995; Lunkka et al., 2018). Строение и возраст краевых морен суши — Терских Кейв (рис. 1, (б)) — из года в год уточняются; установлена их связь с Беломорским потоком Скандинавского ледникового покрова (Носова, Вашков, 2021). На дне моря моренные гряды протягиваются вдоль берега на глубинах 20–60 м (Эйхгорн и др., 1976); их относят к невиской стадии деградации оледенения (Астафьев и др., 2007).

Строение ледниковых форм и отложений зависит от рельефа кровли коренных пород. На суше к наиболее высоким (поднятым) блокам приурочены заболоченные грядово-холмистые моренные и озерно-ледниковые, а к низким (отстающим в поднятии) блокам — плоские озерно-ледниковые и/или полого-грядовые флювиогляциальные равнины. В приморской части поднятых блоков, как, например, между мысами Корабль и Толстик (рис. 1, (в)), и на каньонообразных отрезках долины р. Варзуги выходят песчаники терской свиты рифея. На дне залива, продолжающего по простиранию долину р. Варзуги, морена перекрыта ледниково-морскими, морскими и

аллювиально-морскими осадками (Эйхгорн и др., 1976; Невесский и др., 1977).

Формы берегового рельефа — террасы, береговые валы и абразионные уступы — прослеживаются в пределах относительно узкой прибрежной полосы на отметках от –20 до 50–55 м (Варейчук, Игнатов, 1989; Сафьянов, Шевченко, 2007а; Зарецкая, Репкина, 2015; Корсакова, 2022). Устье р. Варзуги отделено от моря сложно устроенной перевеянной аккумулятивной формой длиной 7.7 км, шириной 1.7 км и высотой до 12 м над у. м., которая имеет облик косы (рис. 1, (б, в)). Здесь расположена крупнейшая песчаная пустыня Кольского полуострова — Кузоменские пески (Казаков, Вешняков, 2014). Строение и возраст террасового комплекса были существенно уточнены в ходе нашего исследования.

Берега в настоящее время развиваются под действием волн преимущественно юго-восточных, южных и юго-западных румбов, приливов (амплитуда 1.7–2.0 м) и нагонов (до 1.8–1.9 м). Безледный период, когда волны могут воздействовать на берег, продолжается ~8 месяцев (Гидрометеорология..., 1991). Высота волн достигает 2.5 м, редко — 4 м (Атлас..., 2022), нижняя граница подводного склона находится на глубинах ~8 м.

К западу от м. Толстик (рис. 1, (б)) на фланге наиболее высокого блока развиты абразионные и абразионно-аккумулятивные берега с песчано-гравийно-валунными осушками и узкими пляжами. Изобата 10 м проходит в ~0.8 км от береговой линии (рис. 1, (б, в)). Потоки наносов короткие — от мысов к вогнутым участкам берега. На востоке, в пределах отстающих в поднятии блоков, берега аккумулятивные, с песчаными пляжами и осушками и отмытым подводным склоном (изобата 10 м — в 1.3–2 км от береговой линии). Основными источниками песка являются твердый сток р. Варзуги и поперечные потоки наносов (Сафьянов, Шевченко, 2007а). Результирующий вдольбереговой поток наносов направлен на восток, его объем соответствует величине твердого стока реки. Часть песка перераспределяется вблизи устья, где под действием береговых и эоловых процессов возникает своеобразный круговорот между предустьевым взморьем, перевеянными морскими террасами и эстуарием (Сафьянов, Шевченко, 2007б).

Эстуарий р. Варзуги — залив, где действуют флювиальные и морские факторы динамики берега: течения, волны, речной лед и значительные

колебания уровня. Он протягивается на ~7.5 км от устья до о-ва Быкова (рис. 1, (в)). Берега изменяются в основном под действием русловых процессов в половодье, когда уровень воды поднимается на 2.3–2.5 м, а при заторах льда — до 3.5 м выше среднегодового. Летом и осенью значима роль коротких ветровых волн (Крыленко и др., 2018). По оценкам (Крыленко и др., 2018), от размыва берегов в эстуарий ежегодно поступает ~29.8 тыс. т наносов — больше, чем с твердым стоком реки (~18.1 тыс. т), а также за счет эолового выноса с морских террас (~6.0 тыс. т). Г.А. Сафьянов и Н.В. Шевченко (2007) считают ведущими факторами заполнения эстуария поступление эоловых песков (до 30.0 тыс. т /год) и твердый сток реки (более 13.0 тыс. т /год). Вверх по течению р. Варзуги приливно-отливные колебания наблюдаются до Морского порога (рис. 1, (б)), однако на морфодинамику русла они практически не влияют (Крыленко и др., 2018).

Таким образом, морфоструктура контролирует конфигурацию береговой зоны и литологию береговых уступов, а также влияет на потоки наносов. Важнейшие факторы динамики берегов — режимы уровня воды, волн и сезонных льдов. При этом колебания уровня и продолжительность блокировки берегов льдом в эстуарии больше, а волновая активность меньше, чем на морском берегу. Можно предположить, что в прошлом эти закономерности также имели место. Поэтому для реконструкции истории развития береговой зоны в позднеледниковье и голоцене были изучены морфотектонические и морфоскульптурные черты рельефа побережья, состав и возраст отложений (рис. 1, (б, в)).

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследования были организованы по полимасштабному принципу. В нижнем течении р. Варзуги по дистанционным данным были уточнены региональный морфоструктурный план и пространственное положение выделенных ранее (Кошечкин и др., 1973; Hättestrand et al., 2007) древних береговых линий (рис. 1, (б)), а в устье реки проведены комплексные полевые исследования (рис. 1, (в)). Детальные работы были сосредоточены в районе контакта террас и коренного берега, приуроченного к зоне сопряжения морфоструктурных блоков, где ранее были установлены значительные различия времени начала накопления торфа, а генезис рельефа интерпретировался

неоднозначно (Зарецкая, Репкина, 2015; Агафонова и др., 2020; Тимирева и др., 2022).

При обобщении данных были собраны и проанализированы результаты инструментального датирования и/или аналитических исследований поздне- и послеледниковых отложений из разрезов прибрежной суши (рис. 1, (б, в)) и морского дна (Эйхгорн и др., 1976; Невесский и др., 1977). Такое обобщение, выполненное впервые, позволило создать целостную картину истории развития береговой зоны района и является важным результатом нашего исследования.

Методика *морфотектонического анализа* опирается на известные принципы тектонической геоморфологии — отражения тектонических структур в рельефе и соответствия форм рельефа новейшей тектонической активности (Флоренсов, 1978; Уфимцев, 1984; Doornkamp, 1986; Scheidegger, 2004 и др.), а также модели дискретной иерархической структурированности литосферы в виде жестких блоков, окруженных зонами пониженной вязкости (дробления) (Красный, 1984; Садовский и др., 1987). Методика включает две составляющие: морфолинеаментный анализ — выявление новейших тектонических нарушений, выраженных в современном рельефе, и морфоструктурное районирование — иерархическое разделение линейных и площадных структур (блоков и межблоковых зон). Морфологически выраженные нарушения, образующие блоковую структуру региона (Шварев, 2022), допустимо отнести к потенциально активным в неоплейстоцене, который на Кольском полуострове считается последним этапом тектонических деформаций (Колодяжный и др., 2019).

Морфолинеаментное поле, как закономерное сочетание иерархически сопряженных линеаментов и их зон, выраженных в современном рельефе, выявлено путем совместного дешифрирования космических снимков (КС) Landsat-ETM+ с пространственным разрешением 15–30 м и цифровой модели рельефа (ЦМР) Arctic DEM с пространственным разрешением 2–10 м и вертикальной точностью 2 м. Это обеспечило распознавание элементарных морфолинеаментов протяженностью более 1 км и шириной первые метры—десятки метров. Для исключения прямолинейных форм эрозионного рельефа, которые могут маскировать тектонические, по топографическим картам среднего масштаба согласно традиционной методике (Симонов, Лукашов, 1963; Шубина, Аристархова, 1965) построены морфоизогипсы с сечением 10–20 м.

При геоморфологическом дешифрировании использованы космические снимки Landsat ETM+ и GeoEye с пространственным разрешением до 2 м (сервисы Google Earth и Яндекс-Карты), детальные топографические карты и результаты полевых исследований. Выделены типы и формы рельефа ледникового, морского, аллювиально-морского, аллювиального и эолового генезиса. Особое внимание было уделено древним береговым линиям.

Планово-высотное положение береговых линий было уточнено в ходе полевых работ на типичных участках поднятых и отстающих в поднятии блоков (рис. 1, (в)). Для этого в районе м. Корабль, где сохранилась наиболее полная последовательность береговых линий, проведены аэрофотосъемка беспилотным летательным аппаратом (БПЛА) и тригонометрическое нивелирование (профиль Е), а в урочище Подтурок — тригонометрическое нивелирование (профиль F). Результаты съемок представлены в Балтийской системе нормальных высот.

Аэрофотосъемка выполнена квадрокоптером DJI Phantom 4 Pro v2.0. Фотограмметрическая обработка аэроснимков была произведена с помощью ПО Agisoft Metashape Pro v.1.5.1. Для повышения качества привязки и уменьшения внутренних погрешностей при съемке было задано перекрытие аэрофотоснимков в продольном и поперечном направлениях 75%. При обработке снимков были использованы координаты наземных маркеров, полученные с помощью DGPS PrinCe i50 с плановой и высотной точностью 3–5 мм. В результате созданные ЦММ и ортофотоплан имеют плановое смещение и искажение высот не более первых дециметров.

Тригонометрическое нивелирование было выполнено с использованием съемочного комплекса Trimble 5600. Точность определения углов составляет $\pm 5''$, точность измерения расстояния по призме 3 мм + 3 ppm. Первичная обработка данных проводилась в специализированном программном обеспечении Trimble Business Center. В результате была определена высота характерных элементов рельефа береговой зоны (приливная осушка, пляж, авантюна), верхней границы экстремальных заплесков, а также расположенных на линиях профилей элементов берегового и эолового рельефа поднятых террас.

Изучение голоценовых отложений выполнено в скважинах ручного бурения, естественных обнажениях и шурфах (рис. 1, (в)). Скважины в озерно-болотных отложениях чехла террас про-

бурены торфяным буром Гиллера и ручным буром Eijkelcamp. Проводилось литостратиграфическое описание всех разрезов, а также отбор образцов на радиоуглеродное датирование и диатомовый анализ.

Радиоуглеродное датирование 9 образцов из подошвы озерно-болотных отложений проведено в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН и лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГ РАН (табл. 1). Калибровка новых и опубликованных ранее (Pyashuk et al., 2005; Елина и др., 2005; Зарецкая, Репкина, 2015; Агафонова и др., 2020; Тимирева и др., 2022) дат выполнена в программе CALIB REV 8.2 (Stuiver, Reimer, 1993). Калибровка “континентальных” дат проведена по калибровочной кривой IntCal20, а полученных по образцам из горизонтов, переходных от морских к пресноводным, — по калибровочной кривой Mixed Marine NoHem (Reimer et al., 2020). Всего в исследовании использовано 35 дат.

Диатомовый анализ выполнен по стандартной методике (Диатомовые водоросли..., 1974) в НИЛ геоэкологии Севера географического факультета МГУ для 37 образцов из кернов 6 скважин (точки 1010, 1011, 1015–1018 на рис. 1, (в)).

При *реконструкции изменения ОУМ* использован подход (van de Plassche, 1995; Hijma et al., 2015; Dusterhus et al., 2016). Он предполагает оценку положения (высоты) индикаторов ОУМ — отложений и форм рельефа, сформировавшихся в береговой зоне, а также выше или ниже нее, относительно среднего уровня моря. В условиях значительных колебаний уровня разной природы, характерных для открытого побережья и эстуария р. Варзуги (Гидрометеорология ..., 1991; Крыленко и др., 2018), это позволило сравнить информацию, полученную из разных архивов. На основании аналитических исследований и/или литологии, датированные образцы отложений были разделены на две группы: накопившиеся в зоне регулярных и экстремальных колебаний уровня (лагунные и эстуарные) и выше нее (озерно-болотные и эоловые). Высота древних береговых линий и террас определялась, согласно (Каплин, Селиванов, 1999): абразионных — по тыловому шву, а аккумулятивных — по мористому береговому валу. Интервал высот, в котором могли образоваться формы и отложения разных генетических типов, определялся по данным о соотношении современных колебаний уровня и строения береговой зоны. Полученные данные об изменении

Таблица 1. Радиоуглеродный и калиброванный возраст голоценовых отложений Терского берега (район устья р. Варзуги) в пределах разных блоков
Table 1. Radiocarbon and calibrated ages of the Holocene deposits of the Terskiy coast (the mouth of the Varzuga River area) within different morphostructure blocks

№	Место отбора	Высота, м над у. м.	Глубина отбора, м	Материал для датирования / подстилающие отложения	Лаборатор- ный индекс и номер (1σ)	¹⁴ C дата (2σ)	Калиброванный возраст*		Координаты (широта; долгота, (градусы)	Источник
							(1σ)	(2σ)		
Блок Западный (А на рис. 3, (а))										
1	скв. 26	78	4.35–4.5	Торф / суглинок	ГИН-11169	8130±40	9090–9010	9140–9000	66.337264; 36.369761	Елина и др., 2005
2	скв. 17	70	4.38–4.5	Торф / суглинок	ГИН-11165	8560±100	9630–9460	9815–9400	66.343598; 36.193926	Елина и др., 2005; Зарецкая, Репкина, 2015
3	т. 1010	42	2.18–2.28	Торф / песок	ГИН-15828	6360±40	7320–7250	7420–7170	66.318940; 36.679420	данная работа
4	т. 250	34	3.0	Торф / суглинок	ГИН-14920	6190±80	7170–6980	7270–6880	66.302300; 36.629050	Зарецкая, Репкина, 2015
5	т. 1017	31	0.56–0.64	Торф / песок	ГИН-15832	5300±70	6130–6000	6210–5930	66.306400; 36.681580	данная работа
6	т. 1057	30	0.5–0.6	Торф / песок с прослойками суглинка	ИГАН-7498	1250±60	1270–1120	1290–1060	66.307080; 36.688780	данная работа
7	т. 241	29	2.0	Торф / песок	ГИН-14919	4880±60	5460–5370	5580–5290	66.299300; 36.599017	Зарецкая, Репкина, 2015
8	т. 1015	28	1.35–1.45	Торф / песок	ГИН-15830	4520±60	5190–5050	5320–4970	66.308670; 36.691770	данная работа
9	т. 1022	27.5	0.93–1.0	Торф и сапро- пель / песок	ГИН-15835	4540±60	5190–5050	5330–5020	66.297930; 36.645850	данная работа
10	т. 240	26	1.35	Торф / песок	ГИН-14918	4400±100	5060–4860	5320–4820	66.297850; 36.602683	Зарецкая, Репкина, 2015
11	т. 1019	24	1.0–0.9	Торф / песок	ГИН-15834	6875±60	7780–7660	7840–7590	66.288530; 36.482620	данная работа

Продолжение табл. 1
Table 1 continued

№	Место отбора	Высота, м над у.м.	Глубина отбора, м	Материал для датирования / подстилающие отложения	Лаборатор- ный индекс и номер (1σ)	¹⁴ C дата (2σ)	Калиброванный возраст*		Координаты (широта; долгота, градусы)	Источник
							(1σ)	(2σ)		
Блок Устьевой (Е на рис. 3, (а))										
12	т. 028	24	1.7-1.6	Торф / песок	ГИН-14910	7190±60	8040–7940	8170–7930	66.305867; 36.689933	Елина и др., 2005; Зарецкая, Репкина, 2015
13	KUZ-1	22.5	1.85	Торф	IGAN _{AMS} - 8541	7025 ± 25	7840–7930	7823–7933	66.312194; 36.699556	Тимирева и др., 2022
14	т. 1016	24	1.1-1.0	Торф / песок с гравием	ГИН-15831	6000±70	6910–6780	7000–6670	66.306540; 36.691240	данная работа
15	т. 1018	22.5	1.0-0.9	Торф и сугли- нок оторфован- ный / песок	ГИН-15833	6020±100	6990–6740	7160–6660	66.304640; 36.688240	данная работа
16	т. 1011	21	1.5-1.4	Торф / песок	ГИН-15829	6650±70	7580–7470	7620–7430	66.310010; 36.705550	данная работа
17	12/2016	10–13	поверх- ность	Фрагменты пней и ство- лов искоших деревьев	ГИН-15472	85±30	дата вне допустимого диапазона	301–139	66.293804; 36.774484	Репкина и др., 2022
18	13/2016				ГИН-15469	190±30	287–164	301–139	66.295033; 36.775106	
19	14/2016				ГИН-15470	140±20	115–69	119–56	66.295756; 36.773450	
20	15/2016				ГИН-15471	260±30	315–285	330–278	66.295075; 36.773751	
21	т. 078	7.5	0.2	Торф / песок	ГИН-14916	2110±40	2120–2040	2160–1990	66.288867; 36.795867	Зарецкая, Репкина, 2015
22			0.45	Торф / песок	ГИН-14917	2270±30	2340–2310	2350–2160		
23	т. 075	7.8	2.7	Уголь	ГИН-14911	150±40	280–180	280–50	66.290517; 36.859217	Зарецкая, Репкина, 2015
24			3.1	Песок оторф.	ГИН-14912	290±30	430–300	450–290		
25			3.3		ГИН-14913	410±40	510–450	520–320		
26			3.5	Торф	ГИН-14914	1080±30	1050–930	1060–930		
27			3.8	Суглинок оторф.	ГИН-14915	1840±90	1840–1690	1940–1540		
28	т. 624	8.0	3.0-3.1	Древесная щепа в оторф. песке	ГИН-15467	210±30	297–151	307–142	66.290569; 36.858973	Репкина и др., 2022
29			3.5-3.6	Торф	ГИН-15468	990±20	929–905	931–816		

Продолжение табл. 1
Table 1 continued

№	Место отбора	Высота, м над у.м.	Глубина отбора, м	Материал для датирования / подстилающие отложения	Лабораторный индекс и номер (1σ)	¹⁴ C дата (2σ)	Калиброванный возраст*		Координаты (широта; долгота, (градусы))	Источник
							(1σ)	(2σ)		
Блок Долинный (С на рис. 3, (а))										
30	оз. Беркут	~25 (порог стока ~26-27 м)	7.13-7.10	Детритовая гиттия / плотный грунт основания котловины	Ua- 16770	8855±80	10150—9780	10200—9660	66.344833; 36.662833	Pyashuk et al., 2005
31	скв. 5/15	17	2.1-2.0	Торф	ЛУ-8454	2970±70	3230—3050	3350—2960	66.312570; 36.706094**	Агафонова и др., 2020
32			2.4-2.3	Торф	ЛУ-8455	3520±80	3590—3400	3730—3330		
33			2.5-2.4	Торф / песок	ЛУ-8456	3560±70	3640—3460	3730—3380		
34	скв. 28	16	2.0-1.9	Торф / песок	ГИН-11174	4230±40	4850— 4710	4860—4620	66.314287; 36.703613	Зарецкая, Репкина, 2015
35	скв. 29	15	2.4-2.3	Торф / песок	ГИН-11175	3670±40	4080—3960	4100—3890	66.315017; 36.704038**	Елина и др., 2005

Примечание. * — даты, калиброванные по кривой Mixed Marine NoHem (Reimer et al., 2020), выделены курсивом; ** — координаты приведены на основе рисунков из статьи (Агафонова и др., 2020).

Note. * — Dates calibrated with the Mixed Marine NoHem (Reimer et al., 2020) curve are in italics; ** — Site location from (Agafonova et al., 2020).

ОУМ в пределах разных блоков использованы для оценки скорости их вертикальных движений.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

4.1. Морфолинеаменты и активизированная блоковая структура

Морфолинеаментное поле исследуемой территории подчиняется отчетливым площадным и высотным закономерностям. Поле сформировано морфолинеаментами и их зонами, которые условно ранжируются по протяженности: 1) 300–200 км; 2) 200–100 км; 3) 100–50 км; 4) 50–25 км; 5) <25 км; подразделяются на системы по простиранию: 1) С/Ю; 2) ССВ/ЮЮЗ; 3) СВ/ЮЗ; 4) ВСВ/ЗЮЗ; 5) В/З; 6) ВЮВ/ЗСЗ; 7) ЮВ/СЗ; 8) ЮЮВ/ССЗ, а также на категории по структурной роли (транзитные и граничные). Структурная роль морфолинеаментов, в особенности протяженных и сложных зон, может меняться на разных участках от граничных межблоковых до транзитных внутриблоковых с различной кинематикой, активностью и унаследованностью.

Крупнейшие (региональные) морфолинеаментные зоны территории (>100 км) образуют систему параллельных структур ЗСЗ простирания, разделяющих три основные гипсометрические ступени побережья (рис. 2, (а, б)): Бабозерскую с характерными высотами 150–200 м над у.м. на северо-востоке (I), Приморскую (50–100 м над у.м.) в центральной части (II) и субаквальную Беломорскую (III) ступень (глубины 50–100 м) в пределах прибрежной части Кандалакшского залива (фланга Кандалакшского грабена). Ступени соответствуют региональным морфотектоническим блокам с разной интенсивностью поднятия. Региональные зоны наследуют крупные разломы древнего заложения (Селивановская, Врачинская, 1976; Геодинамическая..., 1991; Геологическая..., 2001; Карта дочетвертичных..., 2001; Тектоническая..., 2012) (рис. 2, (в)).

Локальные межблоковые зоны (<25 км) разделяют блоки протяженностью менее 25 км. Такие зоны часто составляют ортогонально-сопряженные пары (СЗ/СВ; ЗСЗ/ССВ и субмеридионально/субширотную), выраженные в геологическом строении (рис. 2, (в)). Сопоставление с полем высот (рис. 2, (а)) позволяет выделить среди них зоны с признаками вертикальных смещений и прочие, отражающие, вероятно, сдвиговые деформации. Сочетание нескольких локальных, пред-

положительно сбросовых зон с транзитной зоной СЗ простирания, секущей Приморскую ступень и унаследованной долиной р. Варзуга в нижнем течении, позволило выделить наложенную Нижневарзугскую приустьевую депрессию (НД на рис. 2, (б)).

Депрессия подразделяется на 3 сегмента (рис. 2, (б)). *Верхний*, протяженностью около 15 км и шириной до 1.5 км представляет собой узкое грабенообразное понижение СЗ простирания, ограниченное параллельными уступами-сбросами. Он кулисообразно фрагментирован секущими ЗСЗ и СВ нарушениями и ограничен с юга транзитной зоной ЗСЗ простирания, наследуемой долиной руч. Мельничный и коленообразным изгибом русла р. Варзуги. Средний сегмент (длина около 15 км, ширина 3–5 км) также СЗ простирания. На пересечении с секущими транзитными зонами он осложнен двумя депрессиями ЗСЗ простирания — северной и южной. В северной, между устьями ручьев Мельничного и Собачьего, расположено с. Варзуга, а к южной приурочен скалистый Морской порог, ниже которого в русле реки наблюдаются приливно-отливные колебания (рис. 1, (б)). Нижний (Приустьевой) сегмент веерообразно расширяется к югу до 30 км. Сбросы ЗСЗ простирания, которые обрамляют фланг Приморского блока, несколькими ступенями спускаются к котловине Кандалакшского залива и сопрягаются с поперечными к нему ВСВ структурами. Это область аккумуляции водно- и озерно-ледниковых отложений последнего оледенения, а также аллювиальных и морских голоценовых осадков (Эйхгорн и др., 1976; Селивановская, Врачинская, 1979; Астафьев и др., 2007). К этому сегменту приурочен эстуарий р. Варзуги.

Морфолинеаменты часто совпадают с границами комплексов пород и складчатых структур. На северо-западе и в центре депрессии это оси и фланги антиклиналей, а на юго-востоке — границы ареалов четвертичных отложений. В приустьевом сегменте вогнутые очертания уступов террас и современной береговой линии позволяют, вслед за Е.Н. Невесским с соавторами (1977), предположить относительную стабильность блока на фоне общего поднятия района. Это определило большую — относительно соседних блоков — мощность поздне- и послеледниковых осадков. На приустьевом взморье р. Варзуги она достигает 80 м, тогда как на мелководье у м. Корабль — не более 10 м (Эйхгорн и др., 1976; Невесский и др., 1977). Однако аккумуляция не компенси-

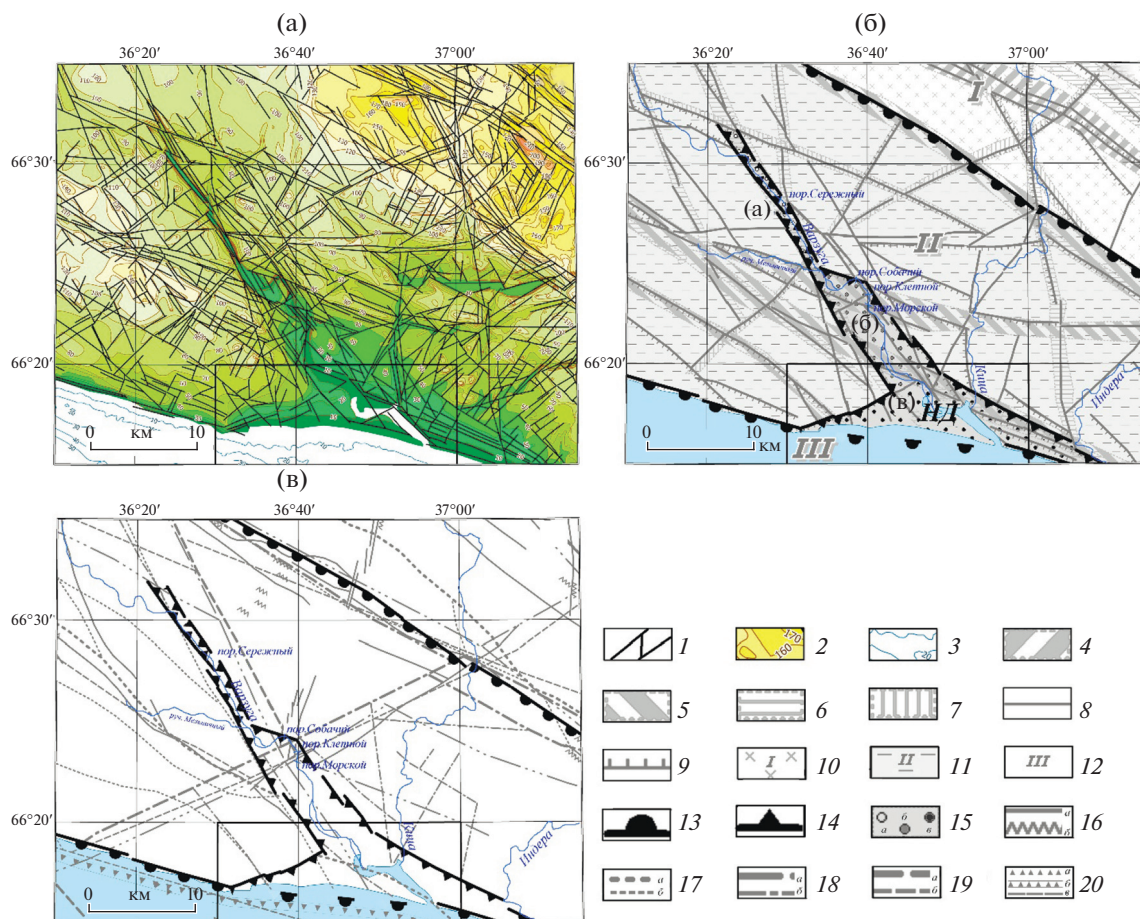


Рис. 2. Региональная морфотектоника нижнего течения р. Варзуги. (а) — соотношение морфолинеаментов, выделенных по результатам дешифрирования КС Landsat ETM+ и ЦМР ArcticDEM, с полем высот; (б) — морфотектоническое районирование; (в) — соотношение основных морфотектонических элементов с разломами, выделенными геолого-геофизическими методами.

1 — элементарные морфолинеаменты; 2 — морфоизогипсы (цветная заливка с градацией 10 м); 3 — изобаты; иерархия морфолинеаментных зон: 4 — 300–200 км, 5 — 200–100 км, 6 — 100–50 км, 7 — 50–25 км (Шварев, 2022); границы локальных (<25 км) морфотектонических блоков: 8 — одновысотных (безамплитудные), 9 — разновысотных (с предполагаемыми новейшими дифференцированными вертикальными смещениями, бергштрихи направлены в сторону опущенного блока); региональные морфотектонические блоки: 10 — Бабозерская ступень (I), 11 — Приморская ступень (II), 12 — Беломорская ступень (III); границы: 13 — региональных морфотектонических блоков, 14 — Нижневарзугской приустьевой депрессии; 15 — Нижневарзугская приустьевая депрессия (НД) (А — верхний сегмент, Б — средний сегмент, В — нижний сегмент); разрывные нарушения: 16 — выделенные по данным геологической съемки (Селивановская, Врачинская, 1976): а — линии тектонических контактов, б — зоны милонитизации, 17 — по (Геодинамическая..., 1991): а — тектонические контакты, б — зоны милонитизации, 18 — по (Геологическая..., 2001): а — главные, б — второстепенные, 19 — по (Карта дочетвертичных..., 2001): а — главные, б — второстепенные, 20 — по (Тектоническая..., 2012): а — главные, со сбросовой кинематикой, б — то же, активизированные, в — прочие с неустановленной кинематикой.

Fig. 2. Regional morphotectonic pattern of the Varzuga lower reaches. (a) — lineaments identified by the results of analysis of the satellite images Landsat ETM+ and the digital elevation model ArcticDEM; (б) — morphotectonic zoning; (в) — the compare of the main morphotectonic elements with faults identified by geological and geophysical methods.

1 — **morpholineaments**; 2 — morphoisohips (color background with height gradation; at 10-meter intervals); 3 — isobates; **hierarchy of morpholineaments**: 4 — 300–200 km, 5 — 200–100 km, 6 — 100–50 km, 7 — 50–25 km (Shvarev, 2022); **the boundaries between local (<25 km) morphotectonic blocks**: 8 — of equal heights (without amplitude), 9 — of different heights (with the supposed vertical displacements); **regional morphotectonic blocks**: 10 — Babozerskaya step (I), 11 — Primorskaya step (II), 12 — Belomorskaya step (III); **borders**: 13 — of the regional morphotectonic blocks, 14 — of the Nizhnevarzugskaya estuary depression; 15 — the Nizhnevarzugskaya estuary depression (НД): А — the upper segment, Б — the middle segment, В — the lower segment; **faults**: 16 — from the geological survey data (Selivanovskaya, Vrachinskaya, 1976): а — tectonic contacts, б — mylonitization zones, 17 — from summarizing of geological and geophysical data, by (Shenkman, 1991), 18 — by (Mitrofanov, 2001): а — main, б — secondary, 19 — by (Bogdanov et al., 2001): а — main, б — secondary; 20 — by (Baluev et al., 2012): а — main, normal faults, non-active, б — the same, activated, в — others with unspecified kinematics.

ровала отставание в поднятии и не привела к выравниванию береговой линии.

На участке детальных исследований, который включает нижний сегмент Нижневарзугской депрессии и ограничивающие его морфоструктуры,

по линейным уступам выделено 5 блоков (рис. 3, (а)). Блоки “А” и “В” входят в состав Приморской ступени, а блоки “С”, “D” и “Е” относятся к нижнему сегменту Нижневарзугской депрессии. Границы наиболее поднятых блоков (“А”, “В”)

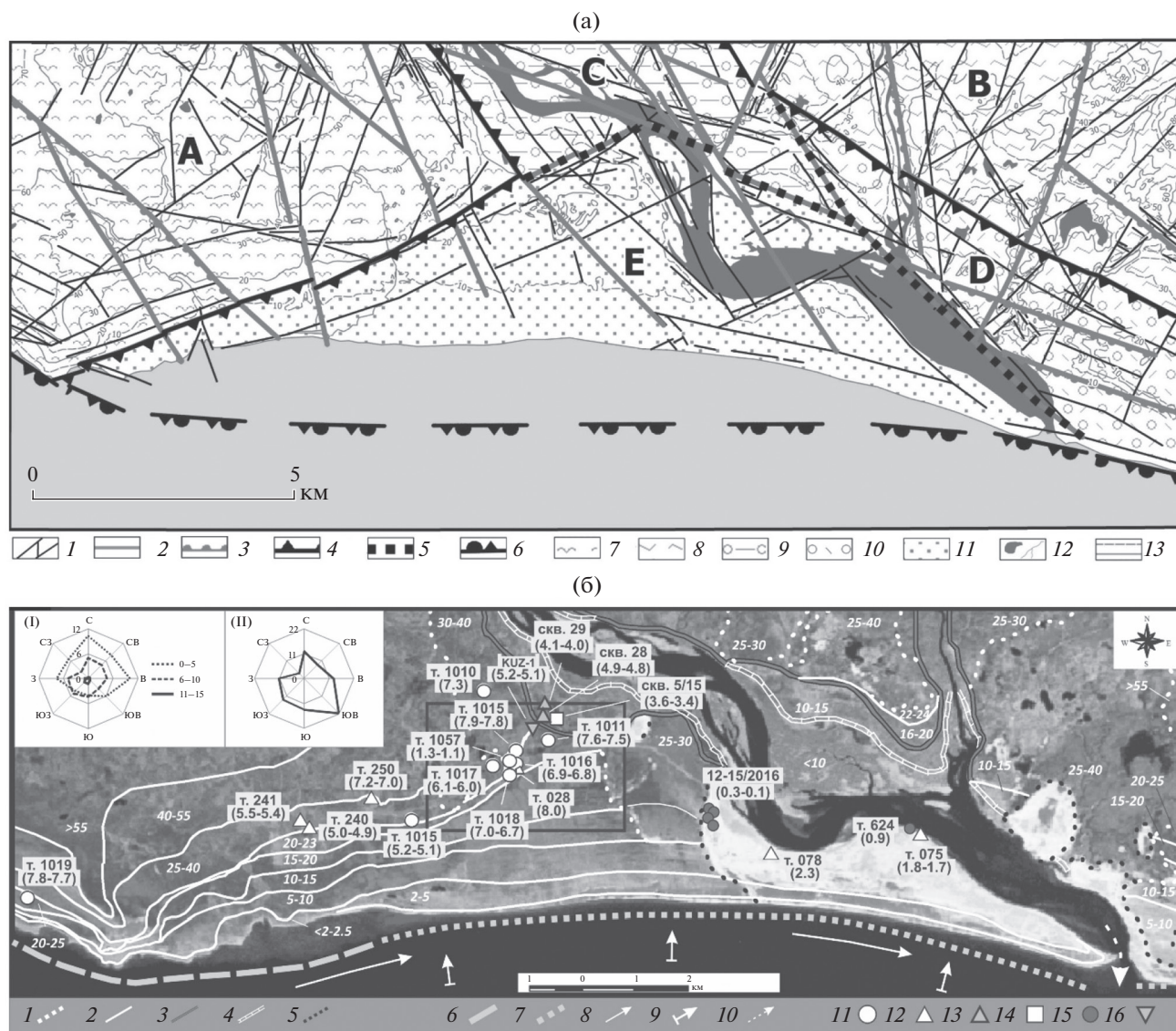


Рис. 3. Морфотектоника (а) и строение рельефа (б) в районе устья р. Варзуги.

(а) — 1 — элементарные морфолинементы; локальные межблоковые зоны, разделяющие блоки: 2 — одинаковой высоты, 3 — разной высоты (бергштрихи направлены в сторону более низкого блока); 4 — граница Нижневарзугской приустьевой депрессии; 5 — предполагаемые границы крупных блоков в ее пределах; 6 — граница котловины Кандакшского залива; основные блоки: 7 — Западный (А), 8 — Восточный (В), 9 — Долинный (С), 10 — Прибрежный (D), 11 — Устьевой (Е); 12 — элементы гидрографической сети; 13 — горизонтали, сечением: а — 5 м, б — 10 м.

(б) — 1 — границы поверхностей ледникового и водно-ледникового генезиса; 2 — границы террасовидных поверхностей различного генезиса и/или морских террас на высотах менее 55 м; тыловые швы аллювиально-морских и аллювиальных террас на высотах: 3 — 10–16 м, 4 — менее 10 м; 5 — границы участков интенсивного перевывания. Цифры курсивом — высота над у.м. (м). Генетические типы берегов: 6 — абразионные и абразионно-аккумулятивные, 7 — аккумулятивные. Направления потоков наносов: 8 — вдольбереговых, 9 — поперечных; 10 — направление стокового течения р. Варзуги. Положение разрезов и скважин и их номера (в скобках — возраст подошвы торфа, кал. тыс. л.н.): 11 — данная работа, 12 — (Зарецкая, Репкина, 2015), 13 — (Елина и др., 2005), 14 — (Агафонова и др., 2020), 15 — (Репкина и др., 2022), 16 — (Тимирева и др., 2022). Розы-диаграммы: (I) — преобладающие направления и скорость ветра (м/с), (II) — направления подхода волн по данным ГМС Кашкаранны (Атлас..., 2022). Черным контуром показано положение рис. 4.

выделяются отчетливо, по линейным уступам, контролирующим бровки долины р. Варзуга и морских террас. В пределах депрессии границы блоков устанавливаются по изменению простиражения линеаментной сети. Согласно полю высот, поднятие увеличивается от блока “Е” к блоку “С”.

Отчетливая связь морфолинеаментного поля с геолого-тектоническим строением позволяет предположить, что, как во время оледенения, так и после дегляциации, вертикальные движения блоков были дифференцированными. Блоки различаются строением, составом и мощностью четвертичных отложений, конфигурацией берега, уклонами подводного берегового склона (Эйгорн и др., 1976; Невесский и др., 1977), составом и количеством поступающих в береговую зону наносов (Сафьянов, Шевченко, 2007а). Все это не могло не сказаться на строении и динамике древних берегов (рис. 3, 4).

4.2. Рельеф, поздне- и послеледниковые отложения

4.2.1. Террасовидные поверхности на высотах 55–80 (100) м над у. м.

На наиболее поднятых Западном и Восточном блоках (“А” и “В” на рис. 3) обширные болотные массивы перекрывают и окаймляют моренные холмы и гряды, сглаживая неровный ледниковый рельеф. Морфологических признаков воздействия береговых процессов не выявлено. Торф залегает на морене или опесчаненных сизо-серых суглинках и глинах, которые относят к осадкам позднеледниковой трансгрессии (Астафьев и др., 2007). Однако детальные исследования болота Морские Мхи (Елина и др., 2005) не подтверждают их морской генезис. Накопление залежи мощностью до 5.1 м началось 9.6–9.0 тыс. кал. л. н. (скв. 17 и

26 на рис. 1, (б), рис. 5, в табл. 1) в остаточных мелководных, активно зарастающих водоемах (Елина и др., 2005). Похожая последовательность отложений выявлена в озерных котловинах Канда-лакшского берега, расположенных выше верхней морской границы (Корсакова, 2022). Все это позволяет считать, что в районе устья р. Варзуги террасовидные поверхности на высотах 55–80 (100) м над у. м. не были затоплены морем.

4.2.2. Террасовидные поверхности и террасы на высотах менее 55 м над у. м.

На флангах наиболее высоких блоков и в пределах блоков, отстающих в поднятии, структурно-денудационный и ледниковый рельеф изменен береговыми, устьевыми и эоловыми процессами. На основании взаимного сочетания типов и форм рельефа разного генезиса мы выделили три геоморфологических уровня: 40–55, 25–40 и менее ~25 м над у. м.; последний разделен на три подуровня 20–23, 15–20 и менее ~15 (14–16) м над у.м. (рис. 3, (б), 4). Они ограничены древними береговыми линиями и отличаются степенью и временем трансформации реликтового рельефа в береговой зоне.

4.2.2.1. Террасовидные поверхности и террасы на высотах 40–55 м над у. м. В приморской части Западного блока развита пологонаклонная абразионно-аккумулятивная терраса с береговыми валами высотой до 0.5 м (рис. 6, 7). Они сложены слабо окатанными обломками песчаников терской свиты рифея, однако встречаются участки с хорошо окатанной крупной галькой. Валы чередуются с куэстообразными уступами коренных пород высотой до 1.5 м, разбитых трещинами на отдельные, смещенные друг относительно друга блоки. Вероятно, смещения имеют сейсмогенную природу. Абразионные ниши не выработаны. Береговые

Fig. 3. Morphotectonic pattern (a) and relief structure (б) of the Varzuga River area.

(a) — 1 — elementary morpholineaments; local morpholineament zones separating blocks: 2 — of the same height, 3 — of different heights (with the supposed vertical displacements); 4 — the border of the Nizhnevarzugskaya estuary depression; 5 — the assumed boundaries of blocks within it; 6 — the border of the Primorsky and Belomorskaya steps; the main blocks of the Nizhnevarzugskaya depression: 7 — Western (A), 8 — Eastern (B), 9 — Valley (C), 10 — Coastal (D), 11 — Estuarine (E); 12 — elements of the hydrographic network; 13 — isohypses: a — 5 m, b — 10 m.

(б) — 1 — boundaries of surfaces of glacial and glaciofluvial genesis; 2 — boundaries of terraced surfaces of various genesis and/or marine terraces at heights less than 55 m; back seam of alluvial-marine and alluvial terraces at heights: 3 — 10–16 m, 4 — less than 10 m; 5 — boundaries of areas of intensive wind blow. Numbers in italics — height above sea level (m). Genetic types of shores: 6 — abrasion and abrasion-accumulative, 7 — accumulative. Directions: 8 — alongshore sediment flows, 9 — transverse flows, 10 — runoff flow of the river Varzuga. The position of sections and boreholes (black figure in gray contour — age of the peat base, cal ka BP): 11 — this work, 12 — (Zaretskaya, Repkina, 2015), 13 — (Elina et al., 2005), 14 — (Agafonova et al., 2020), 15 — (Repkina et al., 2022), 16 — (Timireva et al., 2022). Rose diagram: (I) — prevailing wind directions and speed (m/s) and (II) — directions of approach of waves according to HMS Kashkarantsy (Atlas..., 2022). The black outline shows the position of fig. 4.

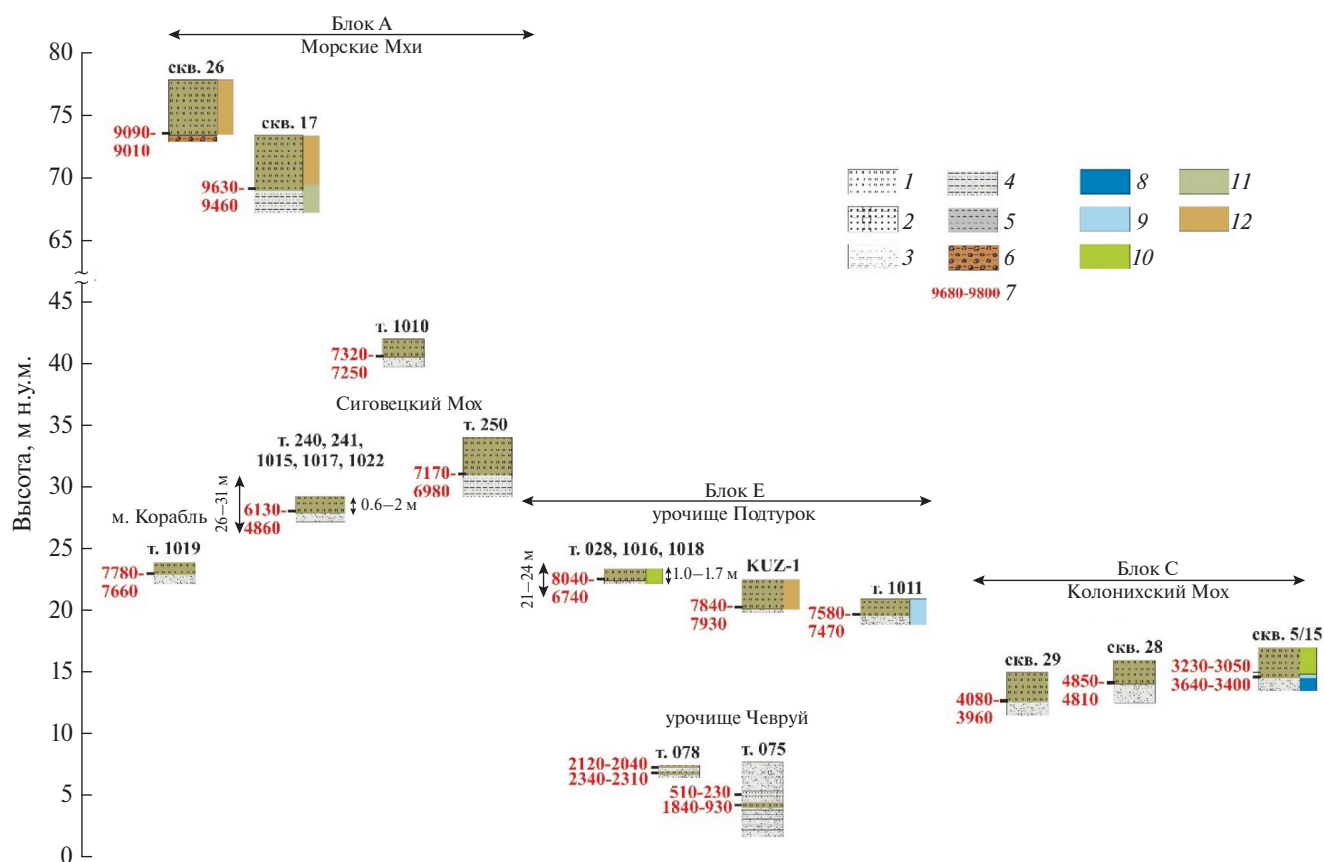


Рис. 5. Обобщенные разрезы голоценовых отложений в пределах блоков А, С и Е на правобережье р. Варзуги.

1 — торф; 2 — песок с фрагментами углей; 3 — песок; 4 — суглинок опесчаненный; 5 — суглинок; 6 — морена; 7 — ^{14}C возраст (кал. л. н.); обстановки накопления осадков по данным диатомового анализа (данная работа): 8 — прибрежно-морские, 9 — переходные от прибрежно-морских к пресноводным, 10 — пресноводные; обстановки накопления осадков по данным анализа ботанического состава торфа по (Елина и др., 2005; Тимирева и др., 2022): 11 — озерные, 12 — болотные. Границы блоков и положение разрезов показаны на рис. 3.

Fig. 5. Integrated sections of the Holocene deposits within the A, C and E blocks on the right bank of the Varzuga River.

Legend: 1 — peat; 2 — sand with charcoal fragments; 3 — sand; 4 — sandy silt; 5 — silt; 6 — till; 7 — ^{14}C age (cal. BP); sedimentary setting according to diatom analysis: 8 — coastal-marine, 9 — transitional from coastal-marine to freshwater, 10 — freshwater; sedimentary setting based upon the plant macrofossil analysis (Elina et al., 2005; Tiimireva et al., 2022): 11 — lacustrine, 12 — palustral. Block edges and location of the sections see on fig. 3.

линии на высотах 54–55 и 50–51 м над у. м. преимущественно абразионно-денудационные, однако на 50–51 м над у. м. встречен также относительно высокий береговой вал (Корсакова, 2022).

На ЮВ фланге Западного блока в зоне сопряжения с Устьевым наиболее высокая береговая линия прослежена по фрагментам уступов на отметках 39–40 м над у. м. Севернее, на повороте в долину р. Варзуги (Долинный блок), к тем же высотам приурочен тыловой шов камовой террасы (рис. 3). В приморской части Восточного блока эта древняя береговая линия отчетливо выражена почти прямолинейным протяженным уступом, который отделяет ледниковые равнины от заболоченных террас с береговыми валами. Береговую линию на высотах 39–40 м над у. м. интерпрети-

руют как верхнюю морскую границу (Hättstrand et al., 2007; Корсакова, 2022).

В пределах Нижневарзугской депрессии, на внутренних берегах эстуария и выше по течению р. Варзуги, береговые линии, выделенные (Кошечкин и др., 1973) по удаленным друг от друга нивелирным профилям, на детальны космических снимках и топографических картах проследить не удалось. Здесь развит холмисто-грядовый рельеф, генезис которого интерпретируют как ледниковый и водно-ледниковый (Hättstrand et al., 2007; Носова, Вашков, 2021; Boyes et al., 2021). В сужениях долины береговые уступы сложены ледниковыми и межледниковыми отложениями средне- и позднеплейстоценового возраста (Lunkka et al., 2018; Korsakova et al., 2019;

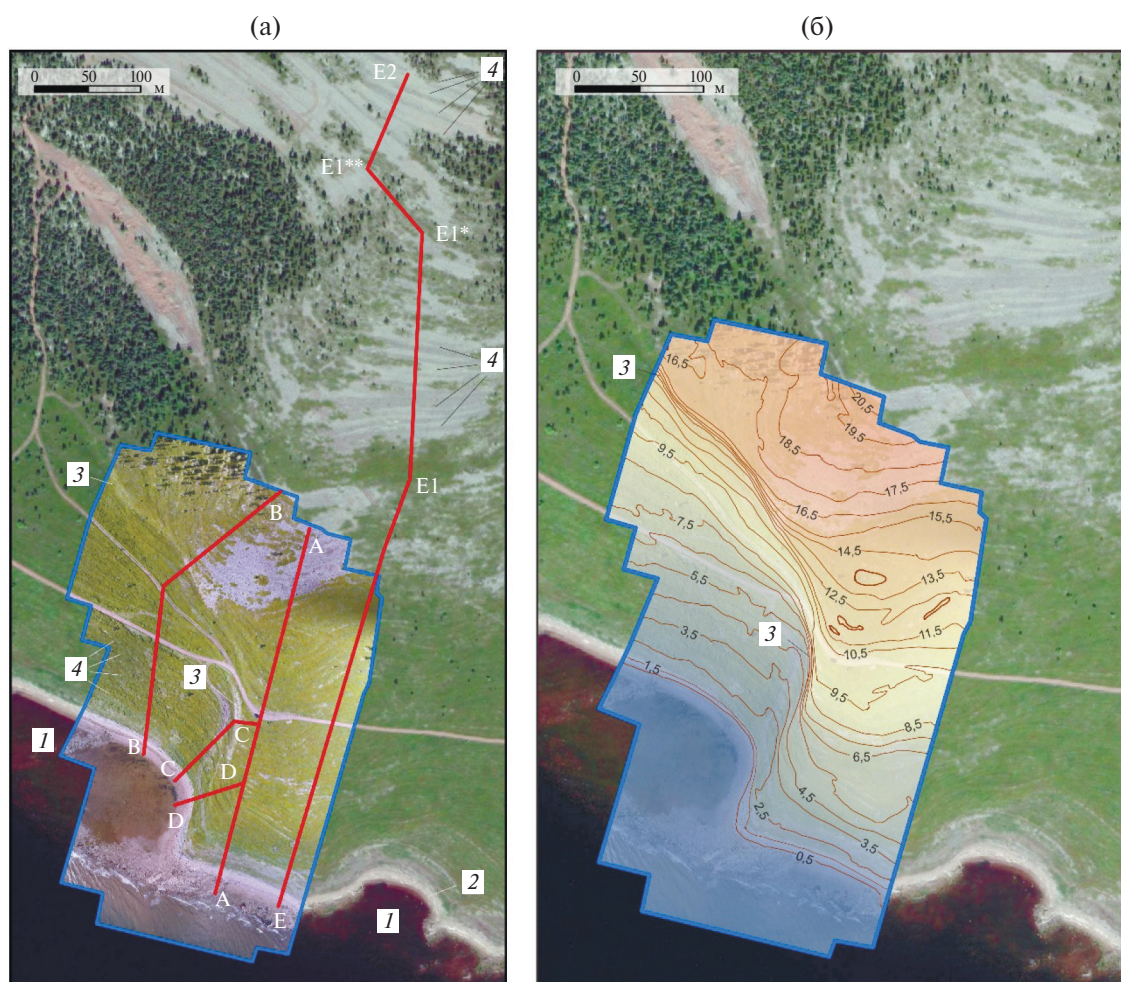


Рис. 6. Побережье в районе мыса Корабль на ОФП (а) и ЦММ (б). Голубым контуром показана граница участка съемки с БПЛА. Красные линии — положение профилей, построенных по ЦММ (А–Д) и данным тригонометрического нивелирования (Е). Цифрами обозначены: 1 — приливная осушка, 2 — пляж, 3 — наиболее крупные абразионные уступы, 4 — береговые валы. Географическая основа — изображение Яндекс-Спутник.

Fig. 6. Image of the relief of the coast in the area of Cape Korabl on Orthophoto mosaic (a) and DEM (b). The blue outline shows the boundary of the UAV survey area. The red lines are the positions of the profiles built according to the DSM (A–D) and trigonometric leveling data (E). The numbers indicate: 1 — tidal littoral, 2 — beach, 3 — the largest abrasion cliffs, 4 — some coastal ridges. Geographic background — image Yandex-Sputnik.

Zaretskaya et al., 2022). Последлениковые отложения представлены эоловыми песками мощностью до 5 м с OSL датой 6.2 ± 0.8 тыс. л. н. (Lunkka et al., 2018).

В расширениях долины, приуроченных к локальным депрессиям и зонам пересечения линейментов, на участке от р. Аренги до руч. Собачьего на космических снимках отчетливо видны флювиогляциальные дельты (40–55 м над у.м.) с характерным грядовым рельефом, выделенные также (Hättestrand et al., 2007; Носова, Вашков, 2021; Boyes et al., 2021). Б.И. Кошечкин описывал эти формы как морские террасы или их останцы (Кошечкин и др., 1973). Дельты сложены разноразмерными песками и гравийно-галечны-

ми отложениями, из которых получены ОСЛ даты (снизу вверх) 20.2 ± 1.4 , 15.0 ± 1 и 13 ± 1.1 тыс. л. н., при этом нижнюю из них считают недостоверной (Lunkka et al., 2018). В устьях р. Серга и руч. Собачьего пески залегают на ленточных и ленточноподобных глинах; по данным диатомового анализа, они накопились в приледниковых бассейнах (Кошечкин и др., 1973).

4.2.2.2. Террасы и террасовидные поверхности на высотах 25–40 м над у. м. Сочетания прибрежно-морского и ледникового рельефа на этих высотах наиболее разнообразны (рис. 3, (б), 4). На приморских флангах Западного и Восточного блоков развиты морские террасы. В районе хребта Корабль террасы с валунно-галечными бере-

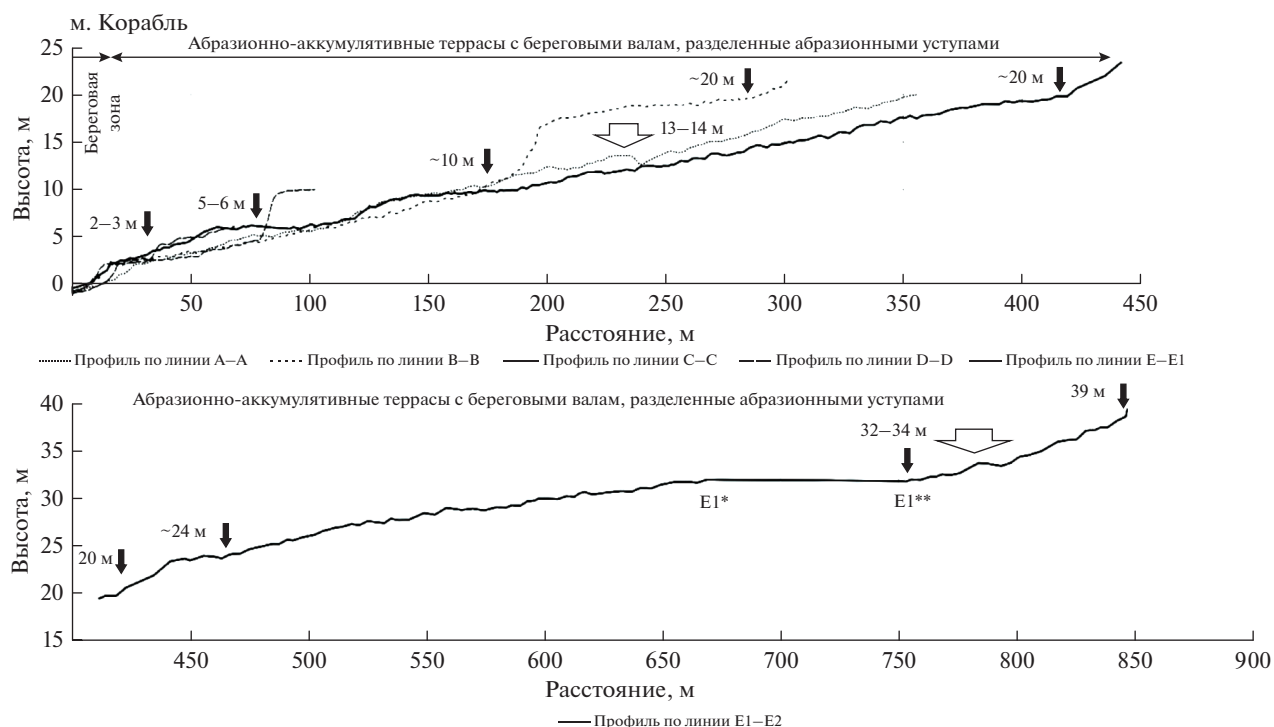


Рис. 7. Поперечные профили побережья в районе мыса Корабль, построенные по ЦММ (А–Д) и данным тригонометрического нивелирования (Е), положение профилей см. на рис. 6. Черными стрелками показаны подножия абразионных уступов и вогнутые перегибы профиля, белыми — крупные береговые валы (цифра — средняя высота, м над у. м.).

Fig. 7. Transverse profiles of the coast in the area of Cape Korabl, built according to DSM (A–D) and trigonometric leveling data (E) (see the position of the profiles in fig. 6). Black arrows show the foot of abrasion cliffs and concave bends of the profile, white arrows show large coastal ridges (digital symbol — average height, m a. s. l.).

говыми валами и абразионными уступами; формы берегового рельефа подчеркивают залегание коренных пород. Морфология и вещественный состав валов почти не изменяются с высотой (профиль по линии E1–E2 на рис. 6, 7). Береговая линия на высотах 32–34 м над у. м. выделена по наличию более крупных береговых валов. На правом берегу р. Варзуги террасы преимущественно аккумулятивные с песчаными береговыми валами, параллельными современному берегу. Террасы заболочены, древние береговые линии выражены менее отчетливо, чем на левобережье Варзуги.

На берегах эстуария преобладает рельеф водно-ледникового происхождения. На левобережье Варзуги (Восточный блок) это комплекс камов и каналов стока (Hättestrand et al., 2007), а на правом берегу (Западный и Прибрежный блоки) — камовые террасы и камы (5 на рис. 4). Они сложены преимущественно мелкозернистыми песками, перевеяны, в понижениях заболочены. На участках, открытых преобладающим ветрам, развиты активные дюны (12 на рис. 4).

На СВ фланге Западного блока камовая терраса полого-холмистая, осложнена грядами (16 на рис. 4), которые образуют систему, похожую на “ромбовидные гряды выполнения ледниковых расселин” (rhomboidal crevasse-fill ridges) (Dowdeswell et al., 2016). Гряды имеют высоту от 1.5 до 7 м, извилистые очертания и крутые склоны. Они сложены средне- и мелкозернистыми пылеватыми песками с редкими прослоями суглинков. Гряды ограничивают заболоченные террасовидные ступени (2–4 на рис. 4). На ЮВ фланге блока поверхности близкой морфологии прослеживаются, иногда сливаясь и расщепляясь, вплоть до скального массива хребта Корабль. Их границы — невысокие, часто прямолинейные уступы — могут иметь структурную природу (рис. 3, (а)).

На восточном фланге блока находится болото Сиговецкий Мох. Под торфом мощностью 0.6–3 м залегают мелкозернистые пески (т. 240, 241, 1100, 1017, 1022), реже сизо-серые суглинки (т. 250). Диатомеи в минеральных горизонтах не обнаружены или представлены пресноводными видами. В центре камовой террасы (т. 1010; 42 м над у. м.)

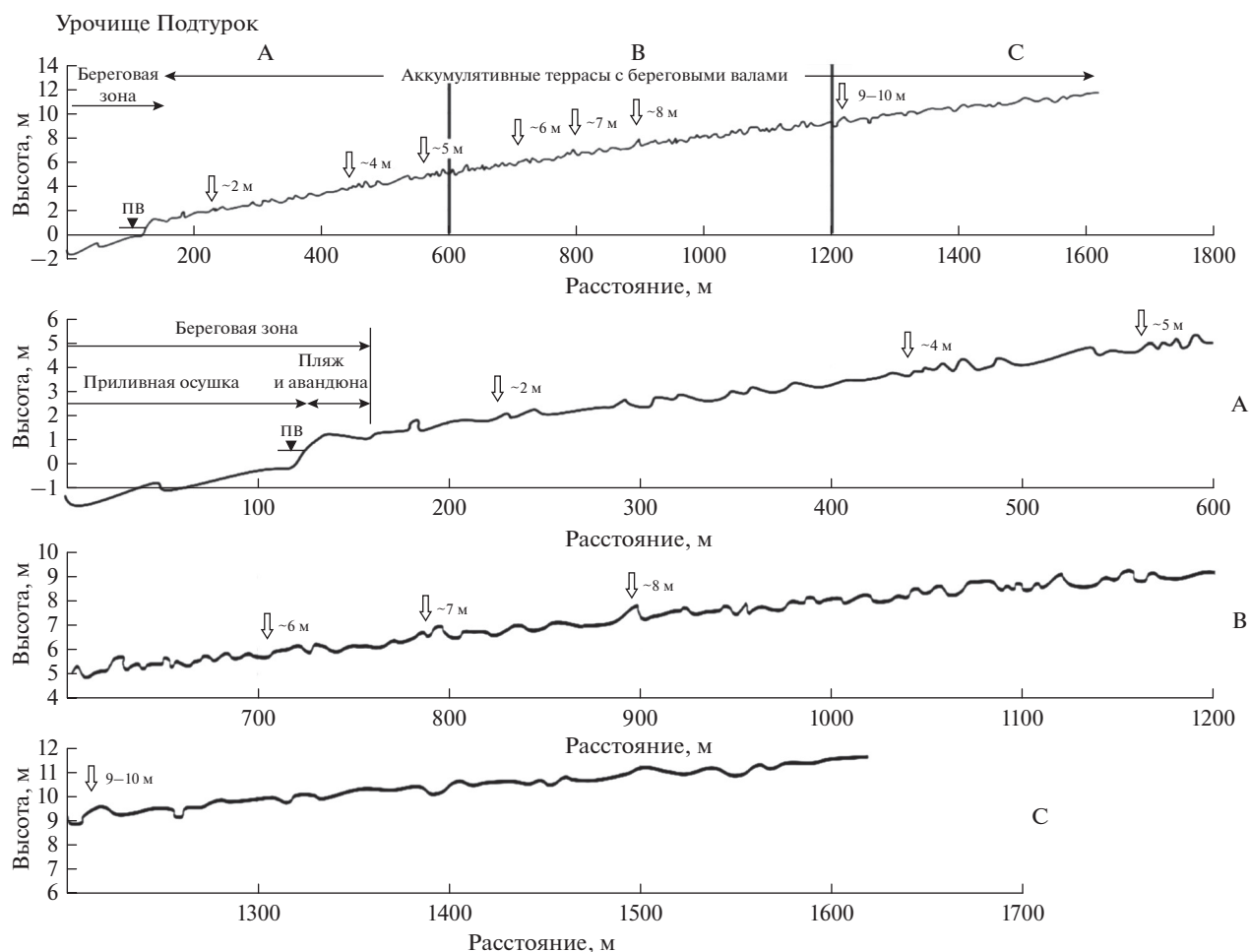


Рис. 8. Поперечный профиль побережья в урочище Подтурок, построенный по данным тригонометрического нивелирования (профиль F на рис. 1, (в)). Белыми стрелками показаны участки изменения высоты береговых валов (цифра — средняя высота, м над у. м.).

Fig. 8. Transverse profile of the coast in the Podturok area, built according to trigonometric leveling data (profile F in fig. 1, (v)). White arrows show areas of change in the height of coastal ridges (figure — average height, m a. s. l.).

торф начал накапливаться ~7.3 тыс. кал. л. н., а на ее окраине и террасовидных ступенях на ЮВ блока (26–31 м над у. м.) — в интервале от ~7.2 до ~4.9 тыс. кал. л. н. (рис. 5, табл. 1). На уступе террасы в подстилающих песках (расчистка KUZ-3 на рис. 4) выявлены кварцевые зерна ледникового и водно-ледникового происхождения со следами эоловой обработки, что указывает на кратковременную активизацию эоловых процессов, предшествовавшую накоплению торфа (Тимирева и др., 2022). Таким образом, СВ фланг Западного блока не был затоплен водами бассейна, который создал береговые валы в юго-восточной прибрежной части блока.

Вверх по течению р. Варзуги камовые террасы и камы сменяются пологонаклонными ступенями с холмисто-грядовым ледниковым и флювиогляциальным рельефом, который окаймляет долину

до устья руч. Мельничного; древние береговые линии не выявлены. В озере Беркут (урез ~25 м, порог стока 26–27 м), расположенном на одной из таких ступеней между флювиогляциальными грядами (рис. 1, (б)), вскрыты пресноводные озёрные отложения с возрастом подошвы ~10.1–9.9 тыс. кал. л. н. (табл. 1). Они залегают на плотном (ледниковом?) субстрате основания котловины (Pyashuk et al., 2005). Таким образом, морские солёные или солоноватые воды в котловину озера не проникали. Выше по течению, в пределах среднего и верхнего сегментов Нижневарзугской депрессии, ступени на высотах 25–40 м узкие, встречаются только в устьях некоторых ручьёв.

От более низкого уровня террасы и террасовидные поверхности на открытом побережье отделены преимущественно абразионной береговой линией. Ее высота на мористом фланге Западного блока

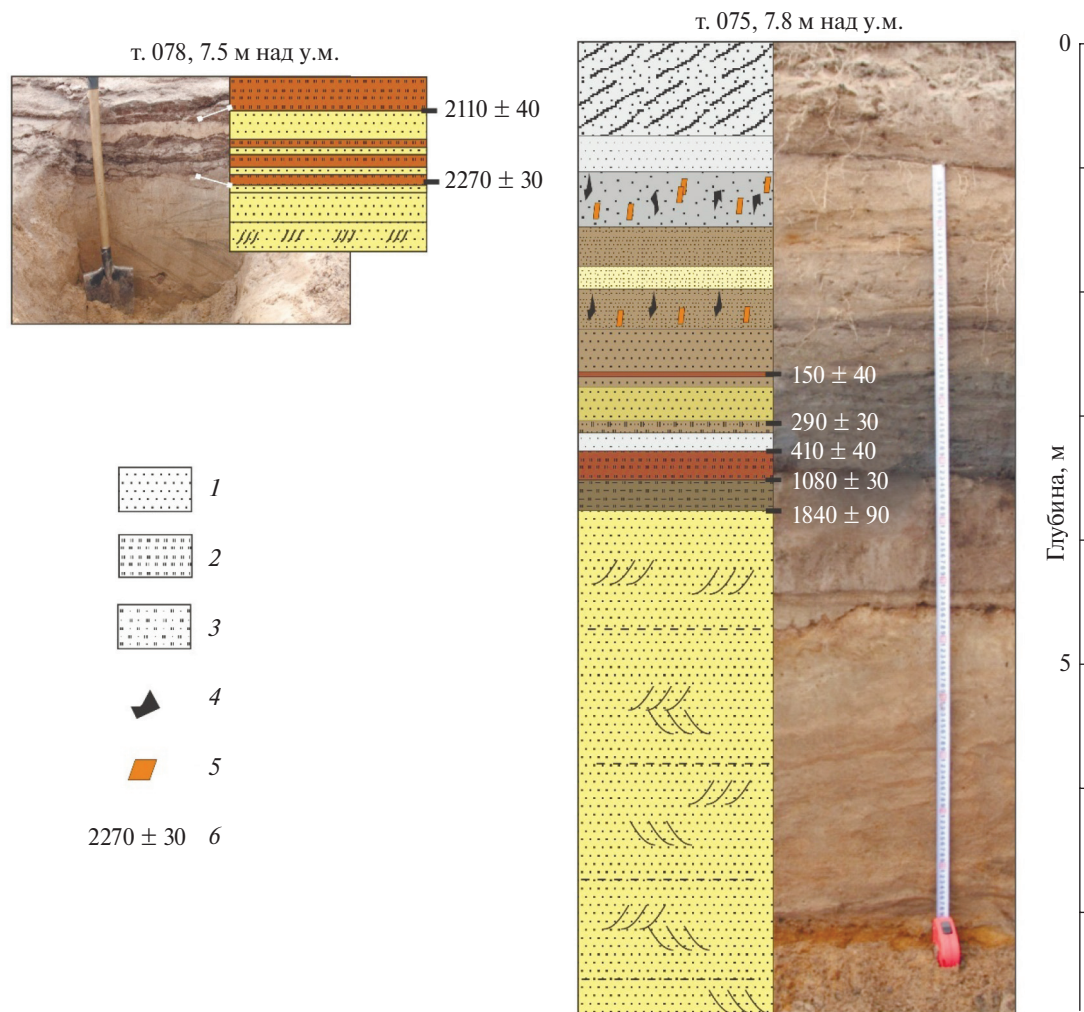


Рис. 9. Разрезы отложений террасы высотой 7–8 м над у. м. в урочище Чевруй.

1 — песок; 2 — торф; 3 — оторфованный песок; 4 — обломки угля; 5 — обломки кирпичей; 6 — место отбора ^{14}C образца и дата. Положение разрезов см. на рис. 1, (в).

Fig. 9. Terrace sediment sections 7–8 m above sea level in the Chevruy area.

Legend: 1 — sand; 2 — peat; 3 — peaty sand; 4 — charcoal fragments; 5 — brickstone shards; 6 — ^{14}C sampling site and date. See the position of the sections in fig. 1, (v).

варьирует в интервале высот 23–25 м (рис. 7), а на контакте Западного и Устьевого блоков — 22–23 м над у. м. (рис. 4). На берегах эстуария береговая линия отчетливая, эрозионная (~22–24 м над у.м.); выше по течению до порога Медведь (рис. 1, (б)) ее фрагменты видны в расширениях долины и в устьях ручьев, где очерчивают контуры палеозаливов.

4.2.2.3. Террасы на высотах менее 25 м. На этом уровне структурно-денудационный и ледниковый рельеф переработан морскими и флювиальными процессами. Различия террас в пределах разных блоков сохраняются. На приморских флангах Западного и Прибрежного блоков, как и на бо-

лее высоких уровнях, развиты пологонаклонные морские террасы с валунно-галечными (Западный блок) и песчаными (Прибрежный блок) береговыми валами. В устьевой области р. Варзуги (Устьевой и Долинный блоки) строение террас изменяется с высотой.

На высотах 20–23 м над у. м. на контакте Устьевого блока с Западным выявлены первые генерации береговых валов приустьевой “косы” (16 на рис. 4). Валы (<0.5 м) ориентированы под углом к берегу, перекрыты торфом. На ЮЗ они примыкают к абразионному уступу с подножием на высоте ~23 м над у. м., а на СВ — к склону кама (6 на рис. 4).

Между абразионным уступом и наиболее древними валами образовалось понижение (7 на рис. 4), заболачивание которого, судя по возрасту подошвы торфа, происходило с ~8.0–6.7 тыс. кал. л. н. (рис. 4, 5, табл. 1). Вблизи подножия абразионного уступа (скв. KUZ-1) подошва торфа с возрастом 7.9–7.8 тыс. кал. л. н. накапливалась, судя по составу, в зарастающем пресноводном водоеме, а подстилающие торф пески испытали кратковременную эоловую переработку (Тимирева и др., 2022).

По данным выполненного нами диатомового анализа, в центре понижения (т. 1011; 21 м над у.м.) условия были иными. Торф и опесчаненный торф возрастом 7.6–7.4 тыс. кал. л. н., залегающие на мелкозернистых песках, содержат сходные по составу диатомовые ассоциации. Доминируют *Nitzschia scalaris* и виды родов *Pinnularia*, *Eunotia* и *Stauroneis*. За исключением *N. scalaris* все виды типично пресноводные, в солоноватых водах не встречаются. *N. scalaris* считается пресноводно-солоноватоводным или солоноватоводным видом (Определитель..., 1951; Krammer, Lange-Bertalot, 1988; Witkowski et al., 2000; Баринова и др., 2006). В прибрежных районах *N. scalaris* также может достигать обилия в пресных богатых минералами и питательными веществами внутренних водах (Eronen, 1974; Germain, 1981). В прибрежных отложениях на территории Бельгии (Denys, 1985) *N. scalaris* отмечалась в узком прослое между двумя толщами морских отложений вместе с пресноводными видами, интерпретируемом как отложения очень мелкой заболоченной лагуны или бассейна с почти пресной водой, в который лишь изредка попадала соленая вода. Для водоемов Финляндии (Hyyvärinen, 1984) было показано, что развитие *N. scalaris* наблюдается на финальной стадии изоляции водоема позже пика большинства прибрежно-морских солоноватоводных и пресноводно-солоноватоводных видов и продолжается некоторое время после изоляции наряду с типично пресноводными видами. Таким образом, нижние горизонты торфа накапливались, по-видимому, в пресноводном постизоляционном бассейне, возможно с эпизодическими вбросами соленой воды. То есть 7.6–7.4 тыс. кал. л. н. лагуна находилась выше уровня заплеска средних штормов.

Ближний возраст — 7.8–7.7 тыс. кал. л. н. — имеет подошва торфа в понижении между валуно-галечными береговыми валами в прибрежной части Западного блока (т. 1019, 24 м над у. м.).

В эстуарии р. Варзуги и выше по течению реки терраса, представленная узкими заболоченными фрагментами, преимущественно цокольная. Древняя береговая линия на высотах 19–20 м, отделяющая террасу от расположенных ниже, на открытом побережье и на входе в эстуарий — абразионно-аккумулятивная, а выше по течению — эрозионная.

Терраса на высотах 15 (14–16)–20 м на приустьевой “косе” отличается от расположенных выше и ниже большими размерами и эоловой переработкой (рис. 3, (б), 4). Ее наиболее сухие и переветренные участки (8 на рис. 4) вероятно представляют собой измененные в береговой зоне камы. От тылового шва к бровке террасы береговые валы (до 0.5 м) плавно разворачиваются параллельно современному берегу. Бровка террасы подчеркнута более высокими (до 1.5 м) переветренными валами или авантюнами (14–15 м над у.м.). Близкую высоту — от 16 до 20 м над у. м. — имеет терраса в районе м. Корабль (рис. 6, 7).

На левобережье р. Варзуги в ее нижнем течении развиты широкие (до 1 км), плоские, заболоченные террасы (16–20 м над у. м.) (рис. 3, (б)). На траверсе болота Колонихский Мох горизонтально слоистые пески чехла террасы (подошва — ~11 м над у.м.) с размывом залегают на цоколе из песков и плотных коричневых глин, содержащих пресноводные диатомеи. По данным палинологического анализа отложения, слагающие чехол террасы, отнесены к рубежу атлантического и суббореального времени голоцена, а ее цоколя — к пребореалу (Кошечкин и др., 1973). Выше по течению терраса протягивается узкой (0.1–0.4 км) прерывистой полосой до устья руч. Мельничного, где имеет относительную высоту 8–9 м. В расширениях долины на поверхности террасы видны следы русловых деформаций.

На высотах менее 14–16 м над у.м. на приустьевой “косе” обособляются слабо переветренные береговые валы урочища Подтурок и эоловые ландшафты Кузоменских песков (урочище Чевруй) (рис. 1, (б), 3, (б)). В урочище Подтурок высоты древних береговых линий, выделенных по незначительным изменениям морфологии валов (~2, 5, 7, 9–10 м над у. м.) (рис. 8), близки высотам береговых линий, отчетливо выраженных в районе м. Корабль (2–3, 5–6, ~10 м над у.м.) (рис. 6, 7). В урочище Чевруй формы берегового рельефа разрушены эоловыми процессами (рис. 9). Особенности строения поверхностей эолового выравнивания позволяют выделить три

уровня: ниже 5 м, 5–7 и 7–8(9) м над у. м. (Репкина и др., 2022).

Верхняя граница современной береговой зоны расположена на высотах ~2 м на абразионных (рис. 7) и ~1.5 м над у. м. на аккумулятивных (рис. 8) берегах. Следы заплесков штормов редкой повторяемости наблюдаются до 2.5–3 м над у.м.

Аллювиально-морские и аллювиальные террасы приустьевой области реки близки по высоте террасам открытого побережья. В эстуарии значительную (до 0.8 км) ширину имеет терраса на высотах 10–16 м над у. м. (рис. 3, (б), 4). Она отделена от расположенных выше поверхностей крутым эрозионным уступом, что позволяет говорить об активизации речной эрозии, предшествовавшей накоплению аллювиально-морских отложений. Узкие сегменты террасы прослеживаются до сужения долины между Морским порогом и устьем руч. Собачьего. На высотах менее 10 м над у. м. развиты надпойменные террасы (относительная высота 6–8 м), высокая (2–3.5 м) и низкая (0.8–1.5 м) поймы (Крыленко и др., 2018).

Установлен возраст двух верхних террас. На правом берегу р. Варзуги (болото Колонихский Мох²), вблизи тылового шва террасы высотой 10–16 м над у. м. (скв. 28, 29, 5/15), пески с прибрежно-морским комплексом диатомей (Агафонова и др., 2020) перекрыты торфом мощностью до 2.6 м. Низинный торф подошвы залежи начал накапливаться на высотах 12.5–14.5 м над у.м. в интервале 4.9–3.5 тыс. кал. л. н. (рис. 5, табл. 1). Условия, переходные от прибрежно-морских к пресноводным, существовали на высотах 14.5–14.8 м над у.м. в интервале 3.6–3.4 тыс. кал.л.н. и сменились пресноводными не позже 3.2–3.1 тыс. кал.л.н. (Агафонова и др., 2020). На правобережье р. Кицы под преимущественно мелкозернистыми песками чехла террасы (подошва ~7.5 м над у.м.) вскрыты тонкозернистые пески и супеси с единичными морскими диатомеями. По данным палинологического анализа чехол террасы формировался в позднем голоцене, а ее цоколь — в пребореале (Кошечкин и др., 1973).

В уступе террасы высотой 7–8 м над у. м. на севере урочища Чевруй обнажаются разнозернистые пески с изменчивой слоистостью и тонкими прослоями алевроитов и глин, их считают морскими или дельтовыми (Романенко и др., 2021). Пес-

ки залегают на цоколе из сизовато-серых глин, которые иногда выходят в основании береговых уступов (0–1 м над у. м.) и образуют водоупорный горизонт в колодцах с. Кузомень (Крыленко и др., 2018). Верхняя часть разреза террасы — золотые пески с прослоями торфа и антропогенными включениями (рис. 9). Судя по датам из прослов торфа, терраса была осушена ранее ~2.3 тыс. кал. л. н., после чего началось ее переувлажнение.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

5.1. Морфотектоника

Простираются крупнейшие (ЗСЗ) и локальных (ЗСЗ, СЗ и СВ) линейно-амбизональных зон, выделенных в районе устья р. Варзуги, в целом соответствуют морфолинеamentному полю, характерному для Кольского полуострова (Шварев, 2022), и отражают особенности геолого-тектонического строения региона (Селивановская, Врачинская, 1976; Геодинамическая..., 1991; Геологическая..., 2001; Карта дочетвертичных..., 2001; Тектоническая..., 2012). Анализ поля высот и ареалов распространения четвертичных отложений подтверждает предположение (Невесский и др., 1977; Авенариус, 2004) об обособленных вертикальных движениях морфоструктурных блоков в послеледниковое время. Детальный морфотектонический анализ позволил существенно уточнить морфоструктурный план зоны сопряжения суши и шельфа, установленный ранее только в общих чертах (Невесский и др., 1977; Кошечкин, 1979; Авенариус, 2004), и впервые выделить наложенную Нижневаружскую депрессию, унаследованную долиной р. Варзуга в нижнем и среднем течении.

5.2. Морфодинамика береговой зоны и изменение ОУМ

На основе детального анализа строения древних береговых линий на побережье и в долине реки, литостратиграфии более 30 разрезов голоценовых и позднеледниковых отложений (рис. 1 Б, В) и 35 радиоуглеродных дат (табл. 1) впервые для района устья р. Варзуги составлена кривая изменения ОУМ (рис. 10) и реконструирована история развития береговой зоны (рис. 11).

Мы выделили три основных этапа развития берегов, которые в целом соответствуют этапам изменения ОУМ на северо-западе региона (Baranskaya et al., 2018; Корсакова, 2022).

² Г.А. Елина с соавторами (2005) называют его Кузоменским Мхом.

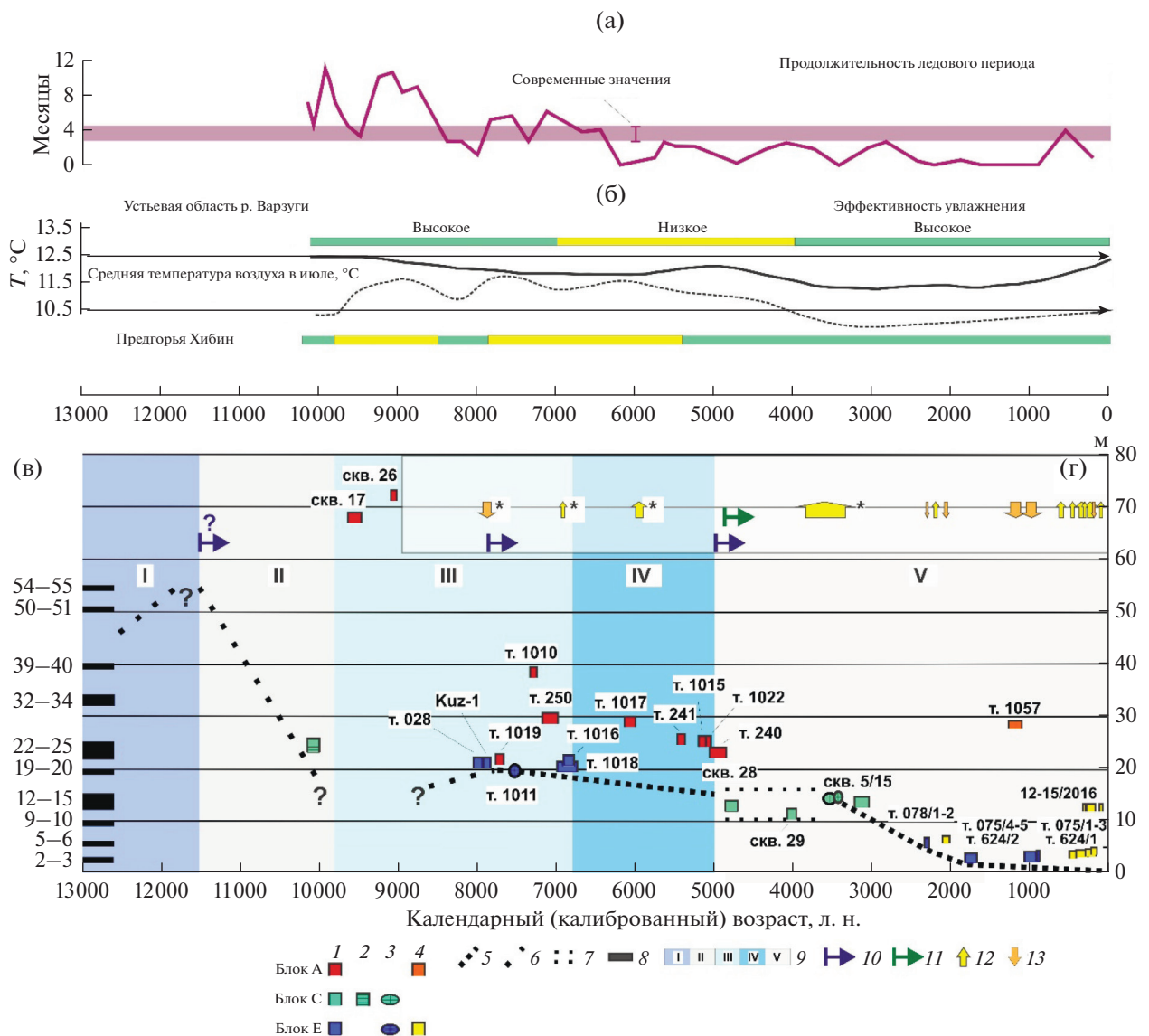


Рис. 10. Климатические условия (а–б), изменение относительного уровня моря (в) и прибрежных рельефообразующих процессов (г) в устьевой области р. Варзуги в позднеледниковье и голоцене.

(а) — Продолжительность ледового периода на акватории (месяцы) (Новичкова, 2008).

(б) — Изменение средней температуры воздуха в июле (°C) и эффективного увлажнения по данным анализа комплексов хирономид из донных отложений бессточных озер: 1 — в районе устья р. Варзуги (Ilyashuk et al., 2005), 2 — в предгорьях Хибин (Ильяшук и др., 2007). Современные значения температуры отмечены черными стрелками. Эффективное увлажнение показано цветными линиями: зеленой — высокое, желтой — низкое.

(в) — Индикаторы положения ОУМ. Даты из отложений, накопившихся: 1–2 — выше среднего уровня моря (1 — торф, 2 — гиттия), 3 — в интервале приливных колебаний или в постизоляционных бассейнах с эпизодическими заплесками соленой воды (торф); 4 — индикаторы активности прибрежных эоловых процессов (опесчаненный торф) (цифра — номер разреза/образца). Цвет значков (1–4) показывает положение образцов в пределах морфоструктурных блоков (А, С, Е). Кривая изменения ОУМ: 5 — подтвержденная датированием отложений, 6 — предполагаемая; 7 — предполагаемый интервал колебаний ОУМ; 8 — положение древних береговых линий по данным инструментальных измерений и полевых наблюдений, цифра — высота над у. м.; 9 — этапы изменения ОУМ (Корсакова, 2022): I — позднеледниковая трансгрессия; II — раннеголоценовая регрессия; среднеголоценовая трансгрессия: III — начало, IV — завершение; V — позднеголоценовая регрессия.

(г) — Ритмы прибрежных рельефообразующих процессов. Активизация: 10 — аккумулятивных береговых процессов, 11 — аллювиально-морской аккумуляции в эстуариях рек, 12 — эоловых процессов; затухание: 13 — эоловых процессов. Знаком (*) отмечены данные (Тимирева и др., 2022).

*5.2.1. Позднеледниковая трансгрессия
(13–11.5 тыс. кал. л. н.) и раннеголоценовая
регрессия (11.5–9.8 тыс. кал. л. н.)*

На основании данных о строении рельефа побережья и даты из подошвы озерных отложений в котловине оз. Беркут (Ilyashuk et al., 2005) формирование рельефа на высотах более 25 м над у. м. сопоставлено со временем дегляциации, которая сопровождалась повышением, а затем понижением ОУМ (Корсакова, 2022).

В бассейне р. Варзуги, как и в других районах Кольского п-ова, дегляциация была фронтально-ареальной (Korsakova, 2019; Корсакова, 2022). В центре полуострова, вблизи истоков реки, она в основном завершилась к ~13 тыс. кал. л. н. (Krikunova et al., 2022). На юге бассейна время таяния льда маркируют даты из флювиогляциальных отложений в котловине оз. Бабозеро (15–14 тыс. кал. л. н.) (Kremenetski, Patyk-Kara, 1997) и в устье ручья Собачьего (15–12 тыс. кал. л. н.) (Lunkka et al., 2018). В котловинах озер отдельные массивы льда сохранялись до 12–9.8 тыс. кал. л. н. (Kremenetski, Patyk-Kara, 1997; Ilyashuk et al., 2005).

К началу дегляциации массивы льда перекрывали, вероятно, все побережье (рис. 11, (а)). При этом различия высот морфоструктурных блоков не были полностью сглажены давлением ледника. Нижневаружгская депрессия была одним из крупных каналов стока (Hättstrand et al., 2007; Korsakova, 2019; Boyes et al., 2021) и областью водно-ледниковой аккумуляции. Ранее ~15 тыс. кал. л. н. в пределах отстающих в поднятии блоков (к ним приурочены расширения долины р. Варзуги) и на пересечении крупных разрывных нарушений (их маркируют устья при-

токов), образовались локальные приледниковые или подледниковые озера с ленточными или ленточноподобными глинами (Кошечкин и др., 1973; Lunkka et al., 2018), а позднее (15–12 тыс. кал. л. н.) — флювиогляциальные дельты (Lunkka et al., 2018; Korsakova, 2019). На прибрежном шельфе между моренными грядами накапливались мощные толщи тонких ледниково-морских осадков (Эйхгорн и др., 1976; Невесский и др., 1977). Отсутствие конусов выноса косвенно подтверждает, что отложения флювиогляциальных потоков осаждались преимущественно в пределах депрессии и на ее бортах (рис. 11, (а)).

На мористом фланге Западного блока верхняя морская граница фиксируется по положению наиболее высокой береговой линии на высотах 54–55 м, а Восточного — 39–40 м над у. м. Таким образом, к началу активизации береговых процессов первый был открыт воздействию волн, тогда как второй находился ниже уровня моря и/или был блокирован мертвым льдом.

Начало действия береговых процессов и образование береговой линии на высотах 54–55 м может быть сопоставлено с потеплением рубежа позднеледниковья и голоцена (Елина и др., 2000). К этому времени позднеледниковая трансгрессия достигла максимума (12–11.5 тыс. кал. л. н.) (Creel et al., 2022). Это был опресненный, холодноводный (Полякова и др., 2014; Рыбалко и др., 2017), приливный (Соболев, 2008) морской водоем, большую часть года покрытый льдом (Новичкова, 2008). Формировались преимущественно абразионно-денудационные берега (рис. 11, (а)). Плохая окатанность обломков, слагающих пляжи и штормовые валы, указывает на слабое и/или непродолжительное воздействие волн, резкий дефицит песчаных наносов и значительную роль физического выветривания.

Fig. 10. Climatic conditions (a–b), changes in the relative sea level (b) and coastal relief-forming processes (r) in the estuarine area of the Varzuga River in the Late Glacial and Holocene.

(a) — The duration of the ice period in the sea (months) (Novichkova, 2008).

(b) — Changes in the average air temperature in July (°C) and effective Humidity in the Varzuga River area according to the analysis of the bottom sediments of the Lake Berkut, see fig. 1, (b) (Ilyashuk et al., 2005). Modern temperature values are marked with black arrows. The dynamics of effective humidification is shown by colored lines: green — high, yellow — low.

(b) — RSL position indicators. *Dates from sediments accumulated:* 1–2 — above mean sea level (1 — peat, 2 — gyttia); 3 — in the interval of tidal fluctuations or in post-isolation basins with occasional splashes of salt water (peat); 4 — indicators of the activity of coastal eolian processes (sandy peat) (number — section/sample). The color of the icons (1–4) shows the position of the samples within the morphostructural blocks (A, C, E). *RSL change curve:* 5 — confirmed by dating of deposits, 6 — estimated; 7 — estimated interval of RSL fluctuations; 8 — the position of the ancient coastlines according to the data of instrumental measurements and field observations, digital number — the height above sea level; 9 — stages of RSL change according to (Korsakova, 2022): I — Late Glacial transgression; II — glacioisostatic regression; Middle Holocene transgression: III — beginning, IV — end; V — Late Holocene regression.

(r) — Rhythms of coastal relief-forming processes. *Activation of:* 10 — accumulative coastal processes, 11 — alluvial-marine accumulation in river estuaries, 12 — aeolian processes; subsidence: 13 — aeolian processes. The sign (*) indicates data (Timireva et al., 2022).

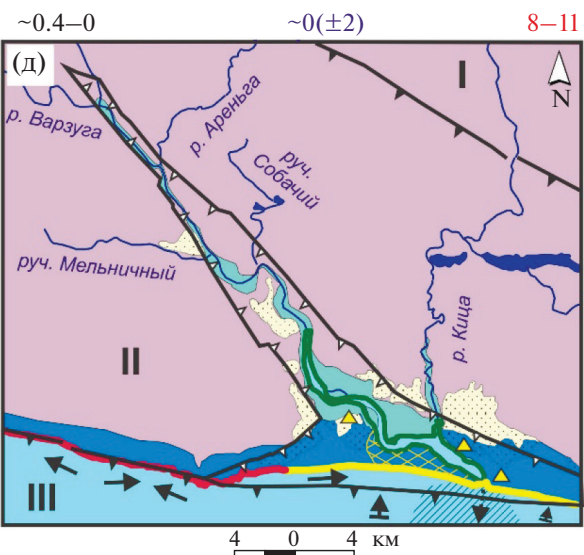
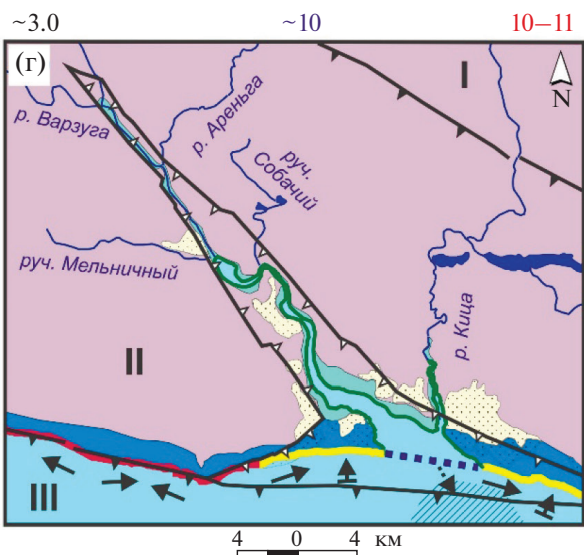
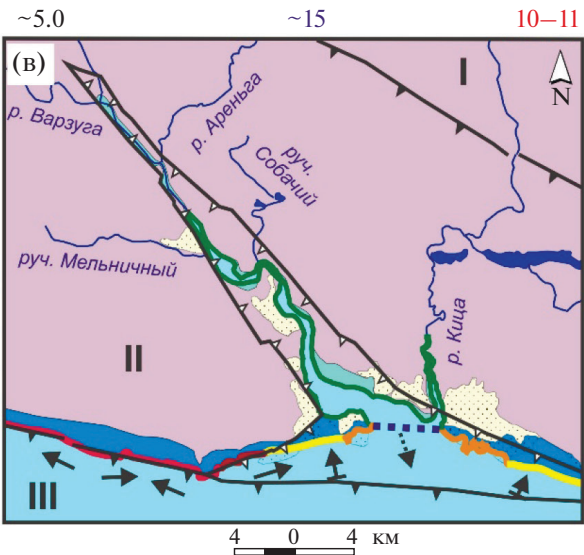
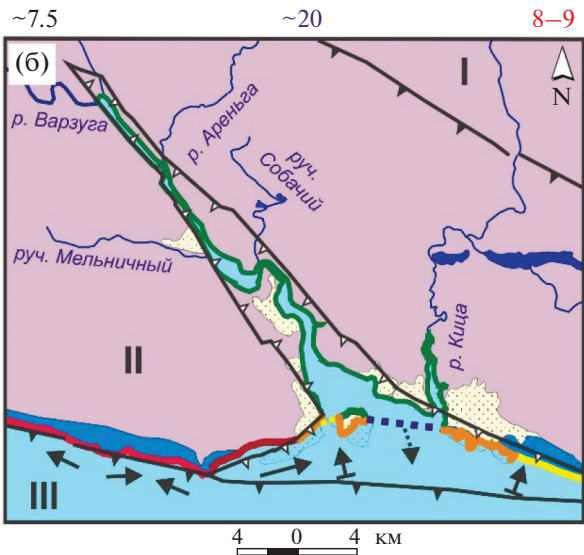
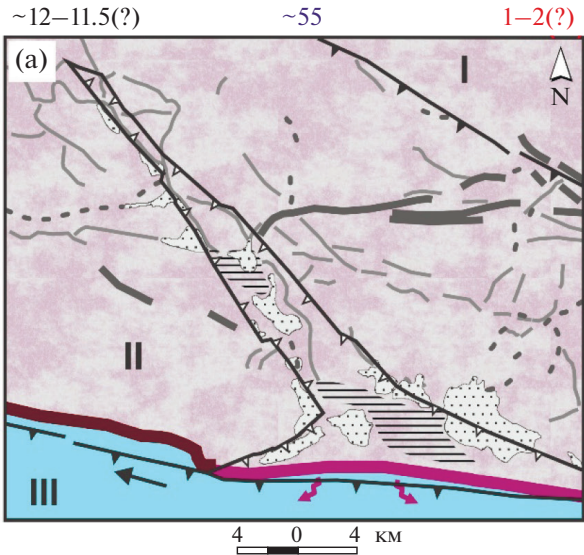


Рис. 11. Принципиальная схема развития берега в устье р. Варзуги в позднеледниковые и голоцене: (а) — максимум позднеледниковой трансгрессии, (б–в) — среднеголоценовая трансгрессия, (г) — позднеголоценовая регрессия, (д) — современные условия (черная цифра — временной срез, тыс. кал. л. н.; синяя — положение уровня моря, м (Балтийская система высот); красная — продолжительность безледного периода, месяцы (Новичкова, 2008; Полякова и др., 2014; Новичкова, Полякова, 2008).

Генетические типы берегов (1–8): 1 — ледяные, созданные термическим и механическим воздействием водных масс, 2 — преимущественно абразионно-денудационные, выработанные в терригенных породах процессами физического выветривания и ослабленного воздействия волн, 3–6 — созданные волновыми процессами (3 — преимущественно абразионные, выработанные в терригенных породах и валунных суглинках, 4 — абразионно-аккумулятивные, с клифами, выработанными в терригенных породах, и валунно-галечными пляжами, 5 — абразионно-аккумулятивные, с уступами размыва, выработанными в песчаных водно-ледниковых отложениях, и песчаными пляжами, 6 — аккумулятивные, с песчаными пляжами и авантюнами), 7 — преимущественно эрозионно-аккумулятивные, созданные стоковыми и приливными течениями, в расширениях при участии волн, 8 — отдельные береговые валы. **Элементы литодинамики (9–12).** Направление потоков наносов: 9 — вдольбереговых, 10 — поперечных; 11 — стоковое течение р. Варзуги; 12 — поступление наносов от таяния льда. **Типы рельефа и геоморфологические ландшафты (13–16):** 13 — районы распространения мертвого льда (ареальной дегляциации); 14 — ледниковые и водно-ледниковые равнины и террасовидные поверхности без признаков переработки волновыми процессами; 15 — морские террасы; 16 — аллювиально-морские террасы. **Формы и комплексы форм рельефа (17–27).** Позднеплейстоценовые, ледниковые и водно-ледниковые (по Hättestrand et al., 2007; Boyes et al., 2021; Корсакова, 2022, с изменениями): 17 — моренные гряды, 18 — озы, 19 — каналы стока, 20 — ареалы распространения форм водно-ледникового рельефа; 21 — возможное положение приледниковых и/или подледниковых бассейнов по данным анализа разрезов (Кошечкин и др., 1973; Lunkka et al., 2018; Korsakova et al., 2019; Zaretskaya et al., 2022). **Сформированные или измененные в голоцене. Формы водно-ледникового рельефа, измененные прибрежно-морскими процессами:** 22 — перевейные, 23 — затопленные, 24 — затопленные, а затем перевейные; 25 — комплекс аккумулятивных и дефляционных эоловых форм (Кузоменские пески); 26 — активные дюны; 27 — приустьевой конус выноса р. Варзуги (по Эйхгорну и др., 1976; Невесскому и др., 1977). **Элементы морфоструктуры (28–30).** Границы: 28 — региональных морфотектонических блоков (I — Бабозерская ступень, II — Приморская ступень, III — Беломорская ступень), 29 — Нижневарзугской депрессии. **Прочие обозначения:** 30 — возможное положение границы эстуария р. Варзуги (фрагменты (б–г)).

Fig. 11. Schematic diagram of the coastal development of the Varzuga River mouth in the Late Glacial and Holocene: (a) — Late Glacial transgression maximum, (b–v) — Middle Holocene transgression, (r) — Late Holocene regression, (d) — modern conditions (black number — time slice, cal. ka BP; blue — sea level position, m (Baltic system); red — duration of the ice-free period, months (Novichkova, 2008; Polyakova et al., 2014; Novichkova, Polyakova, 2008).

Genetic types of coasts (1–8): 1 — icy, created by thermal and mechanical action of water masses, 2 — predominantly abrasional-denudational created in terrigenous rocks by processes of physical weathering and weakened impact of waves, 3–6 — created by wave processes (3 — mainly abrasion, worked out in terrigenous rocks and boulder loams, 4 — abrasion-accumulative, with cliffs carved in terrigenous rocks and boulder-pebble beaches, 5 — abrasion-accumulative, with erosion scarps, worked out in sandy glaciofluvial deposits, and sandy beaches, 6 — accumulative, with sandy beaches and foredunes), 7 — predominantly erosive-accumulative, created by runoff and tidal currents, in larger areas — with the participation of waves, 8 — separate beach ridges. **Elements of lithodynamics (9–12).** Direction of sediment flows: 9 — alongshore, 10 — transverse; 11 — runoff flow of the Varzuga River, 12 — sediment flow from the melting ice. **Relief types and geomorphological landscapes (13–16):** 13 — areas of dead ice distribution (areal deglaciation), 14 — glacial and glaciofluvial plains and terraced surfaces without signs of wave processing, 15 — marine terraces, 16 — alluvial-marine terraces. **Landforms and landscapes (17–27).** Late Pleistocene, glacial and glaciofluvial (according to Hättestrand et al., 2007; Boyes et al., 2021; Korsakova, 2022, with changes): 17 — moraine ridges, 18 — lakes, 19 — runoff channels, 20 — areas of glaciofluvial forms' distribution; 21 — possible position of periglacial and/or subglacial basins according to the analysis of sections (Koshechkin et al., 1973; Lunkka et al., 2018; Korsakova et al., 2019; Zaretskaya et al., 2022). **Formed or changed in the Holocene. Glaciofluvial landforms modified by coastal-marine processes:** 22 — wind-blown, 23 — flooded, 24 — flooded, and then winnowed; 25 — a complex of accumulative and deflationary aeolian forms (Kuzomensky sands); 26 — active dunes; 27 — estuary fan of the Varzuga River (according to Eichgorn et al., 1976; Nevessky et al., 1977). **Elements of morphostructure (28–30).** Boundaries: 28 — regional morphotectonic blocks (I — Babozero step, II — Primorsky step, III — White Sea step), 29 — Nizhnevarzugskaya depression. **Other symbols:** 30 — possible position of the border of the Varzuga River estuary (fragments (b–r)).

Береговые линии последующих (39–40 — 22–25 м над у.м.) генераций образовались в условиях быстрого гляциоизостатического понижения ОУМ, увеличения продолжительности безледного периода (Новичкова, 2008) и летних температур воздуха (Ilyashuk et al., 2005) до современных значений (рис. 10, (а, б)). На скалистых берегах Западного блока изменения климатических и гидродинамических условий нашли отражение

в улучшении окатанности обломков и появлении в составе наносов песка. В периоды кратковременной стабилизации ОУМ или увеличения волновой активности формировались более высокие береговые валы (рис. 7). В пределах Восточного блока, где основным источником питания был, по-видимому, размыв камов (рис. 11, (а)), береговые валы были песчаными; их морфология и состав с высотой изменялись мало.

Береговая линия 22–25 м над у. м. прослеживается не только на открытом побережье, но и в долине р. Варзуги, что может свидетельствовать о затоплении Нижневарзугской депрессии водами Белого моря. Время этого события радиоизотопными методами пока не установлено. Б.И. Кошечкин сопоставляет фрагменты береговой линии 22–25 м над у. м. со среднеголоценовым бассейном (Кошечкин и др., 1973; Кошечкин, 1979). Однако данные о возрасте и условиях накопления отложений на детально изученном участке сочленения блоков “А”, “С” и “Е” (рис. 4, 5, 10) показывают, что 8–5 тыс. кал. л. н. береговая линия находилась ниже (см. 5.2.2).

Данных для реконструкции положения ОУМ во время раннеголоценовой регрессии недостаточно. Признаком понижения уровня ниже современного может служить размыв кровли позднелепестовых ледниково-морских и отсутствие в разрезе раннеголоценовых морских осадков, зафиксированных на прибрежном мелководье на глубинах до ~20 м (Эйхгорн и др., 1976) или ~40 м (Невеский и др., 1977). В условиях регионального потепления и относительно влажного климата (Kremenetski et al., 1997; Елина и др., 2000; Sapelko, 2017), что отмечено, в том числе, в бассейне р. Варзуги (Ilyashuk et al., 2005; Ильяшук и др., 2007), водность реки могла быть значительной. Однако на прибрежном шельфе русло реки не выявлено (Эйхгорн и др., 1976; Невеский и др., 1977).

5.2.2. Среднеголоценовая трансгрессия Талес (8.0–5 тыс. кал. л. н.). ОУМ достигал отметок ~20 м над у. м. в интервале (7.8–7.6 тыс. кал. л. н.), а затем медленно понижался до 15–16 м над у. м. (~7.6 — ранее ~4.9 тыс. кал. л. н.) (рис. 10). Вслед за изменением ОУМ вершина эстуария смещалась от порога Медведь вниз по течению реки (рис. 11, (б, в)). Во внешней части эстуария, приуроченной к нижнему сегменту Нижневарзугской депрессии, образовался широкий, открытый и, по-видимому, мелководный залив. Конфигурация берега способствовала заполнению залива наносами.

Из-за возросшей продолжительности безледного периода на побережье Белого моря 8.5–8.0 тыс. кал. л. н. активизировались береговые процессы (Репкина и др., 2017, 2019, 2020; Kublitskiy et al., 2023). В устье р. Варзуги они трансформировали формы водно-ледникового рельефа (рис. 11, (б, в)), которые были важным, а возможно, основным источником питания береговой

зоны песками, а также ядрами аккумуляции наносов. В максимум трансгрессии на правобережье р. Варзуги, в зоне сочленения блоков “А”, “С” и “Е”, образовались верхние генерации песчаных береговых валов, примыкающих к склонам камов (рис. 4). Судя по конфигурациям форм берегового рельефа, преобладали поперечные потоки наносов, а направления преобладающих ветров и волн были сходны с современными.

На аккумулятивных песчаных берегах действовали эоловые процессы. Терраса на высотах 15–20 м с наиболее крупными береговыми и эоловыми формами образовалась в условиях медленного понижения ОУМ и, вероятно, высокой гидродинамической активности, которая была отмечена в этот период и для других районов Белого моря (Невеский и др., 1977; Зарецкая, 2018; Репкина и др., 2020). Увеличение поступления эоловых песков в болото Кузоменский Мох ~6.9 и 6.0–5.9 тыс. кал. л. н. (Тимирева и др., 2022), вероятно, могло быть не только следствием пожаров, но также признаком усиления ветра. К концу трансгрессии на правобережье р. Варзуги аккумулятивная терраса, примкнувшая к склонам камов, имела протяженность ~6 км при ширине до 2 км.

Берега приморской части эстуария, защищенные от волн открытой акватории, как и в настоящее время, формировались под действием течений (стокового и приливного) и коротких волн, а выше — в сужениях среднего и верхнего сегментов Нижневарзугской депрессии — течений. Судя по морфологии террас, роль русловых процессов закономерно увеличивалась вверх по течению: уже на траверсе озера Беркут (рис. 1, (б)) терраса 15–20 м над у. м. имеет аллювиальный облик. Климат в бассейне р. Варзуги был теплым и относительно засушливым (Kremenetski, Patyk-Kara, 1997; Ilyashuk et al., 2005; Ильяшук и др., 2007) (рис. 10, (б)), а водность реки, по-видимому, не превышала современную. При этом твердый сток реки р. Варзуги, поступавший в вершину эстуария, судя по составу и залеганию осадков на мелководье, открытого побережья практически не достигал (Эйхгорн и др., 1976; Невеский и др., 1977).

5.2.3. Позднеголоценовая регрессия (позже ~5.0 тыс. кал. л. н.). На морском берегу прослеживается быстрое, а позже 1.8–1.7 тыс. кал. л. н. — медленное понижение ОУМ (рис. 10) с несколькими этапами стабилизации, во время которых формировались береговые линии 9–10, 5–7 и 2–3 м над у. м. Тенденции развития берега и направления потоков наносов в целом сохра-

нялись (рис. 11, (г, д)). Быстрое выдвижение песчаных аккумулятивных террас на юг и восток позволяет предположить, что 5–1 тыс. кал. л. н. интенсивность береговых процессов была выше современной, что коррелирует с увеличившейся до 10–12 месяцев (Новичкова, 2008) продолжительностью безледного периода (рис. 10, (а)). Возросла роль вдольбереговых потоков наносов. В интервале 3.9–3.3 тыс. кал. л. н. на террасах правобережья р. Варзуги возросла активность эоловых процессов (Тимирева и др., 2022).

В эстуарии в интервале 4.9–4.7 — 3.6–3.4 тыс. кал. л. н. активизировались русловые процессы, а понижение ОУМ сопровождалось колебаниями уровня, амплитуда которых была, вероятно, на 1–2 м больше современного подъема уровня в половодье (Крыленко и др., 2018). Причиной этого могло быть увеличение водности реки, вызванное ростом влажности и похолоданием климата, которые отмечены в разных районах Кольского полуострова в конце атлантического — начале суббореального времени (Solovieva et al., 2005; Ильяшук и др., 2007; Sapelko, 2017; Krikunova et al., 2022), а на юге бассейна р. Варзуги — после 4.5–4.0 тыс. кал. л. н. (Kremenetski, Patyk-Kara, 1997; Ilyashuk et al., 2005). Вероятно, увеличился и твердый сток реки. Эстуарий заполнялся наносами, а на прибрежном шельфе образовался конус выноса, перекрывший морские осадки среднего голоцена (Эйхгорн и др., 1976; Невесский и др., 1977). Твердый сток стал, по-видимому, значимым источником питания открытых берегов. Не позже 1.8–1.7 тыс. кал. л. н. в результате понижения ОУМ, а также аккумуляции в приустьевой области реки и на морском берегу, эстуарий р. Варзуги был практически отчленен от моря и сообщался с ним через узкий пролив.

За последние ~460 лет основные факторы руслообразования, в том числе — уровень моря, водность и твердый стока реки существенно не изменились (Крыленко и др., 2018).

Таким образом, на протяжении послеледниковой истории развития берегов района устья р. Варзуги, морфоструктурный план контролировал особенности морфо- и литодинамики береговой зоны, в том числе питания наносами. Вместе с тем высота древних береговых линий варьирует на 1–3 м не только в пределах разных блоков, но и в зависимости от положения на открытом морском побережье или внутри эстуария. Это позволяет предположить, что короткопериодные колебания уровня моря различной природы (Гид-

рометеорология..., 1991; Крыленко и др., 2018), а также различия высоты штормовых заплесков на отмелях и приглубых берегах, характерные для района исследования в современных условиях, имели место, начиная со среднего голоцена. В пользу продолжительного воздействия экстремальных колебаний уровня на террасы, уже вышедшие в результате послеледникового поднятия из зоны регулярного затопления, могут свидетельствовать, вероятно, значительные (до 2 тыс. лет) различия времени и условий начала накопления торфа на соседних участках болот. На песчаных берегах важным фактором морфолитодинамики берега были и остаются эоловые процессы.

5.3. Ритмы эндогенных и экзогенных факторов прибрежного морфолитогенеза

Результаты исследования позволили получить представления о некоторых ритмах эндогенных и экзогенных процессов прибрежного морфолитогенеза.

Скорость вертикальных движений морфоструктурных блоков в позднеледниковые и раннем голоцене может быть оценена только на качественном уровне. В пользу более быстрого унаследованного поднятия Западного блока косвенно свидетельствуют максимальная в районе устья р. Варзуги высота верхней морской границы (~55 м над у. м.), а также наличие сейсмодислокаций. Даты из подошвы болота Морские Мхи (9.6–9.0 тыс. кал. л. н.; скв. 17 и 26 на рис. 10) отражают время начала заболачивания, связанного с региональным потеплением и достаточной влажностью климата (Елина и др., 2000; Kremenetski et al., 1997; Sapelko, 2017), а не с изменениями ОУМ.

Различия в скорости поднятия блоков могут быть оценены для интервала ~7.5 тыс. кал. л. н. по двум датам (т. 1011 и т. 1019 на рис. 10 и в табл. 1). В пределах Устьевого блока ОУМ понижался в этот период со скоростью 2.6–2.8 мм/год, а в пределах Западного — ~3 мм/год (рис. 10). То есть, скорость поднятия блоков отличалась между собой не более чем на 0.4–0.2 мм/год, что не подтверждает предположение (Зарецкая, Репкина, 2015) о значительных вертикальных смещениях. Поэтому в строении рельефа современных и древних берегов (рис. 6, 7) различия скорости поднятия затушеваны влиянием гидродинамических процессов, в частности — выстой заплеска, большей на приглубых берегах быстрее поднимающихся блоков.

Начало действия береговых процессов может быть сопоставлено с потеплением рубежа позднего неоплейстоцена и голоцена (Елина и др., 2000). В голоцене относительно достоверно выделяются два этапа быстрой перестройки берега (~7.8–7.6 и ~5–1 тыс. кал. л. н.), в целом совпадающие с увеличением продолжительности безледного периода (Новичкова, 2008). Позже 4.9–4.7 тыс. кал. л. н. на рост береговых аккумулятивных форм влияли ритмы твердого стока р. Варзуги.

Ритмы эоловых процессов были связаны как с региональными, так и с локальными факторами и оказались не одинаковыми на разных участках побережья (рис. 10). Переувлажнение водно-ледниковых отложений, начавшееся после дегляциации, имело региональный характер и 7.9–7.8 тыс. кал. л. н. было прервано заболачиванием (Тимирева и др., 2022). Активизацию эоловых процессов ~6.9, 6.0–5.9 и 3.9–3.3 тыс. кал. л. н. связывают с нарушением растительного покрова песков в результате пожаров (Тимирева и др., 2022). Не исключено, что в это же время могли усиливаться ветры. После ~2.3 тыс. кал. л. н. можно выделить несколько эпизодов активизации (2.3–2.1 и позже 0.6–0.5 тыс. кал. л. н.) и затухания (~2.3, ~2.1 и 1.3–0.9 тыс. кал. л. н.) прибрежных эоловых процессов. Они не имеют отчетливой корреляции с изменениями температуры и влажности в устье р. Варзуги (Ilyashuk et al., 2005; Тимирева и др., 2022). Начало последней активизации эоловых процессов совпадает по времени с началом Малого Ледникового Периода (1350–1850) (Wanner et al., 2008), что могло быть вызвано усилением ветров (Lamb, 1979). После образования с. Кузомень (1667 г.) на эоловые процессы влияли антропогенные изменения прибрежных ландшафтов, которые в последние десятилетия определяют динамику эолового морфолитогенеза (Сафьянов, Шевченко, 2007б; Казаков, Вешняков, 2014; Репкина и др., 2022).

6. ВЫВОДЫ

1) Блоковую морфоструктуру района создают региональные ступени ЗСЗ простирания и наложенная линейная Нижневарзугская депрессия СЗ простирания, которую в среднем и нижнем течении депрессию наследует долина р. Варзуги. Различия в скорости послеледниковой (гляциоизостатического и тектонического) поднятия блоков, вероятно существенные в позднеледниковые — раннем голоцене, в последние ~7.5 тыс. кал. л. не превышали 0.2–0.4 мм/год.

2) Выделены три основных этапа развития береговой зоны района устья р. Варзуги, соответствующие региональным ритмам изменений климата и ОУМ: дегляциации, сопровождавшейся трансгрессивно-регрессивным циклом колебания уровня (12–9.8 тыс. кал. л. н.), среднеголоценовой трансгрессии Тапес (8.0–4.9 тыс. кал. л. н.) и позднеголоценовой регрессии (после 4.9 тыс. кал. л. н.).

3) Береговые линии на высотах 55–22 м сформировались, вероятно, 12–9.8 тыс. кал. л. н. в условиях быстрого понижения ОУМ. На приморских флангах поднятых блоков верхняя морская граница выявлена на высотах 54–55 м (западнее Нижневарзугской депрессии) и 39–40 м (к востоку от нее), а в депрессии, до ~10.2–9.8 тыс. кал. л. н. блокированной мертвым льдом, — ~22–25 м над у. м. Береговые линии на высотах ~15–20 м и менее ~15 м над у. м. сформировались ~7.8–4.9 и позже ~4.9 тыс. кал. л. н. соответственно, во время среднеголоценовой трансгрессии Тапес и последующего понижения ОУМ.

4) Основным источником наносов до 4.9 тыс. кал. л. н. был размыв отложений ледникового комплекса; песчаные аккумулятивные берега были связаны питанием с размывом водно-ледниковых отложений на бортах и днище Нижневарзугской депрессии. После 4.9 тыс. кал. л. н. в связи с активизацией русловых процессов важным источником наносов стал твердый сток р. Варзуги.

5) Преобладающие направления потоков наносов, и, следовательно, ветров и подхода волн, начиная со среднего голоцена, существенно не изменялись. Активизация береговых процессов (7.8–7.6 и 5–1 тыс. кал. л. н.) в целом совпадает по времени с увеличением продолжительности безледного (активного) периода. Позже 2.3 тыс. кал. л. н. зафиксированы несколько этапов переувлажнения и стабилизации поверхностей прибрежных террас.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена за счет гранта РФФИ № 22–17–00081 (обобщение и интерпретация геолого-геоморфологических данных), в рамках тем ГЗ ИГ РАН FMWS-2024–0005 (морфотектонический анализ, геоморфологическое дешифрирование) и 0127–2019–0008 (литостратиграфическое описание отложений, радиоуглеродное датирование), ГЗ ГИН РАН (радиоуглеродное датирование), ГЗ № 121040100323–5 (съемка БПЛА), ГЗ 121051400061–9 (тригонометрическое

нивелирование), 121051100167–1 (диатомовый анализ).

Авторы признательны А.В. Лудиковой, Т.В. Сапелко (ИОЗ РАН) и Л.С. Сырых (РГПУ им А.И. Герцена) за консультации при интерпретации разрезов донных отложений озер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авенариус И.Г. (2004). Морфоструктура Беломорского региона. *Геоморфология*. № 3. С. 48–56. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2004-3-48-56>
- Агафонова Е.А., Полякова Е.И., Романенко Ф.А. (2020). Диатомовые водоросли в голоценовых отложениях Терского берега Белого моря в связи с историей его развития в послеледниковое время. *Арктика и Антарктика*. № 2. С. 1–16. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2020.2.32632>
- Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Винскунова К.Г. и др. (2007). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист Q–(35), 36 (Мурманск). Объяснит. записка. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ. 281 с.
- Атлас “Климат морей России и ключевых районов Мирового океана”. Белое море. ЕСИМО. [Электронный ресурс]. URL: // http://www.esimo.ru/atlas/index_atlas.html (дата обращения: 04.12.2022).
- Барина С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. (2006). Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. Тель-Авив: Pilies Studio. 498 с.
- Варейчук Н.С., Игнатов Е.И. (1989). Геоморфологическая карта дна Белого моря. *Геоморфология*. № 1. С. 67–72.
- Геодинамическая карта Кольского полуострова. Масштаб 1:500 000. (1991). Гл. ред. Е.Я. Шенкман. М.: Мингео СССР, ПГО “Аэрогеология”, МОМКАГЭ (фонд).
- Геологическая карта Кольского региона масштаба 1:500 000. (2001). Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. (1991). Под ред. Б.Х. Глуховского, Ф.С. Терзиева. Л.: Гидрометеиздат. 240 с.
- Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. I. (1974). Под ред. З.И. Глезера, А.П. Жузе, И.В. Макаровой, А.И. Прошкиной-Лавренко, В.С. Шешуковой-Порецкой. Л.: Наука. 403 с.
- Дунаев Н.Н., Репкина Т.Ю., Авенариус И.Г. и др. (2011). Роль новейшей тектоники в современной динамике морской береговой зоны платформенных областей Российской Арктики. *Доклады академии наук*. Т. 437. № 2. С. 258–260.
- Евзеров В.Я., Николаева С.Б. (2000). Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона. *Геоморфология*. № 1. С. 61–73.
- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. (2000). Позднеледниковые и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 242 с.
- Елина Г.А., Филимонова Л.В., Грабовик С.И. и др. (2005). Болота Кольского полуострова. *Труды КарНЦ РАН*. Вып. 8. С. 94–111.
- Ермолов А.А. (2010). Геоморфология беломорских берегов Кольского полуострова. *Геоморфология*. № 1. С. 36–42. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2010-1-36-42>
- Зарецкая Н.Е. (2018). Голоценовая история дельты р. Северной Двины. *Геоморфология*. № 1. С. 3–17. <https://doi.org/10.7868/S0435428118010017>
- Зарецкая Н.Е., Лудикова А.В., Шварев С.В. и др. (2020). Палеосейсмогенные тектонические рвы — уникальные архивы истории Белого моря в голоцене. *Геоморфология*. № 4. С. 45–57. <https://doi.org/10.31857/S0435428120040112>
- Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. (2015). Новые данные по истории Терского берега Белого моря в голоцене (район устья р. Варзуги). В сб.: *Геология морей и океанов. Мат-лы XXI Межд. науч. конф. (Школы) по морской геологии*. Т. 3. М.: ГЕОС. С. 185–189.
- Зенкович В.П. (1962). Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР. 710 с.
- Ильяшук Б.П., Ильяшук Е.А., Хаммарлунд Д. (2007). Изменения климата в предгорьях Хибин, Кольский полуостров, на протяжении голоцена. *Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода*. № 67. С. 85–96.
- Казаков Л.А., Вешняков Г.В. (2014). Кузоменские пески в начале XXI века. М.: Пи-Квадрат. 128 с.
- Каплин П.А., Селиванов А.О. (1999). Изменение уровней морей России и развитие берегов. М.: ГЕОС. 299 с.
- Карта дочетвертичных образований. Масштаб 1:1 000 000. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Лист Q–(35)–37 (Кировск). (2001). Под ред. Ю.Б. Богданова, К.Э. Якобсона, А.В. Амантова. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ.
- Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Зыков Д.С. (2019). Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем Протерозое и Фанерозое (Восточно-Европейская платформа). *Геотектоника*. № 1. С. 62–86. <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019162-86>
- Колька В.В., Корсакова О.П., Толстобров Д.С. и др. (2019). Побережье Кандалакшского залива Белого моря: комплексные литологические, микропалеонтологические, неотектонические, геохронологические исследования Лаборатории геологии и минералогии новейших отложений Геологического института КНЦ РАН в 2017–2019 годах. В сб.: *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*. Вып. 6. С. 53–60. <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10609>
- Корсакова О.П. (2022) Побережье Белого моря в пределах Фенноскандинавского кристаллического щита в неоплейстоцене и голоцене. *Известия РАН. Серия географическая*. Т. 86. № 6. С. 883–897. <https://doi.org/10.31857/S258755662206005X>

- Кошечкин Б.И. (1979). Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 158 с.
- Кошечкин Б.И., Каган Л.Я., Кудлаева А.Л. и др. (1973). Береговые образования поздне- и послеледниковых морских бассейнов на юге Кольского полуострова. В сб.: *Палеогеография и морфоструктуры Кольского п-ова*. Л.: Наука. С. 87–133.
- Красный Л.И. (1984). Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции. *Советская геология*. № 7. С. 17–22.
- Крыленко И.В., Липка О.Н., Суткайтис О.К. (2018). Причины и последствия изменения русла в нижнем течении реки Варзуги. М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF). 200 с.
- Лаврова М.А. (1960). Четвертичная геология Кольского полуострова. М.—Л.: Изд-во АН СССР. 233 с.
- Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. (1977). Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука. 236 с.
- Никонов А.А., Субетто Д.А. (2007). Историческое цунами на Соловецких островах. *Известия РГО*. Т. 139. Вып. 6. С. 24–31.
- Новичкова Е.А. (2008). Постледниковая история развития Белого моря по материалам изучения водных и наземных палиноморф. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИО РАН. 26 с.
- Новичкова Е.А., Полякова Е.И. (2008). Палеогидрологические изменения в Белом море за исторический период времени на основе анализа цист динофлагеллат. *Доклады академии наук*. Т. 422. № 6. С. 819–822.
- Носова О.Ю., Вашков А.А. (2021). Петрографический состав крупнообломочной фракции тиллов западного сегмента ледникового аккумулятивного комплекса Терских Кейв (юг Кольского полуострова). *Региональная геология и металлогения*. № 86. С. 11–22. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2021_86_11-22
- Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 4: Дiatомовые водоросли. (1951). Под ред. А.И. Прошкиной-Лавренко. М.: Советская наука. 620 с.
- Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П. и др. (2014). Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря. *Доклады академии наук*. Т. 454. № 4. С. 467–473. <https://doi.org/10.7868/S0869565214040203>
- Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Субетто Д.А. и др. (2017). Морфодинамика берегов северо-запада Онежского полуострова Белого моря в голоцене. Губа Конюхова. *Труды КарНЦ РАН*. № 8. С. 1–19.
- Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С. и др. (2019). Юго-восточный берег Горла Белого моря в голоцене: рельеф, отложения, динамика. В сб.: *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*. Вып. 6. СПб.: ААНИИ. С. 146–153. <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10621>
- Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н., Гуринов А.Л. и др. (2022). Антропогенные изменения эоловых процессов на побережье Белого моря. *Известия РАН. Серия географическая*. Т. 86. № 6. С. 1046–1062. <https://doi.org/10.31857/S2587556622060140>
- Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А., Лудикова А.В. и др. (2020). Северо-западные берега Онежского полуострова Белого моря в голоцене: условия развития, динамика, хронология. *Известия РАН. Серия географическая*. Т. 84. № 6. С. 888–904. <https://doi.org/10.31857/S2587556620060096>
- Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Джевахашвили П.С. и др. (2021). Строение и динамика рельефа западной части Терского берега Белого моря. В сб.: *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*. Вып. 8. С. 199–204. <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2021-8-199-204>
- Романенко Ф.А., Шилова О.С. (2012). Послеледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо. *Доклады академии наук*. Т. 442. № 4. С. 544–548.
- Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р. и др. (2017). Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене. В сб.: *Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история*. М.: Научный мир. С. 16–84.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. (1987). Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 100 с.
- Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю. (2017). Морфо- и литодинамика берегов Онежского полуострова. В сб.: *Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история*. М.: Научный мир. С. 185–200.
- Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д. (2005). Геоморфология дна и берегов Белого моря. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 3. С. 54–62.
- Сафьянов Г.А., Шевченко Н.В. (2007а). Особенности гранулометрической дифференциации наносов микроприливного берега. В сб.: *Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря*. Геленджик: ЮО ИО РАН. С. 172–175.
- Сафьянов Г.А., Шевченко Н.В. (2007б). Эоловые процессы на берегах Белого моря. В сб.: *Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря*. Геленджик: ЮО ИО РАН. С. 175–178.
- Селивановская Е.Е., Врачинская М.М. (1976). Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кольская. Листы Q–37–XIII, XIV. Объяснит. записка. М.: Мингео СССР. 88 с.
- Симонов Ю.Г., Лукашов А.А. (1963). Некоторые приемы и результаты анализа неотектонических структур Юго-Восточного Забайкалья. *Записки Забайкальского отделения ГО СССР*. Вып. 21. Т. 2. С. 170–178.
- Соболев В.М. (2008). Состав, стратиграфия позднечетвертичных отложений Горла Белого моря и основные черты его палеогеографии. В сб.: *Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена*. М.: Изд-во МГУ. С. 144–156.
- Тектоническая карта Белого моря м-ба 1:1 500 000. Объяснит. записка. (2012). Под ред. А.С. Балуева, В.А. Журавлева, С.Ю. Колодяжного и др. М.: ГИН РАН. 58 с.

- Тимирева С.Н., Филимонова Л.В., Зюганова И.С. и др. (2022). Изменения окружающей среды Терского берега Белого моря (Кольский полуостров) в голоцене по данным комплексного изучения болота Кузоменский мох. *Геоморфология*. № 3. С. 39–50. <https://doi.org/10.31857/S0435428122030178>
- Уфимцев Г.Ф. (1984). Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука. 184 с.
- Флоренсов Н.А. (1978). Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука. 238 с.
- Шварев С.В. (2022). Морфотектоника, сейсмичность и экзогенные процессы Кольского полуострова. *Геология и геофизика*. Т. 63. № 8. С. 1135–1152. <https://doi.org/10.15372/GiG2021126>.
- Шубина Н.Г., Аристархова Л.Б. (1965). Методика восстановления “первичного” тектонического рельефа по топографической карте. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 2. С. 34–41.
- Эйхгорн Г.Л., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А. (1976). Опыт-производственные морские геолого-съёмочные работы в среднем и крупном масштабах с целью разработки критериев оценки перспектив дна прибрежных акваторий на подводные россыпи (Прибрежный шельф Кольского п-ова). Л.: ВСЕГЕИ. 464 с.
- ЭтоМесто — старые карты России и мира онлайн. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.etomesto.ru/> (дата обращения: 01.01.2022).
- 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>
- Baranskaya A.V., Khan N., Romanenko F.A. et al. (2018). A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast. *Quat. Sci. Rev.* V. 199. P. 188–205. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033>
- Boyes B.M., Pearce D.M., Linch L.D. (2021). Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland. *Journal of Maps*. V. 17. № 2. P. 497–515. <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036>
- Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East. (2017). J. Harff K. Furmańczyk H. von Storch (Eds.). Coastal Research Library. V. 19. Cham: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-49894-2>
- Creel R.C., Austermann J., Khan N.S. et al. (2022). Postglacial relative sea level change in Norway. *Quat. Sci. Rev.* V. 282. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107422>
- Denys L. (1985). Diatom analysis of an Atlantic Subboreal core from Slije (western Belgian coast plain). *Review of Paleobotany and Palynology*. V. 46. № 1–2. P. 33–53. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(85\)90037-5](https://doi.org/10.1016/0034-6667(85)90037-5)
- Doornkamp J.C. (1986). Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *J. Geol. Soc.* V. 143. № 2. P. 335–342. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.143.2.0335>
- Dowdeswell J.A., Solheim A., Ottesen D. (2016). Rhomboidal crevasse-fill ridges at the marine margin of a surging Svalbard ice cap. *Geological Society, London, Memoirs*. V. 46. P. 73–74. <https://doi.org/10.1144/M46.62>
- Dusterhus A., Rovere A., Carlson A. et al. (2016). Palaeo-sea-level and palaeo-ice-sheet databases: problems, strategies, and perspectives. *Climate of the Past*. V. 12. № 4. P. 911–921. <https://doi.org/10.5194/cp-12-911-2016>
- Ekman I., Iljin V. (1995). Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas. In: *Glacial deposits in North-east Europe*. Rotterdam: Balkema. P. 195–209.
- Eronen M. (1974). The history of the Littorina Sea and associated Holocene events. *Commentat. Phys. Math.* V. 44. № 4. P. 79–195.
- Germain H. (1981). Flore des Diatomées. Diatomophycées. Eaux douces et saumâtres du Massif armoricain et des contrées voisines d'Europe occidentale. Paris: Bou bée. 444 p.
- Hättestrand C., Kolka V.V., Stroeve A.P. (2007). The Keiva ice marginal zone on the Kola Peninsula, north-west Russia: A key component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas*. V. 36. № 4. P. 352–370. <https://doi.org/10.1080/03009480701317488>
- Hijma M.P., Engelhart S.E., Tornqvist T.E. et al. (2015). A protocol for a geological sea-level database. In: I. Shennan, A.J. Long, Horton B.P. (Eds.). *Handbook of Sea-level Research*. John Wiley & Sons, Ltd, New York. P. 536–553.
- Hyvärinen H. (1984). The Mastogloia stage in the Baltic Sea history: diatom evidence from Southern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* V. 56. № 1–2. P. 99–115.
- Ilyashuk E.A., Ilyashuk B.P., Hammarlund D. et al. (2005). Holocene climatic and environmental changes inferred from midge records (Diptera: Chironomidae, Chaoboridae, Ceratopogonidae) at Lake Berkut, southern Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. V. 15. P. 897–914. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl865ra>
- Korsakova O., Molodkov A., Yelovicheva Ya. et al. (2019). Middle Pleistocene marine deposits on the Kola Peninsula (NW Russia). *Quat. Int.* V. 509. P. 3–16. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.019>
- Korsakova O.P. (2019). Formal stratigraphy of the neopleistocene (middle and upper/late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia. *Quat. Int.* V. 534. P. 42–49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.007>
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1988). Bacillariophyceae 2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. In: H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig, D. Mollenhauer (Eds.). *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Stuttgart: Gustav Fisher Verlag. 596 p.
- Kremenetski C.V., Patyk-Kara N.G. (1997). Holocene vegetation dynamics of the southeast Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. V. 7. № 4. P. 473–479. <https://doi.org/10.1177/095968369700700409>
- Kremenetski C.V., Vaschalova T., Goryachkin S. et al. (1997). Holocene pollen stratigraphy and bog development in the west of the Kola Peninsula, Russia. *Boreas*. V. 26. P. 91–102. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1997.tb00656.x>
- Krikunova A.I., Kostromina N.A., Savlieva L.A. et al. (2022). Late- and postglacial vegetation and climate history of the central Kola Peninsula derived from a radiocarbon-dated pollen record of Lake Kamenistoe. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 603. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111191>

- Kublitskiy Yu., Repkina T., Leontiev P. et al. (2023). Reconstruction of relative sea-level changes based on a multiproxy study of isolated basins on the Onega Peninsula (White Sea, northwestern Russia). *Quat. Int.* V. 644–645. P. 79–95. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.016>
- Lamb H.H. (1979). Climatic variation and changes in the wind and ocean circulation: The Little Ice Age in the northeast Atlantic. *Quat. Res.* V. 11. № 1. P. 1–20.
- Lunkka J.P., Kaparulina E., Putkinen N. et al. (2018). Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia. *Arktos.* V. 4. P. 2–18. <https://doi.org/10.1007/s41063-018-0053-z>
- Ramsay W. (1898). Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia, Bd. XVI. № 1. P. 1–151.
- 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. P. 725–757. <http://dx.doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Sapelko T. (2017). Northern Scandinavia: paleogeography of the Kola Peninsula. In: *Human Colonization of the Arctic: The Interaction Between Early Migration and the Paleoenvironment*. Elsevier. P. 23–33. <https://doi.org/10.1016/C2015-0-04747-5>
- Schneider A.E. (2004). *Morphotectonics*. Berlin, Germany: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 197 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-18745-2>
- Selivanov A.O. (1996). Morphological changes on Russian coasts under rapid sea-level changes: Examples from the Holocene history and implications for their future. *J. Coastal Res.* V. 12. № 4. P. 823–830.
- Solovieva N., Tarasov P.E., MacDonald G. (2005). Quantitative reconstruction of Holocene climate from the Chuna Lake pollen record, Kola Peninsula, northwest Russia. *The Holocene.* V. 15. № 1. P. 141–148. <http://dx.doi.org/10.1191/0959683605hl793rr>
- Stuiver M., Reimer P.J. (1993). Extended 14C Data Base and Revised CALIB 3.0 14C Age Calibration Program. *Radiocarbon.* V. 35. № 1. P. 215–230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>
- van de Plassche O. (1995). Evolution of the intra-coastal tidal range in the Rhine-Meuse delta and Flevo Lagoon, 5700–3000 years cal B.C. In: *Marine Geology. Coastal Evolution in the Quaternary: IGCP Project*. V. 274 (124). P. 113–128. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00035-W](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00035-W)
- Wanner H., Beer J., Butikofer J. et al. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quat. Sci. Rev.* V. 27. P. 1791–1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- White Sea map ru.png [Electronic resource]. URL: <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=12404892> (access date: 01.01.2022).
- Witkowski A., Lange-Bertalot H., Metzeltin D. (2000). Diatom flora of marine coasts I. Ruggell: A.R.G. Gantner Verlag K.G. 925 p.
- Zaretskaya N., Korsakova O., Molodkov A. et al. (2022). Early Middle Weichselian in the White Sea and adjacent areas: Chronology, stratigraphy and palaeoenvironments. *Quat. Int.* V. 632. P. 65–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.05.007>

MORPHODYNAMICS AND MORPOTECTONICS OF THE VARZUGA RIVER MOUTH AREA (TERSKIY COAST OF THE WHITE SEA) IN THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE³

T. Yu. Repkina^{a,c,*}, N. E. Zaretskaya^{a,b,c,**}, S. V. Shvarev^{a,d,***},
N. N. Lugovoy^{a,e,****}, A. R. Alyautdinov^{e,*****}, and O. S. Shilova^{e,*****}

^aInstitute of Geography RAS, Moscow, Russia

^bGeological Institute RAS, Moscow, Russia

^cFSBI VNIIOkeanologiya, St. Petersburg, Russia

^dSchmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

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

*E-mail: t-repkina@yandex.ru; **E-mail: n_zaretskaya@inbox.ru;

E-mail: shvarev@ifz.ru; *E-mail: lugovoy-n@yandex.ru;

*****E-mail: ali_alia@mail.ru; *****E-mail: o.olyunina@mail.ru

The Late- and post-glacial history of the development of the White Sea coastal zone in the area of the Varzuga River mouth is considered as a result of the interaction of endogenous and exogenous factors of coastal morpholithogenesis. Based on geomorphological investigations, study of Holocene deposits by lithostratigraphic, diatom and radiocarbon analyses, as well as collection and analysis of published data, new results on the area's relief development for ~13 cal ka BP have been obtained. The features of the regional

³ For citation: Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Shvarev S.V. et al. (2024). Morphodynamics and morpotectonics of the Varzuga River mouth area (Terskiy coast of the White Sea) in the Late Glacial and Holocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 1. P. 93–129. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924010079>; <https://elibrary.ru/IMAKHF>

hierarchical morphostructure and local post-glacial tectonics of the territory — the spatial relationships of blocks and the speed of vertical movements — were determined. The superimposed linear Nizhnevarzugskaya depression, which determined the configuration of the Varzuga River estuary in the late and postglacial time, was identified for the first time. The influence of the spatial ratio of blocks and differentiated postglacial uplift on the coastal morpholithogenesis was established. The course of changes in the relative sea level (RSL), development conditions and morphodynamics of the open coast and the estuary of the Varzuga River were reconstructed and new data on the rhythms of coastal morpholithogenesis processes (coastal, estuarine, and aeolian) obtained. Three stages of the coastal zone development were identified, corresponding to regional rhythms of changes in the relative sea level and climate: (I) Late Glacial transgression and Early Holocene regression (~12–9.8 cal ka BP), (II) Middle Holocene Tapes transgression (7.8–4.9 cal ka BP), (III) Late Holocene regression (after 4.9 cal ka BP). The upper marine boundary of the Late Glacial transgression is traced at the elevation of ~54–55 m a. s. l. to the west of the Nizhnevarzugskaya depression, — ~39–40 m a.s.l. to the east of it, and — 22–25 m a. s. l. in the depression. The shores of lower morphostructural blocks were probably blocked by dead ice up until ~10.2–9.8 cal ka BP. During the Tapes transgression, the RSL reached a maximum (~7.8–7.6 cal ka BP; ~20 m a. s. l.), and by 4.9 cal ka BP fall to ~15 m a.s.l. The prevailing directions of sediment fluxes, winds and wave approach became similar to those of today. However, the main source of the coastal zone sedimentary supply was the erosion of glaciofluvial sediments and the input of sands from the seabed. In the interval of ~4.9–1.7 cal ka BP, the RSL decreased to ~5 m a.s.l. The sediment runoff of the Varzuga River became the main source of feeding the coastal zone.

Keywords: sea coasts, river mouths, block structure, relative sea level, coastal-marine relief-forming processes, postglacial

ACKNOWLEDGEMENTS

The work was supported by the Russian Science Foundation grant № 22–17–00081 (generalization and interpretation of geological and geomorphological data), within the frame of State Task of Institute of Geography, RAS topic № FMWS-2024-0005 (morpholineament analysis, geomorphological interpretation), and № 0127-2019-0008 (lithostratigraphic description of deposits, radiocarbon dating), Geological Institute, RAS (radiocarbon dating), State Task 121040100323-5 (UAV), 121051400061-9 (trigonometric leveling), 121051100167-1 (diatom analysis).

The authors are grateful to A.V. Ludikova, T.V. Sapelko (ILR RAS) and L.S. Syrykh (Russian State Pedagogical University named after A.I. Herzen) for consultations in the interpretation of sections of lake bottom sediments.

REFERENCES

- Agafonova E.A., Polyakova E.I., Romanenko F.A. (2020). Diatoms in the Holocene deposits of the Tersky coast of the White Sea in connection with the history of its development in the post-glacial period. *Arktika i Antarktika*. № 2. P. 1–16. (in Russ.) <https://doi.org/10.7256/2453–8922.2020.2.32632>
- Astafiev B.Yu., Bogdanov Yu.B., Vinskunova K.G. et al. (2007). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Severo-Karsko-Barentsevomorskaya. List Q–(35), 36 (Murmansk). Ob'yasnitel'naya zapiska (State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Series North Kara-Barents Sea. Sheet Q–(35), 36 (Murmansk). Explanatory note). St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.). 281 p. (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>
- Atlas “Klimat morei Rossii i klyuchevykh raionov Mirovogo okeana”. Beloe more. YESIMO. (Atlas “Climate of the seas of Russia and key regions of the World Ocean”. White Sea. ESIMO.) [Electronic data]. Access way: http://www.esimo.ru/atlas/index_atlas.html (access date: 04.12.2022). (in Russ.)
- Avenarius I.G. (2004). Morphostructure of the White Sea region. *Geomorfologiya*. № 3. P. 48–56. (in Russ.) <https://doi.org/10.15356/0435–4281–2004–3–48–56>
- Baluev A.S., Zhuravlev V.A., Kolodyazhny S.Yu. et al. (Eds.). (2012). Tektonicheskaya karta Belogo morya m-ba 1:1 500 000. Ob'yasnitel'naya zapiska (Tectonic map of the White Sea scale 1:1 500 000. Explanatory note). Moscow: GIN RAN (Publ.). 58 p. (in Russ.)
- Baranskaya A.V., Khan N., Romanenko F.A. et al. (2018). A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast. *Quat. Sci. Rev.* V. 199. P. 188–205. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033>
- Barinova S.S., Medvedeva L.A., Anissimova O.V. (2006). Bioraznoobrazie vodoroslei-indikatorov okruzhayushchei sredy (Diversity of algal indicators in environmental assessment). Tel Aviv: Pilies Studio (Publ.). 498 p. (in Russ.)
- Bogdanov Yu.B., Yakobson K.E., Amantov A.V. (Eds.). (2001). Karta dochetvertichnykh obrazovaniy. Masshtab 1:1 000 000. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii (novaya seriya). List Q–(35)–37 (Kirovsk) (Map of pre-Quaternary formations. Scale 1:1,000,000. State Geological Map of the Russian Federation (new series). Sheet Q–(35)–37 (Kirovsk)). St. Petersburg: VSEGEI (Publ.). (in Russ.)

- Boyes B.M., Pearce D.M., Linch L.D. (2021). Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland. *Journal of Maps*. V. 17:2. P. 497–515. <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036>
- Creel R.C., Austermann J., Khan N.S. et al. (2022). Postglacial relative sea level change in Norway. *Quat. Sci. Rev.* V. 282. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107422>
- Denys L. (1985). Diatom analysis of an Atlantic Subboreal core from Slije (western Belgian coast plain). *Rewiew of Paleobotany and Palynology*. V. 46. № 1–2. P. 33–53. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(85\)90037-5](https://doi.org/10.1016/0034-6667(85)90037-5)
- Doornkamp J.C. (1986). Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *J. Geol. Soc.* V. 143. № 2. P. 335–342. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.143.2.0335>
- Dowdeswell J.A., Solheim A., Ottesen D. (2016). Rhomboidal crevasse-fill ridges at the marine margin of a surging Svalbard ice cap. Geological Society, London, Memoirs. V. 46. P. 73–74. <https://doi.org/10.1144/M46.62>
- Dunaev N.N., Leont'ev I.O., Repkina T.Yu. et al. (2011). The role of neotectonics in the present day dynamics of the sea coastal zone in the Western Arctic continental platform areas. *Doklady Earth Sci.* V. 437. № 1. P. 416–418. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11030123>
- Dusterhus A., Rovere A., Carlson A. et al. (2016). Palaeo-sea-level and palaeo-ice-sheet databases: problems, strategies, and perspectives. *Climate of the Past*. V. 12. № 4. P. 911–921. <https://doi.org/10.5194/cp-12-911-2016>
- Eikhgorn G.L., Rybalko A.E., Spiridonov M.A. (1976). Opytno-proizvodstvennye morskije geologos'emochnye raboty v srednem i krupnom masshtabakh s tsel'yu razrabotki kriteriev otsenki perspektiv dna pribrezhnykh akvatorii na podvodnye rossypi (Pribrezhnyi shel'f Kol'skogo poluostrova) (Experience-production offshore geological surveys on a medium and large scale in order to develop criteria for assessing the prospects of the bottom of coastal waters for underwater placers (Coastal shelf of the Kola Peninsula)). Leningrad: VSEGEI (Publ.), 464 p. (in Russ.)
- Ekman I., Iljin V. (1995). Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas. In: *Glacial deposits in North-east Europe*. Rotterdam: Balkema. P. 195–209.
- Elina G.A., Filimonova L.V., Grabovik S.I. et al. (2005). Swamps of the Kola Peninsula. *Trudy Karel'skogo NTs RAN*. V. 8. P. 94–111. (in Russ.)
- Elina G.A., Lukashov A.D., Yurkovskaya T.K. (2000). Pozdnelednikov'e i golotsen Vostochnoi Fennoskandii (paleorastitel'nost' i paleogeografiya) (Late Glacial and Holocene of Eastern Fennoscandia (paleovegetation and paleogeography)). Petrozavodsk: Karel'skii NTs RAN (Publ.). 242 p. (in Russ.)
- Eronen M. (1974). The history of the Littorina Sea and associated Holocene events. *Commentat. Phys. Math.* V. 44. № 4. P. 79–195.
- EtoMesto — old maps of Russia and the world online. [Electronic resource]. URL: <http://www.etomesto.ru/> (access date: 01.01.2022).
- Florensov N.A. (1978). Ocherki strukturnoi geomorfologii (Essays on structural geomorphology). Moscow: Nauka (Publ.). 238 p. (in Russ.)
- Germain H. (1981). Flore des Diatomées. Diatomophycées. Eaux douces et saumâtres du Massif armoricain et des contrées voisines d'Europe occidentale. Paris: Bou bée (Publ.). 444 p.
- Gleser S.I., Jousé A.P., Makarova I.V. et al. (Eds.). (1974). Diatomovye vodorosli SSSR (iskopaemye i sovremennye). T. 1. (The diatoms of the USSR (fossil and recent). V. 1). Leningrad: Nauka (Publ.). 403 p. (in Russ.)
- Glukhovskiy B.Kh., Terziyev F.S. (Eds.). (1991). Gidrometeorologiya i gidrokimiya morei SSSR. T. II. Beloe more (Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. T. II. White Sea). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.) 240 p. (in Russ.)
- Harff J., Furmańczyk K., von Storch H. (Eds.). (2017). Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East. *Coastal Research Library*. V. 19. Cham: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-49894-2>
- Hättestrand C., Kolka V.V., Stroeve A.P. (2007). The Keiva ice marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: A key component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas*. V. 36. № 4. P. 352–370. <https://doi.org/10.1080/03009480701317488>
- Hijma M.P., Engelhart S.E., Tornqvist T.E. et al. (2015). A protocol for a geological sea-level database. In: I. Shennan, A.J. Long, B.P. Horton (Eds.). *Handbook of Sea-level Research*. John Wiley & Sons, Ltd, New York. P. 536–553.
- Hyvärinen H. (1984). The Mastogloia stage in the Baltic Sea history: diatom evidence from Southern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* V. 56. № 1–2. P. 99–115.
- Ilyashuk B.P., Ilyashuk E.A., Hammarlund D. (2007). Climate change in the foothills of the Khibiny, Kola Peninsula, during the Holocene. *Byull. Komis. po izuch. chetvertich. perioda*. V. 67. P. 85–96. (in Russ.)
- Ilyashuk E.A., Ilyashuk B.P., Hammarlund D. et al. (2005). Holocene climatic and environmental changes inferred from midge records (Diptera: Chironomidae, Chaoboridae, Ceratopogonidae) at Lake Berkut, southern Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. V. 15. P. 897–914. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl865ra>
- Kaplin P.A., Selivanov A.O. (1999). Izmenenie urovnei morei Rossii i razvitie beregov (Changing the levels of the Russian seas and the development of the coast). Moscow: GEOS (Publ.). 299 p. (in Russ.)
- Kazakov L.A., Veshnyakov G.V. (2014). Kuzomenskie peski v nachale XXI veka (Kuzomensky sands at the beginning of the 21st century). Moscow: Pi-Kvadrat (Publ.). 128 p. (in Russ.)
- Kolka V.V., Korsakova O.P., Tolstobrov D.S. et al. (2019). The coast of the Kandalaksha Bay of the White Sea: complex lithological, micropaleontological, neotectonic, geochronological studies of the Laboratory of Geology and Minerageny of the latest deposits of the Geological Institute of the KSC RAS in 2017–2019. In: *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarkтики i Severo-Zapada Rossii*. V. 6. P. 53–60. (in Russ.) <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10609>

- Kolodyazhny S.Y., Baluev A.S., Zykov D.S. (2019). Structure and evolution of Belomorian-Severodvinsk shear zone in the Late Proterozoic and Phanerozoic, East-European Platform. *Geotektonika*. № 1. P. 62–86. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019162-86>
- Korsakova O.P. (2019). Formal stratigraphy of the neopleistocene (middle and upper/late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia. *Quat. Int.* V. 534. P. 42–49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.007>
- Korsakova O.P. (2022). White Sea coasts within Fennoscandian crystal Shield in the Neopleistocene and Holocene. *Izvestiya RAN. Ser. geograficheskaya*. V. 86. № 6. P. 883–897. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S258755662206005X>
- Korsakova O., Molodkov A., Yelovicheva Ya. et al. (2019). Middle Pleistocene marine deposits on the Kola Peninsula (NW Russia). *Quat. Int.* V. 509. P. 3–16. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.019>
- Koshechkin B.I. (1979). Golotsenovaya tektonika vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita (Holocene tectonics of the eastern part of the Baltic Shield). Leningrad: Nauka (Publ.) 157 p. (in Russ.)
- Koshechkin B.I., Kagan L.Ya., Kudlaeva A.L. et al. (1973). Coastal formations of late- and post-glacial marine basins in the south of the Kola Peninsula. In: *Paleogeografiya i morfostruktury Kol'skogo p-ova*. Leningrad: Nauka (Publ.). P. 87–133. (in Russ.)
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1988). Bacillariophyceae 2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. In: H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig, D. Mollenhauer (Eds.). *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Stuttgart: Gustav Fisher Verlag (Publ.). 596 p.
- Krasnyi L.I. (1984) Global divisibility of the lithosphere in the light of the geoblock concept. *Sovetskaya geologiya*. № 7. C.17–32. (in Russ.)
- Kremenetski C.V., Patyk-Kara N.G. (1997). Holocene vegetation dynamics of the southeast Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. V. 7. № 4. P. 473–479. <https://doi.org/10.1177/095968369700700409>
- Kremenetski C.V., Vaschalova T., Goryachkin S. et al. (1997). Holocene pollen stratigraphy and bog development in the west of the Kola Peninsula, Russia. *Boreas*. V. 26. P. 91–102. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1997.tb00656.x>
- Krikunova A.I., Kostromina N.A., Savelieva L.A. et al. (2022). Late- and postglacial vegetation and climate history of the central Kola Peninsula derived from a radiocarbon-dated pollen record of Lake Kamenistoe. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 603. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111191>
- Krylenko I.V., Lipka O.N., Sutkaitis O.K. (2018). Prichiny i posledstviya izmeneniya rusla v nizhnem techenii reki Varzugi (Causes and consequences of channel changes in the lower reaches of the Varzuga River). Moscow: WWF (Publ.). 200 p. (in Russ.)
- Kublitskiy Yu., Repkina T., Leontiev P. et al. (2023). Reconstruction of relative sea-level changes based on a multiproxy study of isolated basins on the Onega Peninsula (White Sea, northwestern Russia). *Quat. Int.* V. 644–645. P. 79–95. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.016>
- Lamb H.H. (1979). Climatic variation and changes in the wind and ocean circulation: The Little Ice Age in the northeast Atlantic. *Quat. Res.* V. 11. № 1. P. 1–20.
- Lavrova M.A. (1960). Chetvertichnaya geologiya Kol'skogo poluostrova (Quaternary Geology of the Kola Peninsula). Moscow-Leningrad: AN SSSR (Publ.). 233 p. (in Russ.)
- Lunkka J.P., Kaparulina E., Putkinen N. et al. (2018). Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia. *Arktos*. V. 4. P. 2–18. <https://doi.org/10.1007/s41063-018-0053-z>
- Mitrofanov F.P. (Ed.) (2001). Geologicheskaya karta Kol'skogo regiona masshtaba 1:500 000 (Geological map of the Kola region, scale 1:500 000). Apatity. (in Russ.)
- Nevessky E.N., Medvedev V.S., Kalinenko V.V. (1977). Beloe more. Sedimentogenez i istoriya razvitiya v golotsene (White Sea. Sedimentogenesis and history of development in the Holocene). Moscow: Nauka (Publ.). 236 p. (in Russ.)
- Nikonov A.A., Subetto D.A. (2007). Historical tsunamis on the Solovetsky Islands. *Izvestiya RGO*. V. 139. № 6. P. 24–31. (in Russ.)
- Nosova O.Yu., Vashkov A.A. (2021). Lithologic composition of coarse clastic fraction of the tillite from the west part of the Terskie Keivy glacial accumulative complex, southern Kola Peninsula. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. № 86. P. 11–22. (in Russ.) https://doi.org/10.52349/0869-7892_2021_86_11-22
- Novichkova Ye.A. (2008). Postlednikovaya istoriya razvitiya Belogo morya po materialam izucheniya vodnykh i nazemnykh palinomorf (Postglacial history of the development of the White Sea based on the study of aquatic and terrestrial palynomorphs). PhD thesis. Moscow: IO RAS. 26 p. (in Russ.)
- Novichkova E.A., Polyakova E.I. (2008). Hydrological changes in the White Sea during the historical period inferred from analysis of dinocysts. *Doklady Earth Sci.* V. 423 № 1. P. 1290–1293. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08080242>
- Polyakova Y.I., Novichkova, Y.A., Lisitzin A.P. et al. (2014). Modern data on the biostratigraphy and geochronology of White Sea sediments. *Doklady Earth Sci.* V. 454. P. 169–174. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14020032>
- Proshkina-Lavrenko A.I. (Ed.). (1951). *Opredelitel' presno-vodnykh vodoroslei SSSR. Vypusk 4: Diatomovye vodorosli* (Key to freshwater algae of the USSR. Issue. 4: Diatoms). Moscow: Sovetskaya nauka (Publ.). 620 p. (in Russ.)
- Ramsay W. (1898). Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia, Bd. XVI. № 1. P. 1–151.
- 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. P. 725–757. <http://dx.doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Subetto D.A. et al. (2017). Morphodynamics of the shores of the northwestern Onega Peninsula of the White Sea in the Holocene. Guba Konyukhova. *Trudy Karel'skogo NTs RAN*. № 8. P. 1–19. (in Russ.)

- Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Shilova O.S. et al. (2019). Southeastern coast of the Gorlo Strait of the White Sea in the Holocene: relief, sediments, dynamics. In: *Rel'yef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarkтики i Severo-Zapada Rossii*. V. 6. St. Petersburg: AANII (Publ.). P. 146–153. (in Russ.) <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10621>
- Repkina T.Yu., Romanenko F.A., Ludikova A.V. et al. (2020). The Northwestern shores of the Onega Peninsula of the White Sea in the Holocene: development conditions, dynamics, chronology. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. V. 84. № 6. P. 888–904. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S2587556620060096>
- Repkina T.Yu., Lugovoi N.N., Gurinov A.L. et al. (2022). Anthropogenic changes in eolian processes on the coast of the White Sea. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. V. 86. № 6. P. 1046–1062. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S2587556622060140>
- Romanenko F.A., Shilova O.S. (2012). The postglacial uplift of the Karelian Coast of the White Sea according to radiocarbon and diatom analyses of lacustrine-boggy deposits of Kindo Peninsula. *Doklady Earth Sci.* V. 442. P. 242–246. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12020079>
- Romanenko F.A., Garankina E.V., Dzhevakhshvili P.S. et al. (2021). The structure and dynamics of the relief of the western part of the Tersky coast of the White Sea. In: *Rel'yef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarkтики i Severo-Zapada Rossii*. V. 8. P. 199–204. (in Russ.) <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2021-8-199-204>
- Rybalko A.E., Zhuravlev V.A., Semenova L.R. et al. (2017). Quaternary sediments of the White Sea and the history of the development of the modern White Sea basin in the late Pleistocene — Holocene. The White Sea system. V. IV. Moscow: Scientific World (Publ.). P. 84–127.
- Sadovskii M.A., Bolhovitinov L.G., Pisarenko V.F. (1987). Deformirovanie geofizicheskoi sredy i seismicheskii protsess (Deformation of the geophysical environment and the seismic process). Moscow: Nauka (Publ.). 100 p. (in Russ.)
- Safyanov G.A., Solov'eva G.D. (2005). Geomorphology of the bottom and coasts of the White Sea. *Vestn. Mosk. Unta. Ser. 5. Geografiya*. № 3. P. 54–62. (in Russ.)
- Safyanov G.A., Shevchenko N.V. (2007a). Peculiarities of granulometric differentiation of sediments of the microtidal coast. In: *Problemy upravleniya i ustoychivogo razvitiya pribrezhnoi zony morya*. Gelendzhik: YuO IO RAN (Publ.). P. 172–175. (in Russ.)
- Safyanov G.A., Shevchenko N.V. (2007b). Eolian processes on the shores of the White Sea. In: *Problemy upravleniya i ustoychivogo razvitiya pribrezhnoi zony morya*. Gelendzhik: YuO IO RAN. P. 175–178. (in Russ.)
- Safyanov G.A., Repkina T.Yu. (2017). Morpho- and lithodynamics of the shores of the Onega Peninsula. In: The White Sea system. V. IV. Moscow: Scientific World (Publ.). P. 185–200. (in Russ.)
- Sapelko T. (2017). Northern Scandinavia: paleogeography of the Kola Peninsula. In: *Human Colonization of the Arctic: The Interaction Between Early Migration and the Paleoenvironment*. Elsevier. P. 23–33. <https://doi.org/10.1016/C2015-0-04747-5>
- Scheidegger A.E. (2004). *Morphotectonics*. Berlin, Germany: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 197 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-18745-2>
- Selivanov A.O. (1996). Morphological changes on Russian coasts under rapid sea-level changes: Examples from the Holocene history and implications for their future. *J. Coastal Res.* V. 12. № 4. P. 823–830.
- Selivanovskaya E.E., Vrachinskaya M.M. (1976). *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200 000. Seriya Kol'skaya*. Listy Q–37–XIII, XIV. Ob'yasnitel'naya zapiska (Geological map of the USSR, scale 1:200 000. Kola series. Sheets Q–37–XIII, XIV. Explanatory note). Moscow: MingeoSSSR (Publ.). 88 p. (in Russ.)
- Shenkman E.Ya. (Ed.). (1991). *Geodinamicheskaya karta Kol'skogo poluoostrova*. Masshtab 1:500 000 (Geodynamic map of the Kola Peninsula. Scale 1:500 000). Moscow: Mingeo SSSR, PGO "Aerogeologiya", MOMKAGE (funds). (in Russ.)
- Shubina N.G., Aristarkhova L.B. (1965). Methods of restoring the "primary" tectonic relief on a topographic map. *Vestn. Mosk. Unta. Ser. 5. Geografiya*. № 2. P. 34–41. (in Russ.)
- Shvarev S.V. (2022). Morphotectonics, seismicity and exogenous processes of the Kola Peninsula. *Geologiya i geofizika*. V. 63. № 8. P. 1135–1152. (in Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2021126>
- Simonov Yu.G., Lukashov A.A. (1963). Some methods and results of the analysis of neotectonic structures of the South-Eastern Transbaikalia. *Zapiski Zabaikal'skogo otdeleniya GO SSSR*. V. 21 (2). P. 170–178. (in Russ.)
- Sobolev V.M. (2008). Composition, stratigraphy of the Late Quaternary deposits of the Gorlo Strait of the White Sea and the main features of its paleogeography. *Problemy paleogeografii i stratigrafii pleystotsena*. V. 2. Moscow: MGU (Publ.). P. 144–156. (in Russ.)
- Solovieva N., Tarasov P.E., MacDonald G. (2005). Quantitative reconstruction of Holocene climate from the Chuna Lake pollen record, Kola Peninsula, northwest Russia. *The Holocene*. V. 15. № 1. P. 141–148. <http://dx.doi.org/10.1191/0959683605hl793rr>
- Stuiver M., Reimer P.J. (1993). Extended 14C Data Base and Revised CALIB 3.0 14C Age Calibration Program. *Radiocarbon*. V. 35. № 1. P. 215–230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>
- Timireva S.N., Filimonova L.V., Zyuganova I.S. et al. (2022). Environmental changes in the Tersky Coast of White Sea (Kola Peninsula) during the Holocene inferred from multi-proxy study of the Kuzomen Moch peatland. *Geomorfologiya*. № 3. P. 39–50. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0435428122030178>
- Ufimtsev G.F. (1984). Tektonicheskii analiz rel'efa (na primere Vostoka SSSR) (Tectonic relief analysis (on the example of the East of the USSR)). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 184 p. (in Russ.)
- van de Plassche O. (1995). Evolution of the intra-coastal tidal range in the Rhine-Meuse delta and Flevo Lagoon, 5700–3000 years cal B.C. In: *Marine Geology. Coastal Evolution in the Quaternary: IGCP Project*. V. 274 (124). P. 113–128. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00035-W](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00035-W)

- Vareychuk N.S., Ignatov E.I. (1989). Geomorphological map of the bottom of the White Sea. *Geomorfologiya*. № 1. P. 67–72. (in Russ.)
- Wanner H., Beer J., Butikofer J. et al. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quat. Sci. Rev.* V. 27. P. 1791–1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- White Sea map ru.png [Electronic resource]. URL: <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=12404892> (access date: 01.01.2022).
- Witkowski A., Lange-Bertalot H., Metzeltin D. (2000). Diatom flora of marine coasts I. Ruggell: A.R.G. Gantner Verlag K.G. 925 p.
- Yermolov A.A. (2010). Geomorphology of the Kola Peninsula shores in the White Sea. *Geomorfologiya*. № 1. P. 36–42. (in Russ.) <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2010-1-36-42>
- Yevzerov V.Ya., Nikolayeva S.B. (2000). Belts of marginal glacial formations of the Kola region. *Geomorfologiya*. № 1. P. 61–73. (in Russ.)
- Zaretskaya N., Korsakova O., Molodkov A. et al. (2022). Early Middle Weichselian in the White Sea and adjacent areas: Chronology, stratigraphy and palaeoenvironments. *Quat. Int.* V. 632. P. 65–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.05.007>
- Zaretskaya N.E. (2018). The Holocene history of the North Dvina River delta. *Geomorfologiya*. № 1. P. 3–17. (in Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0435428118010017>
- Zaretskaya N.E., Repkina T.Yu. (2015). New data on the Holocene history of the Tersky shore, White Sea. In: *Geologiya morei i okeanov. Materialy XXI Mezhdunar. nauch. konf. (Shkoly) po morskoi geologii*. T. 3. Moscow: GEOS (Publ.). P. 185–189. (in Russ.)
- Zaretskaya N.E., Ludikova A.V., Shvarev S.V. et al. (2020). Palaeoseismic fault trenches as unique archives of the White Sea Holocene history. *Geomorfologiya*. № 4. P. 45–57. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0435428120040112>
- Zenkovich V.P. (1962). *Osnovy ucheniya o razvitii morskikh beregov* (Fundamentals of the doctrine of the development of sea coasts). Moscow: AN SSSR (Publ.). 710 p. (in Russ.)

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

УДК 551.89→551.4.04(574.4)

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА В РАЙОНЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ УШБУЛАК (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)[#]

© 2024 г. В. А. Ульянов^{1,*}, Р. Н. Курбанов^{1, 2}, Д. В. Семиколенных¹,
Г. Д. Павленок³, В. М. Харевич³, А. А. Анойкин³

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

² Институт географии РАН, Москва, Россия

³ Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия

* E-mail: vauism@gmail.com

Поступила в редакцию 12.02.2023 г.

После доработки 23.03.2023 г.

Принята к публикации 13.10.2023 г.

Представлены результаты комплексных геоархеологических исследований стоянки верхнего палеолита Ушбулак, одной из наиболее значимых для понимания эволюции материальной культуры *Homo sapiens* в Центральной Азии. На основе детальной характеристики современного рельефа и экзогенных процессов, изучения строения разреза новейших отложений, абсолютного датирования люминесцентным методом реконструированы природные условия формирования отложений стоянки во вторую половину позднего плейстоцена. В разрезе стоянки Ушбулак выделено восемь основных литологических слоев, отражающих условия осадконакопления вблизи руч. Восточный. Анализ технико-типологических характеристик артефактов на памятнике позволил выделить четыре культурно-хронологических комплекса: начальные этапы верхнего палеолита (слои 7, 6 и горизонт 5.2), развитый верхний палеолит (горизонт 5.1 и слой 4), финальный верхний палеолит (слои 3, 2) и эпоха палеометалла (слой 1). По результатам люминесцентного датирования рассчитана байесовская возрастная модель формирования отложений разреза стоянки Ушбулак, характеризующая возраст культурных горизонтов и основных этапов развития рельефа. Выделено пять этапов развития рельефа в районе памятника. Заселение Шиликтинской долины носителями культур верхнего палеолита произошло в условиях начальной фазы потепления МИС 3 не позднее 51 тыс. л. н. Индустрии начального верхнего палеолита фиксируются на стоянке в продолжительном интервале первой половины МИС 3 (51–34 тыс. л. н.). Отсутствие значимых изменений в технокомплексах может свидетельствовать о стабильных природных обстановках в это время. Во второй половине МИС 3 в регионе начинается новое похолодание, которому соответствует хиатус в заселении участка стоянки человеком. В начале МИС 2 в районе стоянки фиксируется новая активная фаза деятельности людей, носителей культуры развитого верхнего палеолита (25–21 тыс. л. н.). Последняя фаза заселения региона носителями культуры финального верхнего палеолита произошла в период потепления около 17–14 тыс. л. н. При этом на всех этапах интенсивность заселения палеоколлективами Шиликтинской долины хорошо коррелирует с флуктуациями климатических условий в позднем плейстоцене.

Ключевые слова: геоархеология, начальный верхний палеолит, ОСЛ-датирование, палеогеоморфология, Шиликтинская долина, Центральная Азия

DOI: 10.31857/S2949178924010082, **EDN:** ILOWAN

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция хронологии и природных условий первоначального заселения человеком современного анатомического типа разных регионов

Евразии — одна из наиболее интересных и актуальных проблем археологии и палеогеографии в настоящее время. Появление и развитие новых методов естественнонаучных и археологических исследований, на фоне открытия большого количества стратифицированных памятников финала среднего — начала верхнего палеолита, позволили существенно продвинуться в нашем понимании этих вопросов. Одним из наиболее значимых результатов этих исследований стало выделение осо-

[#] Ссылка для цитирования: Ульянов В. А., Курбанов Р. Н., Семиколенных Д. В. и др. (2024). Этапы развития рельефа в районе палеолитической стоянки Ушбулак (Восточный Казахстан). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 1. С. 130–146. <https://doi.org/10.31857/S2949178924010082>; <https://elibrary.ru/ILOWAN>

бой категории каменных индустрий — комплексов начального верхнего палеолита (НВП). Первоначально они были охарактеризованы на примере материалов стоянки Бокер-Тахтит и грота Ксар-Акил (Левант), но позднее идентифицированы во многих районах Евразии (Hoffecker, Wolf, 1988; Kuhn, Zwyns, 2014). В настоящее время выделяются три основных региона, в которых НВП индустрии появляются в относительно короткий промежуток времени (~50–45 тыс. л. н.): Ближний Восток, Восточная Европа и северо-восток Центральной Азии (Южная Сибирь и Монголия) (Вишняцкий, 2008; Деревянко 2010; Kuhn, Zwyns, 2014; Rybin 2014).

В этом контексте Среднюю Азию можно рассматривать, как транзитную зону, расположенную между несколькими областями развития индустрий верхнего палеолита, в первую очередь, Передней Азией и Южной Сибирью. Наиболее интенсивные работы по изучению верхнего палеолита на этой территории, в последнее время ведутся в Казахстане (Таймагамбетов, Ожерельев, 2009; Ожерельев и др., 2019; Fitzsimmons et al., 2017), где основная часть памятников представлена местонахождениями с поверхностным залеганием артефактов. В таких условиях особую значимость приобретают редкие стратифицированные стоянки открытого типа, позволяющие получить значительный объем естественнонаучной информации, в том числе, надежно определить их возраст, реконструировать палеогеоморфологические и палеогеографические условия.

В 2016 г. на территории Восточного Казахстана, в Шиликтинской долине, на границе с Синцзянем (Китай), была открыта многослойная стоянка Ушбулак (Shunkov et al., 2017), материалы которой не только маркируют юго-западную границу распространения НВП-индустрий азиатского/сибирско-монгольского типа (Rybin, 2014; Zwyns, 2021), но и характеризуют основные этапы развития верхнего палеолита в регионе (Павленок и др., 2021; Anoykin et al., 2019). Специфика памятника, определяемая наличием мощной толщи отложений, инситуное залегание в них каменных артефактов, а также представительность и яркий индустриальный облик археологических материалов, делает Ушбулак уникальным объектом для геоархеологических исследований, направленных на воссоздание природных обстановок, в которых существовали палеоколлективы, и которые практически полностью определяли быт человека на ранних этапах истории. Сложность подобных реконструкций, как правило, связана с фрагментарностью

литологических последовательностей на памятниках и с трудоемкостью получения информации подобного рода. Так, наиболее часто используемые для палеогеографических реконструкций методы — палинологический и палеонтологический, часто сталкиваются с отсутствием или недостаточным количеством аналитического материала (отсутствие териофауны, палинологически “немые” отложения и т.д.). В этих случаях большую роль для восстановления условий функционирования стоянок приобретают геоморфологические методы изучения динамики и природных обстановок седиментогенеза.

В статье представлены результаты комплексных геоархеологических исследований (изучение рельефа, детальная характеристика разреза новейших отложений, данные абсолютного датирования), на основании которых была проведена реконструкция природного окружения стоянки на разных этапах ее существования.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стоянка Ушбулак расположена в 21 км к востоку от с. Шиликты в урочище Долина Карасай, в местности Ушбулак (“Три ручья”), у подножия юго-западного склона западной оконечности хр. Саур на абс. высоте около 1500 м (рис. 1).

В структурно-геологическом отношении территория относится к Южно-Саурской структурно-фациальной подзоне Восточного Казахстана (Геология СССР, 1967). Геологическая обстановка в окрестностях памятника характеризуется сложностью строения и пестротой литологического состава. Непосредственно примыкающий к местонахождению с востока участок хр. Саур сложен песчаниками, алевролитами и кремнистыми сланцами живетского яруса среднего девона, которые ближе к осевой части хребта сменяются базальтовыми порфиритами и лавами андезитового состава. К северо-востоку осадочный комплекс живетского яруса частично перекрывается песчаниками, алевролитами, кремнистыми алевролитами и андезитовыми вулканитами франского яруса позднего девона (Геологическая карта ..., 1976).

В геоморфологическом отношении исследуемая территория приурочена к зоне сочленения северо-восточной окраины межгорной Шиликтинской впадины, в советской и российской геологической литературе более известной как Чиликтинская мульда, и обрамляющего ее северную окраину Саурско-Манракского поднятия. Основные черты

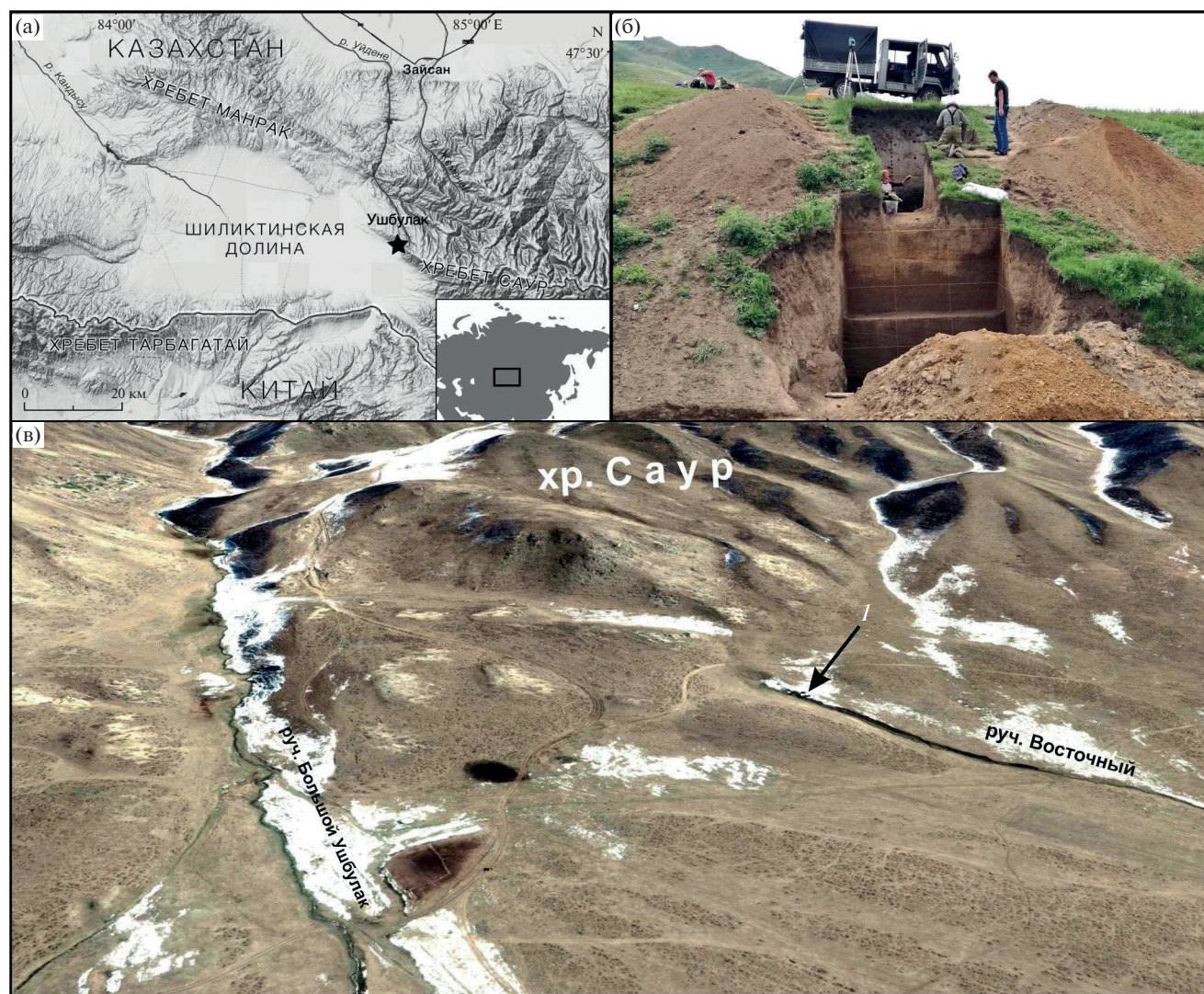


Рис. 1. (а) — Расположение стоянки Ушбулак в пределах Шиликтинской долины. (б) — Общий вид археологических раскопов на левом борту руч. Восточный. (в) — Геоморфологическая ситуация на южном склоне хр. Саур в районе расположения стоянки 1 (спутниковое изображение Google Планета Земля).

Fig. 1. (a) — Location of the Ushbulak site within the Shilikty Valley. (б) — General view of the archaeological excavations on the left side of the Vostochnyy creek. (в) — Geomorphological situation around southern slope of Saur range around Ushbulak (Google Earth; 1 — locatuion of the spring).

геоморфологического строения территории свидетельствуют об активных тектонических поднятиях новейшего времени и относительной молодости тектонически предопределенного рельефа (Геология СССР, 1967), а скорости четвертичных поднятий в осевой зоне хр. Саур оцениваются гораздо выше 0.38 мм/год (Трихунков и др., 2020).

Стоянка Ушбулак расположена непосредственно в зоне разлома северо-западного простирания, контролирующего массивные интрузии гранодиоритов и диоритов раннекаменноугольного времени (Геологическая карта ..., 1976). В частности, ближайшие выходы крупнокристаллических гранитоидов находятся в 30 м выше по склону от ис-

тока руч. Восточный, вследствие чего продукты их физического выветривания доминируют в составе щебнисто-дресвянистой фракции пролювиально-склоновых отложений.

Юго-западный макросклон хр. Саур характеризуется значительными (от 15 до 25°) генеральными углами наклона. Большая часть рассекающих его эрозионных форм представляет собой глубоко (150–300 м) врезанные ущелья с крутыми (до 35–45°), местами отвесными в своей нижней части бортами и, как правило, круглогодично функционирующими водотоками. Днища наиболее крупных долин в приустьевых частях выположены, расширены до 30–80 м и заполнены грубообло-

мочными щебнисто-валунными отложениями. Местами в средней и приустьевой частях долин отмечаются признаки эпизодического прохождения селевых потоков в виде коррадированных участков русла, полей селевой аккумуляции, локально сохранившихся селевых террас высотой до 1,5–2 м над современным урезом.

Переход от юго-западного макросклона хр. Саур к Шиликтинской впадине морфологически четко выражен по резкому изменению уклонов поверхности. Подножие хребта перекрыто плащом делювиально-пролювиальных отложений, слившихся с частично размытыми дельтами и конусами выноса рассекающих его распадков. В результате сформировалась пологоувалистая подгорная поверхность с генеральным углом наклона 6–8° к днищу впадины, относительно узкой (500–1000 м) полосой протягивающаяся вдоль подножия хребта. Местами в вершинных частях увалов сквозь чехол рыхлых отложений проступают перекрытые тонким слоем элювия выходы коренных пород, свидетельствующие о наличии в основании увалов стабильного ядра и, в целом, о сравнительно небольшой (до первых десятков метров) мощности чехла рыхлых осадков в пределах подгорной полосы.

Современные рельефообразующие процессы определяются ландшафтно-климатическими условиями региона. Среднегодовая температура составляет около +4 °С, однако абсолютные максимумы могут достигать +40 °С, а абсолютные минимумы –50 °С (Гидрогеология СССР, 1971). Годовая сумма осадков в Шиликтинской котловине около 400 мм, при этом испаряемость превышает ее более чем в два раза. Из них около 200 мм выпадает в твердой фазе. Мощность снежного покрова достигает 0,5–0,7 м, среднее число дней с установившимся снежным покровом 145. С увеличением абсолютной высоты увеличивается количество выпадающих осадков. Южные наветренные склоны хр. Саур получают более 700 мм/год, при этом снеговые запасы достигают 300 мм, что обуславливает бурное весеннее половодье и, как следствие, интенсивную эрозионную деятельность в пределах горных территорий, сопровождающуюся активным выносом материала на подгорную поверхность. При выходе на равнинные участки сток расходуется преимущественно на испарение и инфильтрацию в толщу рыхлых осадков, заполняющих днище впадины.

Особенности геологического строения обуславливают само существование руч. Восточный,

к которому приурочен памятник. Исток ручья представляет собой родник с постоянным дебитом около 6 л/с, бьющий из толщи рыхлых отложений у самого подножия склона хр. Саур в верхней части подгорной поверхности. Питание родника осуществляется преимущественно трещинными и трещинно-жильными водами интрузивного комплекса, поэтому объем стока в верхнем течении руч. Восточный мало зависит от неравномерности выпадения атмосферных осадков. Поскольку большинство малых и средних водотоков, стекающих с южного склона хр. Саур, при выходе в пределы Шиликтинской впадины полностью теряют поверхностный сток уже через первые сотни метров, то наличие стабильно функционирующего источника чистой воды имеет большое значение для выбора человеком места стоянки.

Памятник расположен по бортам эрозионного вреза в верхнем течении руч. Восточный. В настоящее время на нем заложено два раскопа и 12 шурфов общей площадью 40 м², при этом предполагаемая общая площадь стоянки составляет около 500 м². Основной участок исследования — надстраивающие друг друга раскопы 1 и 2 — находятся на левом борту ручья. Раскоп 1 площадью 9 м² заложен на прибрежном участке крутого эрозионного склона, а раскоп 2 площадью 12 м² в его основании. Раскопы на уровне слоя 5 соединены траншеей протяженностью 3 м. Сводный стратиграфический разрез стоянки мощностью более 6 м насчитывает восемь основных литологических слоев, некоторые из которых, исходя из особенностей залегающего археологического материала, были дополнительно разделены на горизонты (рис. 2).

Археологический материал зафиксирован в слоях 7–1 и залегал в слоях 6–1 *in situ*, а в слое 7 претерпел незначительные горизонтальные перемещения, связанные с перемывом отложений в результате деятельности ручья. По технико-типологическим характеристикам каменных индустрий, их стратиграфической позиции, а также по сопровождающим остаткам фауны на памятнике было выделено четыре культурно-хронологических комплекса: начальных этапов верхнего палеолита (горизонты 7.2–5.2), развитого верхнего палеолита (горизонт 5.1 — слой 4), финального верхнего палеолита (горизонты 3.3–2.1) и эпохи палеометалла (слой 1) (Anoikin et al., 2019). Коллекция артефактов из горизонтов 7.2–5.2 насчитывает более 16 тыс. экз., представляющих единую каменную индустрию. Система первич-

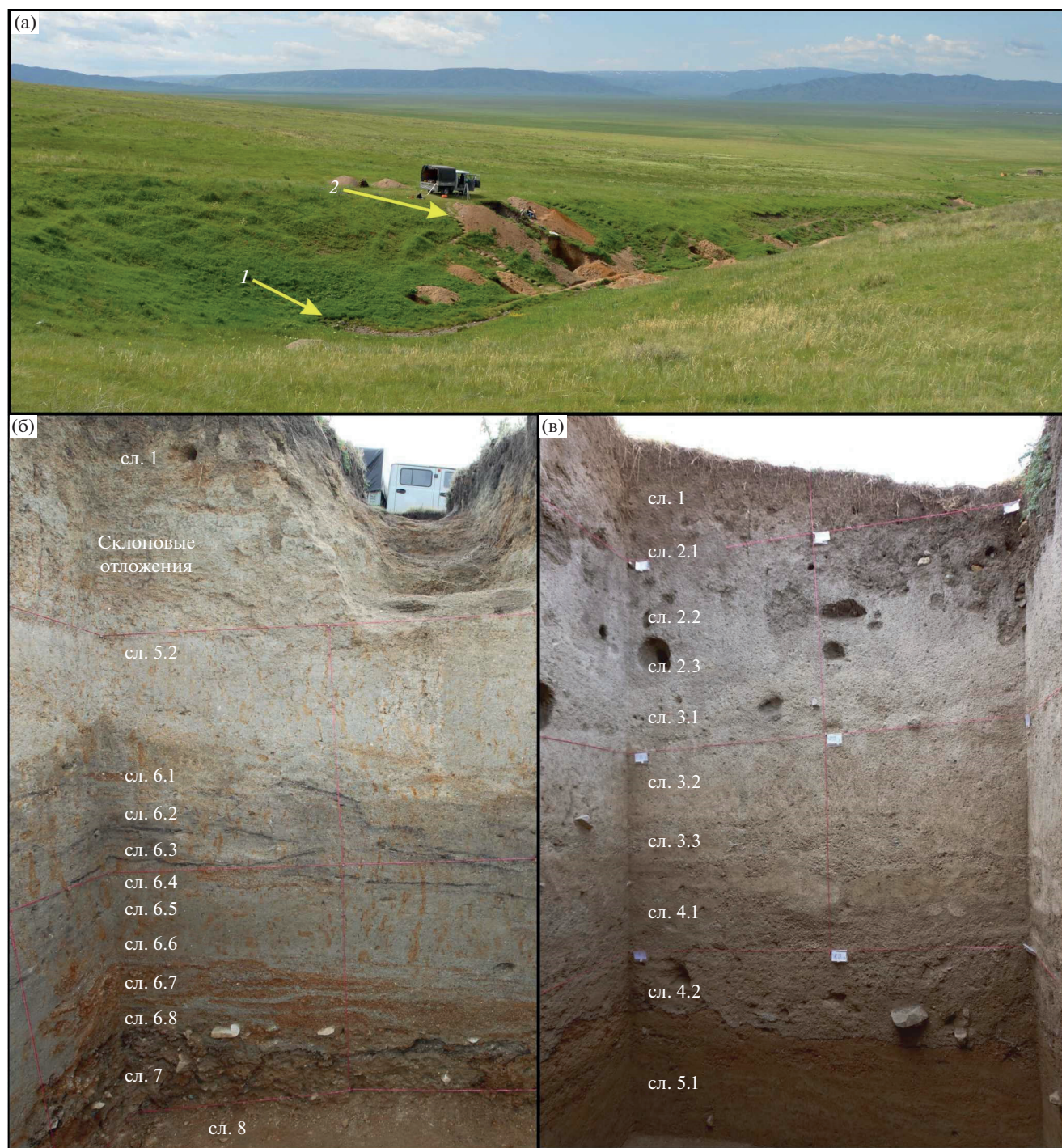


Рис. 2. (а) — Общий вид долины руч. Восточный и положение стоянки (1 — расположение источника, 2 — археологические раскопы). (б) — Юго-восточная стенка раскопа 2. (в) — Юго-западная стенка раскопа 1.

Fig. 2. (a) — General view of the Vostochny spring, 2 — archaeological excavations). (б) — South-eastern wall of excavation 2. (в) — South-west wall of excavation 1.

ного расщепления характеризуется бипродольным объемным скалыванием, направленным на получение пластин в технике прямого удара твердым отбойником, с подготовкой зоны расщепления пикетажем. Орудийный набор, основу которого

составляют концевые скребки на пластинах и интенсивно ретушированные пластины, включает также такие специфические типы изделий, как нуклеусы-резцы, скребки и остроконечники с подтеской основания на пластинах, изделия с че-

решком, скошенное острие, листовидный бифас и др. В коллекции присутствуют два изделия неutilитарного назначения. Верхние слои существенно беднее археологическим материалом (~1300 экз.). В толще от горизонта 5.1 до слоя 4 фиксируются крупные торцовые нуклеусы для пластин, также торцовые изделия для пластинок и микропластин. Для слоев 3–2 наряду с аналогичными формами ядрищ появляются изделия, относящиеся к призматическому расщеплению. Орудийный набор в верхних слоях невыразителен и довольно однообразен: единичные скребки разных модификаций, ножи и микропластины с ретушью (Anoikin et al., 2019).

Всего на стоянке найдено более 500 неопределимых фрагментов костей копытных среднего размерного класса (лошадь—архар). Редкие определимые остатки зафиксированы в слоях 2, 3, 6 и 7 и были представлены, в основном зубами и их обломками. Видовой состав одинаков для всех слоев и включает архара *Ovis ammon*, сибирского горного козла *Capra sibirica* и кулана *Equus hemionus*. К последнему виду, возможно, относятся также остатки лошади *Equus* sp. Остатков мелкой териофауны в отложениях стоянки не обнаружено (Anoikin et al., 2019). Также во всех слоях, кроме слоя 1, отсутствует палинологический материал, достаточный для выполнения каких-либо палеоклиматических реконструкций.

Наиболее близкие аналогии индустрии нижних слоев Ушбулака имеют с материалами горизонта ВП2 (49–44 тыс. л. н.) стоянки Кара-Бом на Российском Алтае. Подобные комплексы более молодого возраста (44–32 тыс. л. н.) известны на территории Монголии и Забайкалья (Деревянко, 2010; Rybin, 2014). Стоит отметить, что большинство этих стоянок находится в близких геоморфологических условиях и в близком высотном диапазоне (~1000–1500 м над у. м.). Материалы из верхних слоев коррелируются с индустриями второй половины верхнего палеолита Центрального и Северного Казахстана, а также Российского Алтая (Павленок и др., 2021).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе работ изучался рельеф и современные рельефообразующие процессы в пределах прилегающих участков юго-западного склона хр. Саур и Шиликтинской долины, проводилось детальное описание, люминесцентное и радиоуглеродное

датирование новейших отложений. Эти исследования были направлены на определение палеогеоморфологического положения стоянки, оценку состояния палеоландшафтов на разных этапах существования памятника, его внутренней структуры, доступности био- и литоресурсов и видов хозяйственной деятельности, наличия перерывов в осадконакоплении; процессов формирования вмещающих культурные остатки отложений; причин, скорости и направления перемещения археологического и палеонтологического материала; степени постседиментационных нарушений. Подобные реконструкции крайне важны для стоянок открытого типа, максимально зависящих от окружающей геоморфологической обстановки.

Строение новейших отложений было изучено на площади двух археологических раскопов и серии дополнительных шурфов. Помимо характеристики структурных и текстурных особенностей отложений, внимание уделялось характеру границ и переходов, органическим и минеральным включениям и новообразованиям. Для уточнения возраста отдельных слоев и культурных горизонтов, полученная ранее абсолютная хронология на основе 14 люминесцентных дат (Курбанов и др., 2021) была дополнена новой партией образцов. Датирование выполнялось по стандартной методике, с выделением для каждого образца навесок кварца и калиевых полевых шпатов (КПШ) для оценки надежности хронологии на основе учета скоростей обнуления обоих минералов (Mugau et al., 2008; Курбанов и др., 2019). Детали пробоподготовки и протоколы измерений приведены в статье (Kurbanov et al., 2023). Итоговая хроностратиграфическая схема для стоянки Ушбулак получена по результатам анализа 28 люминесцентных датировок. На этой основе была рассчитана байесовская возрастная модель в пакете OxCal 4.4 (Ramsey et al., 2017).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Строение разреза новейших отложений. В разрезах стоянки Ушбулак снизу вверх выделены следующие литологические слои (рис. 3):

Слой 8. Толща очень плохо сортированных щебнисто-дресвянистых отложений с включением единичных глыб до 0.4 м в поперечнике в тяжелосуглинистом заполнителе порового типа. Слой вскрыт на 0.5 м ниже современного уреза руч. Восточный. Обломочный материал плотно забутован, ориентирован в слое хаотически. В петрографи-

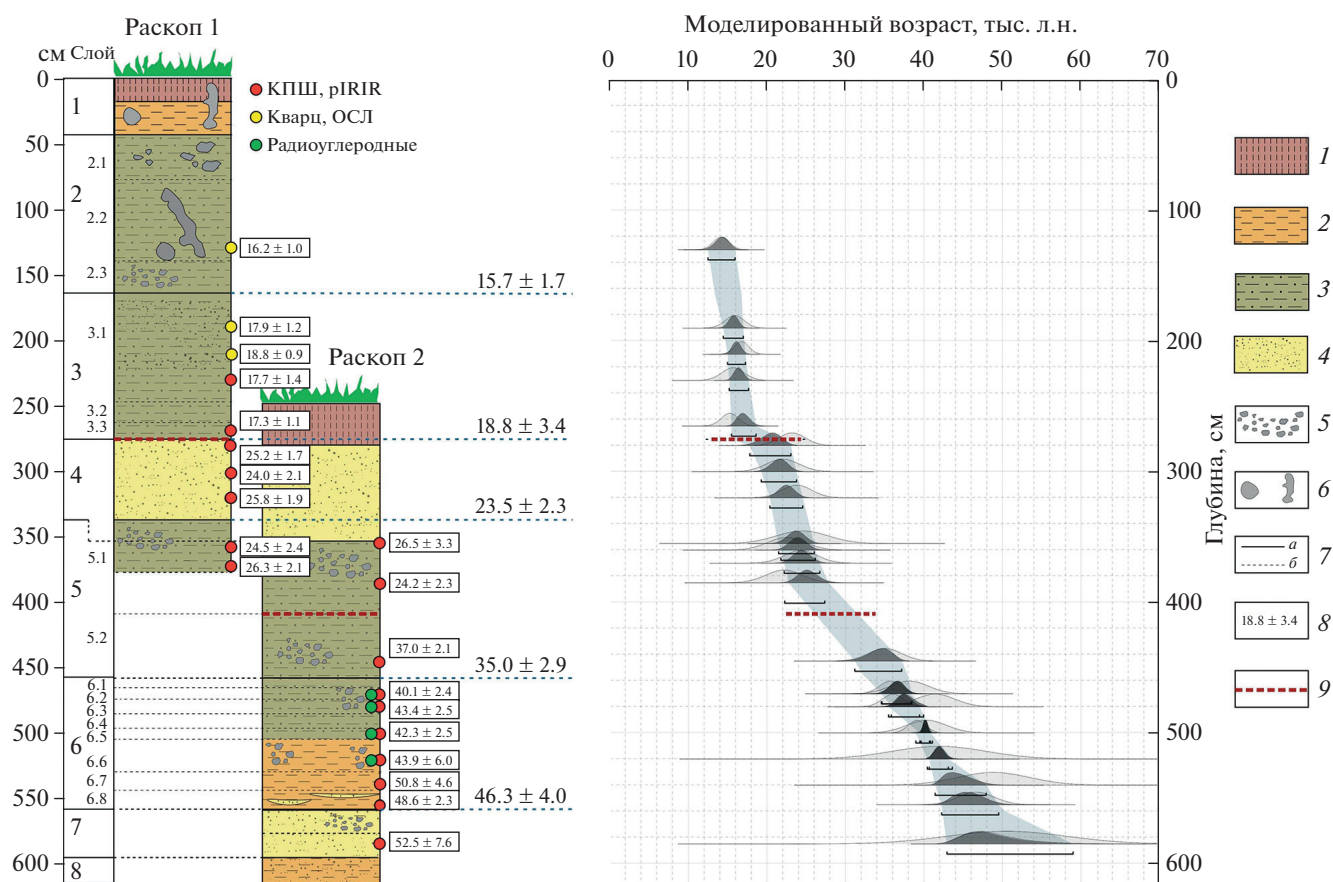


Рис. 3. Строение разреза стоянки Ушбулак, результаты абсолютного датирования и байесовского моделирования. 1 — тяжелый суглинок; 2 — суглинок; 3 — супесь; 4 — песок; 5 — гравий; 6 — кротовины; 7 — границы (а — четкие, б — нечеткие); 8 — моделированный возраст границ, тыс. л. н.; 9 — hiatus.

Fig. 3. The structure of the Ushbulak site section, results of absolute dating and Bayesian modeling. 1 — heavy loam; 2 — loam; 3 — sandy loam; 4 — sand; 5 — gravel; 6 — mole burrows; 7 — boundaries (a — clear, b — fuzzy); 8 — modeled age of boundaries, thousand years ago; 9 — Hiatus.

ческом составе, при общем преобладании характерных для ближайших склонов хр. Саур мелкозернистых песчаников, алевролито-песчаников и алевролитов, регулярно встречаются экзотические для современного водосбора руч. Восточный эффузивные вулканические породы — андезиты и миндалекаменные базальты. В кровле слоя отмечены признаки эрозионного размыва в виде меандрирующих промоин шириной до 20–25 см и глубиной до 10–15 см, заполненных хорошо отмытыми дресвяно-песчаными осадками вышележащих отложений. Примечательно, что сток в промоинах в кровле слоя 8 был направлен почти строго на юг, в отличие от современного юго-западного направления стока руч. Восточный, которое соответствует генеральному направлению уклона подгорной поверхности. Нижняя граница слоя 8 не вскрыта, установленная мощность отложений 0.8 м.

Слой 7. Щебнисто-дресвянистый материал с супесчаным заполнителем ржаво-охристого цвета. Щебень преимущественно средний и мелкий с подчиненным содержанием крупного, ориентирован согласно простиранию слоя. Нижняя граница слоя 7 резкая, эрозионного типа, неровная в соответствии с промоинами в кровле подстилающих отложений, заполненными веществом слоя 7 и иногда содержащими артефакты. Текстура заполнителя линзовидно-слоистая, характерная для отложений малого водотока с переменным гидрологическим режимом. Слой 7 залегает с падением под углом 6–8° в южном направлении, соответствующем направлению промоин в кровле слоя 8.

Слой 6. По литологическим признакам делится на нижнюю и верхнюю пачки. Нижняя пачка (археологические горизонты 6.6–6.8) сложена сероцветными массивными тяжелыми суглинками

с нечетко выраженной субгоризонтальной слоистостью. Верхняя пачка (горизонты 6.1–6.5) — суглинки легкие, одресвяненные, серые с палевым оттенком, переслаивающиеся с относительно маломощными (до 1–3 см) деформированными линзовидными прослоями коричнево-черной гумусированной супеси. В прикровельной части слоя 6 (мощностью 10–15 см, археологический горизонт 6.1) отмечаются признаки активизации пролювиально-склоновых процессов в виде увеличения содержания дресвянистых фракций и ухудшившейся сортированности осадка. Слой 6 залегает на кровле слоя 7 с очевидным угловым несогласием, общим падением в юго-западном направлении, что совпадает с азимутом падения современной подгорной поверхности и резко отличается от азимута падения подстилающих горизонтов. При этом наблюдается устойчивая тенденция к увеличению угла падения слагающих слой 6 горизонтов от 2–3° в приподошвенной части до 5–6° в прикровельной части слоя.

Слой 5. В своей нижней части представлен обильно насыщенными дресвой выветрелых гранитоидов светло-серыми тяжелыми супесями и легкими суглинками. В верхней части слоя 5 существенно увеличивается опесчаненность при одновременном повышении сортированности осадков и отмытости от глинистых частиц. Местами в подошве слоя 5 отмечаются признаки эрозионного размыва кровли подстилающих отложений в виде невыдержанного по простиранию прослоя щебнисто-дресвянистой отмытости, что отражает усиление пролювиальной деятельности на этапе формирования слоя 5.

Слой 4. Толща дресвяно-песчаных отложений с алевроитовым заполнителем порового типа и включениями мелкого щебня частично сапролитизированных гранитоидов, по нижней границе подстилаемая невыдержанным по мощности прослоем плохо сортированного щебнисто-дресвянистого материала. С очевидным размывом ложится на кровлю слоя 5.

Слой 3. Нижняя часть слоя (горизонт 3.3) представлена алевроитистыми супесями с включениями линз мелкодресвянистого материала. В средней части (горизонт 3.2) выделяется прослой щебнисто-дресвянистого материала с единичными включениями средне- и крупнощебнистых обломков предельно сапролитизированных (режутся лопатой) гранитов и гранодиоритов в супесчаном заполнителе базального типа. Отмечается острогранность первоначальной фор-

мы сапролитизированных обломков, что указывает на их транзит в невыветрелом состоянии и на интенсивное физическое выветривание уже после захоронения в горизонте 3.2. Нижняя граница горизонта 3.2 резкая, фестончатая, с признаками постседиментационных деформаций инволюционного типа, характерных для сезонно-талых грунтов. В верхней части слоя (горизонт 3.1) залегают легкие алевроитистые суглинки с проявляющейся при высыхании осадка крупностолбовидной структурой, свидетельствующей о существенном возрастании доли осадков субаэрального (эолового) генезиса.

Слой 2 мощностью около 1.2 м, генетически связан с деятельностью преимущественно эоловых, склоновых и делювиально-пролювиальных процессов различной степени интенсивности. В основании слоя залегают белесые алевроитистые легкие супеси (горизонт 2.3), неравномерно насыщенные сильно сапролитизированным хаотически ориентированным мелким щебнем с доминированием в песчано-мелкодресвянистой фракции минеральных агрегатов разрушившихся гранитов. Явных признаков денудации на контакте с подстилающими отложениями не отмечено, что свидетельствует о снижении эрозионной активности пролювиальных процессов во время формирования слоя. Средняя часть слоя 2 (горизонт 2.2) представлена насыщенными дресвой сильно осветленными алевроитистыми супесями с единичными включениями сапролитизированных гранитоидов мелкощебнистой размерности. Горизонт 2.1 — это светло-серые умеренно одресвяненные алевроитистые супеси с непрочной мелкозернисто-пылевой структурой.

Слой 1. Современная гумусированная почва мощностью 0.2–0.25 м.

Результаты датирования. Результаты гамма-спектрометрического анализа и рассчитанная мощность дозы для каждого образца представлены в статье (Kurbanov et al., 2023). Всего из раскопов 1 и 2 было получено 28 дат по полевым шпатам (ИКСЛ₂₉₀), а также четыре ОСЛ-даты для раскопа 1 по кварцу. На основе полученной хронологии была рассчитана байесовская возрастная модель, объединившая все надежные люминесцентные даты, а также четыре радиоуглеродные датировки, полученные методом ускорительной масс-спектрометрии по костям животных в двух лабораториях (см. табл. 1). Итоговая хронология представлена на рис. 3.

Таблица 1. Итоговая хронология стоянки Ушбулак по результатам люминесцентного, радиоуглеродного датирования и байесовского моделирования. Радиоуглеродные даты получены: ^a — Лаборатория УМС датирования, Аризонский университет (США); ^b — Центр геохронологии кайнозоя, ИЯФ СО РАН и ИАЭТ СО РАН (Россия)
Table 1. The final chronology of the Ushbulak site based on the results of luminescent, radiocarbon dating and Bayesian modeling. Radiocarbon dates obtained: ^a — UMC Dating Laboratory, University of Arizona (USA); ^b — Center for Cenozoic Geochronology, INP SB RAS and IAET SB RAS (Russia)

Раскоп 1			Раскоп 2				
Лаб. №	Слой	Моделирован- ный возраст	Лаб. №	Слой	Моделирован- ный возраст	Радиоуглеродное датирование	
						тыс. л. н.	материал
208853	2.2	14.2±1.7					
208851	3.1	15.7±1.3					
208850	3.1	16.1±1.1					
208849	3.1	16.4±2.5					
208848	3.3	17.0±1.6					
208847	4	20.4±2.6					
208846	4	21.5±2.2					
208845	4	22.4±2.1					
208843	5.1	23.9±2.2	208839	5.1	23.7±2.3		
208842	5.1	24.4±2.3	208838	5.1	25.3±2.5		
			208836	5.2	34.1±3.0		
			208835	6.2	36.5±1.9	37.7±1.4 ^b	уголь
			208834	6.3	37.9±2.0	38.0±1.3 ^b	уголь
						41.1±1.1 ^b	
			208833	6.5	40.2±0.8	42.2±0.3 ^a	зуб
			208832	6.6	42.0±1.6		
			208831	6.7	44.6±3.2	44.0±0.6 ^a	кость
			208830	6.8	45.8±3.6		
			208829	7.1	50.9±8.0		

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Абсолютная хронология стоянки Ушбулак. Новые данные абсолютного датирования позволили уточнить хроностратиграфию разреза стоянки Ушбулак. С учетом байесовского моделирования определен возраст всех литологических слоев и основных этапов осадконакопления. Начальный этап деятельности руч. Восточный маркируется слоем 7 с возрастом 52.2±3.8 тыс. л., по модели 50.9±8.0, что соотносится с короткой фазой потепления МИС 3с. Возраст слоя 6 находится в пределах 48.6±1.9 и 40.5±1.5 тыс. л., что соответствует начальным этапам второй половины МИС 3. Однако кровля слоя, по-видимому, была частично размыва. Учитывая скорость осадконакопления и результаты моделирования, верхняя граница слоя 6 оценивается как ~35 тыс. л. н.

Для слоя 5 получено четыре даты, характеризующие время значительной активизации склоновых процессов около 34–35 тыс. л. н., верхняя часть слоя формировалась между 25–23 тыс.л.н.

В средней части слоя, по-видимому, имел место значительный размыв, отмечается хиатус продолжительностью около 10–12 тыс. л. Супеси и пески слоя 4 отлагались в ходе склоновых процессов, активизировавшихся в последовавшей затем стабилизации рельефа и образования долины небольшого ручья в период после ледникового максимума (23–20 тыс. л. н.). Верхняя часть слоя 4 видимо также размыва; результаты датирования указывают на присутствие на этом интервале хиатуса продолжительностью ~7–10 тыс. л., который, по-видимому, связан с ледниковым максимумом. Слои 3 и 2 образовались в конце МИС 2, 19–14 тыс. л.н., в фазу активного потепления, предшествовавшую голоцену.

Палеогеоморфологическая реконструкция. Детальный анализ геологического строения северной части Шиликтинской котловины, современных экзогенных процессов в районе стоянки Ушбулак и разреза новейших отложений позволили выделить пять этапов осадконакопления и развития рельефа (рис. 4).

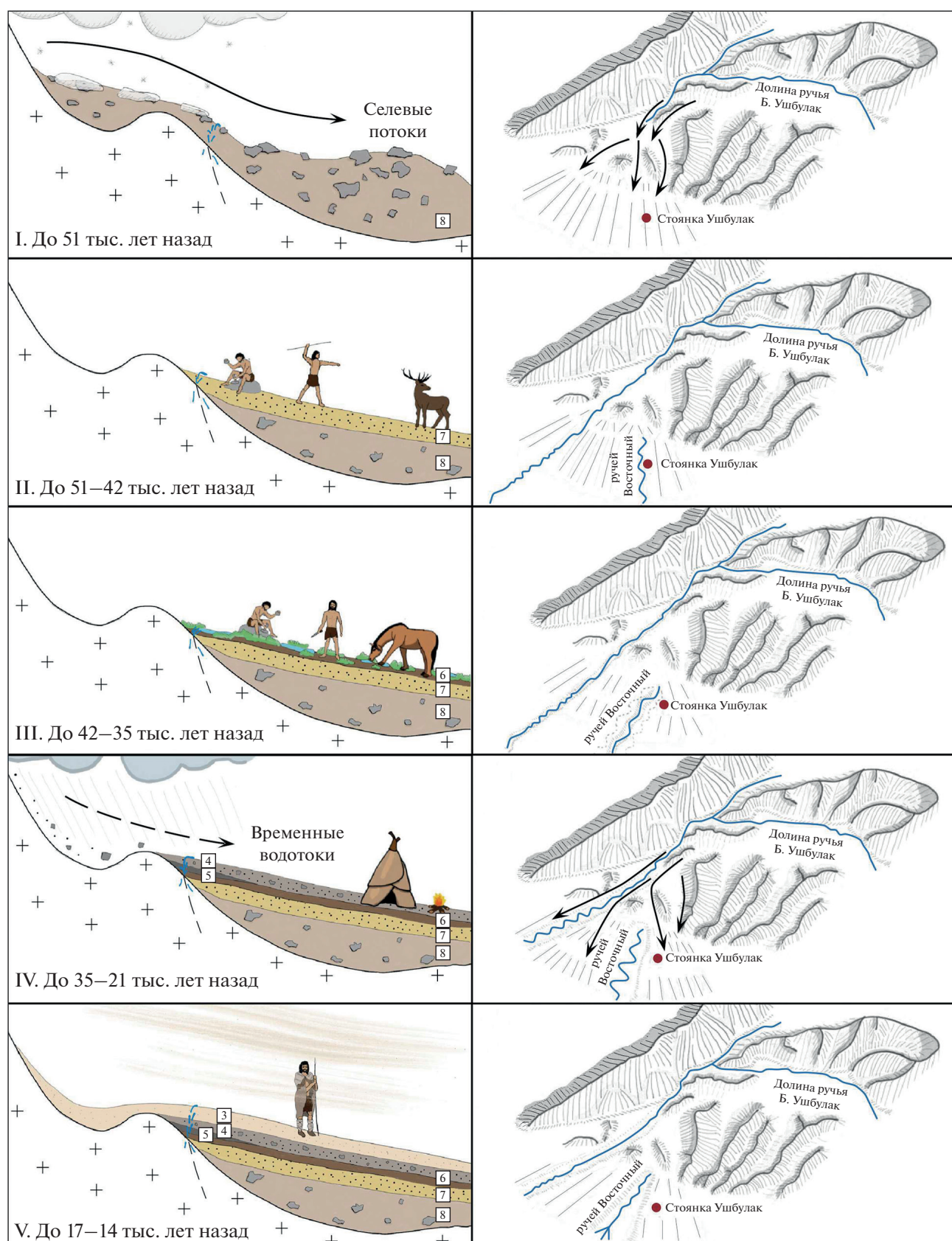


Рис. 4. Этапы развития рельефа и заселения стоянки Ушбулак в позднем плейстоцене.

Fig. 4. Stages of geomorphological development and human occupation of the Ushbulak site in the Late Pleistocene.

Этап 1: формирование конуса селевой аккумуляции. Гранулометрический состав и структурно-текстурные особенности слоя 8 позволяют предположить его селевое происхождение. Современный водосборный бассейн руч. Восточный по своим размерам не может обеспечить формирование селевого потока необходимой интенсивности, что указывает на существенную перестройку рельефа со времени формирования слоя 8, обусловившей смену питающей провинции и кардинальное изменение гидрологического режима. Петрографический состав отложений указывает на область питания, включавшую в себя приводораздельную зону хр. Саур. Уклоны поверхности древнего конуса селевой аккумуляции указывают, что его вершина располагалась к северу от стоянки Ушбулак. В настоящее время в этом направлении на расстоянии около 350 м находится русло устьевой части руч. Большой при выходе его в пределы подгорной поверхности, в долине которого маршрутными наблюдениями были выявлены признаки современной селевой деятельности. Перечисленные факты позволяют утверждать, что во время формирования слоя 8 стоянка Ушбулак входила в зону аккумуляции отложений руч. Большой. Этот этап не датирован ввиду проблем с плохим обнулением люминесцентного сигнала, однако конус выноса должен был сформироваться до ~51 тыс. л. н., т.е. возможно при переходе от МИС 4 к МИС 3. Эти данные хорошо вписываются в общие закономерности развития оледенения горного обрамления Центральной Азии, где его максимум отмечается в начале МИС 3. Во вторую половину МИС 3 зафиксировано начало дегляциации перед новой фазой оледенения МИС 2, в которую площади ледников были существенно меньше (Abramovski et al., 2004). В соседних регионах, также отмечается формирование конусов аккумуляции в нижней части склонов (Lehmkuhl et al., 2018), связанное с одновременным воздействием похолодания и аридизации на повсеместную деградацию растительного покрова и усиления эрозионных процессов.

Этап 2: функционирование водотока в районе стоянки Ушбулак после смены питающей провинции. В генетическом отношении материал слоя 7 представляет собой отложения небольшого ручья с переменным гидрологическим режимом, перемывавшего грубообломочные отложения слоя 8. Течение ручья во время формирования слоя 7 было направлено на 50–55° южнее по сравнению с направлением современного стока руч. Восточ-

ный и, очевидно, контролировалось рельефом селевого конуса, сформировавшего отложения слоя 8. Однако кардинальное уменьшение объема стока с одновременным исчезновением признаков селевой деятельности свидетельствуют о принципиальном изменении источника питания ручья по сравнению с предыдущим этапом осадконакопления. Произошедшие изменения, вероятнее всего, объясняются перестройкой рельефа устьевой части руч. Большой, в результате чего район стоянки оказался вне зоны досягаемости селевых выбросов. Из слоя 7 получена большая коллекция каменных орудий. При этом для середины МИС 3 для Центральной Азии реконструируется незначительное потепление и увеличение увлажнения (Lehmkuhl et al., 2018), что могло стать фактором активизации деятельности руч. Восточный. Таким образом, слой 7 документирует этап первоначального заселения Шиликтинской долины современным человеком не позднее 50.9±8.0 тыс. л. н.

Этап 3: функционирование руч. Восточный в пределах заболоченной поверхности после перехода на родниковое питание. К началу формирования слоя 6 произошли значительные изменения в рельефе прилегающей территории, отразившиеся в принципиальной перестройке планового строения эрозионной сети, изменения направления стока ручья и характере осадконакопления непосредственно в месте локализации стоянки Ушбулак. В генетическом отношении прослой тяжелых суглинков и гумусированных супесей слоя 6 соответствуют отложениям слабопроточного водотока без морфологически выраженного русла с проявлением заболоченности на отдельных участках. Современный аналог подобных гидрологических условий наблюдается приблизительно в 400 м ниже по течению, где руч. Восточный выходит в пределы субгоризонтальной (с углом наклона менее 2.5°) поверхности, теряя русловой сток и распластываясь на многочисленные слабопроточные мочажины, разделенные низкими дерновыми кочками. В мочажинах происходит площадная аккумуляция тонкого органического наилка, сопровождающаяся на участках с наиболее быстрым течением локальным переотложением алевроитического материала, при незначительном участии тонкопесчаной фракции. По-видимому, материал слоя 6 формировался в похожей ландшафтной обстановке с эпизодическими фазами увеличения водности потока, которым соответствуют горизонты дресвяно-песчаных осадков. Направленное изменение характера функционирования водотока

продолжалось и во время формирования слоя 6, о чем свидетельствует тенденция к увеличению углов наклона слагающих слой 6 осадков от 2–3° в приподошвенной части до 5–6° в прикровельной части. Одновременно снизу вверх наблюдается общее огрубление гранулометрического состава и увеличение содержания гравийно-дресвянистого материала, что свидетельствует о нарастании транспортирующей способности формировавшего отложения слоя 6 водотока из-за возрастающих скоростей течения.

Заболоченная субгоризонтальная поверхность со множеством мелких русел руч. Восточный существовала в период 46–36 тыс. л. н. При этом нижняя часть слоя (горизонты 6.8–6.6) формировалась в более теплых условиях средней части МИС 3, в то время как верхняя часть слоя, где отмечается увеличение содержания крупных и неокатанных частиц, образовалась в более холодную подстадию МИС 3b. Слой 6 характеризуется высокой насыщенностью артефактами, указывающей на активное заселение территории во второй половине МИС 3, когда в районе руч. Восточный существовали благоприятные условия для жизни древнего человека (наличие пресной воды, материала для изготовления орудий, богатой растительности на участке достаточного увлажнения и различной фауны, которая фиксируется по наличию костей животных).

Этап 4: усиление пролювиальной активности в районе стоянки. Преобладание дресвяно-песчаных и алевроитистых фракций в материале слоя 5 указывают на увеличенное поступление в русло ручья продуктов физического выветривания выходящих выше по склону гранитоидных интрузий. При этом относительно высокая для пролювиальных отложений степень сортированности материала слоя 5 свидетельствует о стабильности гидрологического режима. Состав отложений слоя 4 отражает увеличение транспортирующей способности водотока и пульсирующий характер его функционирования вследствие усилившейся нестабильности гидрологического режима. Активизация пролювиальных процессов происходила в интервале ~35–24 тыс. л. н., т.е. в переходный период от МИС 3 к МИС 2 и началу МИС 2. Это время характеризуется холодными и сухими условиями в Центральной Азии (Lehmkuhl et al., 2018), нестабильным климатом, что выразилось в развитии склоновых процессов в нижней части склонов. Состав каменной индустрии свидетельствует о смене населения и изменении в хозяйственной

деятельности на этом этапе существования стоянки. Заселение территории памятника происходило в режиме нескольких эпизодов кратковременного пребывания, с преимущественным осуществлением процессов, связанных с охотничьей деятельностью, а не с камнеобработкой, как на более ранних этапах. Интенсивность заселения заметно падает вверх по разрезу, что, возможно, объясняется ухудшением климатических обстановок при переходе к последнему ледниковому максимуму.

Этап 5: субэральное осадконакопление, эоловая аккумуляция с периодической активизацией делювиально-пролювиальных процессов. Отмеченная в основании слоя 3 сильная сапролитизация гранитных обломков — признак частого и сильного промерзания осадка. Вероятно, фестончатость нижней границы горизонта 3.2 обусловлена избыточным локальным увлажнением при быстром оттаивании глубоко промерзшего грунта, что в настоящее время повсеместно наблюдается в регионах с глубоким сезонным промерзанием грунтов. Характер выветрелости обломков и структурно-текстурных особенностей заполнителя свидетельствует, что осадок слоя 3 формировался в наиболее суровых резко континентальных климатических условиях по сравнению со всеми подстилающими отложениями разреза. Нижняя часть слоя 3 образовалась в период 19–18 тыс. л. н. после максимума верхнеплейстоценового похолодания. В этом слое отмечается переход от пролювиального к склоновому типу формирования осадка.

При формировании слоя 2 роль делювиально-пролювиальных и склоновых процессов постоянно уменьшалась вследствие предположительного снижения водообеспеченности. Гранулометрический состав включений средней части слоя (горизонт 2.2) отражает резкое ослабление транзитной способности пролювиальных и склоновых процессов. Состав осадка верхней части слоя (горизонт 2.1) свидетельствует о минимальной пролювиально-склоновой активности на фоне интенсивного физического выветривания вещества *in situ*. Около 17–14 тыс. л. н. отмечается увеличение содержания округленных песчаных зерен в составе отложений, что указывает на активизацию эоловых процессов в регионе. Для этого интервала получены три датировки по кварцу, оптические свойства которых существенно отличаются от кварца из нижележащих слоев, т.е. какая-то часть зерен, чувствительных к оптической стимуляции, поступала из другого источника, видимо, эоловым путем. Хроностра-

тиграфическая схема для стоянки Ушбулак, скорректированная по байесовской возрастной модели, свидетельствует о направленном преобладании процессов аккумуляции отложений в районе стоянки на протяжении трех последних этапов развития рельефа. По-видимому, начало формирования современной долины руч. Восточный в результате его направленного врезания соотносится с возрастом подошвенной части современного почвенного горизонта и приблизительно соответствует началу голоцена (Павленок и др., 2021).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геоархеологические исследования стоянки Ушбулак позволили получить новые данные о рельефе, строении разреза и возрасте новейших отложений:

1. Уникальность стоянки Ушбулак как многослойного стратифицированного памятника обусловлена сочетанием геологических и геоморфологических факторов, а именно: а) расположением в зоне разлома северо-западного простирания, который обусловил стабильное существование родника — истока руч. Восточный, служившего важным аргументом при выборе человеком места стоянки; б) расположением стоянки в зоне перехода от подножия хр. Саур к верхней части подгорной поверхности, которая на протяжении позднего плейстоцена характеризовалась преобладанием аккумуляции пролювиальных и склоновых осадков, что позволило формироваться и сохраняться до настоящего времени хорошо стратифицированной толще отложений.

2. В разрезе стоянки выделено восемь литологических слоев. Основание разреза составляют грубообломочные осадки конуса селевой аккумуляции, сформированные водотоком с принципиально иным, по сравнению с современным, гидрологическим режимом и обширной питающей провинцией, включавшей в себя приводораздельные участки осевой зоны хр. Саур. Серединные слои разреза представлены отложениями небольшого ручья, по объему стока сопоставимого с современным руч. Восточный, на разных стадиях своего развития с различной интенсивностью перемывавшего пролювиально-склоновый материал ближнего сноса. Верхняя часть разреза сложена осадками субэразального генезиса со значительным участием эолового материала.

3. Детальный анализ строения рельефа позволил выделить пять этапов его развития в районе

стоянки Ушбулак. На первом этапе сформировался конус селевой аккумуляции в нижней части склона хр. Саур. Второй этап связан с деятельностью небольшого ручья с переменным гидрологическим режимом, который перемывал грубообломочные отложения слоя 8. На третьем этапе образовался слабопроточный водоток без морфологически выраженного русла, с проявлением заболоченности на отдельных участках широкой выровненной поверхности. Четвертый этап связан с усилением пролювиальной активности, возможно, в условиях нестабильного климата. Пятый этап соответствует времени максимального похолодания, развитию криогенеза в районе стоянки и постепенного перехода к субэразальным условиям седиментации, доминирующими после 17 тыс. л. н.

4. По результатам люминесцентного и радиоуглеродного датирования рассчитана байесовская возрастная модель формирования отложений разреза стоянки Ушбулак. Конус выноса в нижней части южного склона хр. Саур образовался до ~51 тыс. л. н. (переход от МИС 4 к МИС 3). Деятельность руч. Восточный активизировалась в период 51–42 тыс. л. н. (начало МИС 3); стабилизация рельефа и формирование застойных условий произошло 42–35 тыс. л. н. (вторая половина МИС 3). Активизация пролювиально-склоновой деятельности в районе стоянки началась около 35 тыс. л. н., пролювиальные процессы доминировали здесь до 25–24 тыс. л. н. (завершающая часть МИС 3 и МИС 2). Фаза стабилизации рельефа и усиление деятельности ручья, которая произошла около 24 тыс. л. н., сопровождаясь перерывом осадконакопления во время ледникового максимума, и продолжилась новой фазой пролювиально-склоновой аккумуляции 22–18 тыс. л. н. Начиная с ~17 тыс. л. н. осадконакопление проходило в субэразальных условиях.

5. Детальная возрастная модель позволила уточнить культурную хронологию памятника. Первоначальное заселение стоянки Ушбулак произошло не позднее 51 тыс. л. н. Определены хронологические рамки присутствия на стоянке носителей разных верхнепалеолитических индустрий: 1) начальный верхний палеолит — 51–34 тыс. л. н.; 2) развитый верхний палеолит — 25–21 тыс. л. н.; 3) финальный верхний палеолит — 17–14 тыс. л. н.

6. Характер заселения человеком Шилик-тинской долины хорошо коррелирует с флуктуациями климатических условий на протяжении позднего плейстоцена. Пионерное заселение носителями культур верхнего палеолита произошло в условиях начальной фазы потепления МИС 3,

а местность, где была локализована стоянка Ушбулак, представляла собой неглубоко врезанное в поверхность конуса селевой аккумуляции русло небольшого ручья. Здесь имелись источник пресной воды, материал для изготовления каменных орудий и богатая фауна. Примерно такие же, но более теплые условия, реконструируются и для середины МИС 3, когда в районе стоянки существовала широкая выровненная поверхность с повышенным увлажнением и обильной растительностью, дренируемая многорукавным слабопроточным водотоком. Значительная коллекция каменных орудий, найденная на всех уровнях первой половины МИС 3, указывает на существование постоянной стоянки в районе руч. Восточный, которая отражает в себе как элементы мастерской, так и охотничьего лагеря. Во второй половине МИС 3 в регионе начинается новое похолодание. В МИС 3/2 люди развитого верхнего палеолита тоже присутствовали в пределах Шиликтинской долины, но их деятельность в районе стоянки была менее интенсивной. Последняя фаза заселения долины в плейстоцене произошла в условиях потепления после LGM в период 17–14 тыс. л. н. и связана с носителями культуры финального верхнего палеолита.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при поддержке РФФ № 21-78-10146 “Верхнепалеолитическая мозаика — культурно-технологическая изменчивость каменных индустрий предгорных зон севера Центральной Азии во второй половине позднего плейстоцена” (полевые работы и абсолютное датирование), геоморфологические исследования выполнены в рамках госзадания географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (№ 121040100323-5 и № 121051100135-0), палеогеографические исследования поддержаны госзадаванием ИГ РАН (FMWS-2024-0005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вишняцкий Л.Б. (2008). Культурная динамика в середине позднего плейстоцена и причины верхнепалеолитической революции. СПб.: Изд-во СПбГУ. 251 с.
 Геологическая карта Казахской ССР. Восточно-Казахстанская серия. Масштаб 1:500 000. (1976). Отв. ред. Трубников Л.М. Министерство геологии СССР. Министерство геологии Казахской ССР. 7 л.
 Геология СССР. Т. XLI. Восточный Казахстан. Часть I. Геологическое описание. (1967). Под ред. В.П. Нехорошева. М.: Недра. 467 с.

Гидрогеология СССР. Т. XXXVII. Восточный Казахстан. (1971). Под ред. Б.Е. Антыпко, А.П. Кузнецова, С.В. Левина. М.: Недра. 308 с.
 Деревянко А.П. (2010). Три сценария перехода от среднего к верхнему палеолиту. Сценарий первый: переход к верхнему палеолиту на территории Северной Азии. *Археология, этнография и антропология Евразии*. № 4 (44). С. 2–38.
 Курбанов Р.Н., Ульянов В.А., Аноikin А.А. и др. (2021). Первая люминесцентная хронология начального верхнего палеолита Восточного Казахстана (по материалам стоянки Ушбулак). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 5. С. 131–148.
 Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А.С. и др. (2019). Возраст Карангатской трансгрессии (поздний плейстоцен) Черного моря. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. № 6. С. 29–39.
 Ожерельев Д.В., Джасыбаев Е.А., Мамиров Т.Б. (2019). Первые данные о стратиграфии и культурной атрибуции многослойной стоянки верхнего палеолита Рахат (Юго-Восточный Казахстан). *КСИА*. № 254. С. 57–70. <https://doi.org/10.25681/IARAS.0130-2620.254.57-70>
 Павленок Г.Д., Аноikin А.А., Таймагамбетов Ж.К. и др. (2018). Исследование финальноплейстоценовых материалов стоянки Ушбулак в 2018 году. В сб.: *Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий*. Т. 24. С. 137–141. <https://doi.org/10.17746/2658-6193.2018.24.137-141>
 Павленок Г.Д., Гладышев С.А., Ульянов В.А. и др. (2021). Мезолит Восточного Казахстана (по материалам стоянки Карасай). *Stratum plus: Archaeology and Cultural Anthropology*. № 1. С. 301–318.
 Таймагамбетов Ж.К., Ожерельев Д.В. (2009). Позднепалеолитические памятники Казахстана. Алматы: Казак университеті. 256 с.
 Трихунков Я.И., Буланов С.А., Бачманов Д.М. и др. (2020). Морфоструктура южной части Зайсанской впадины и ее горного обрамления. *Геоморфология*. № 2. С. 85–101. <https://doi.org/10.31857/S043542812002008X>
 Abramowski U., Bergau A., Seebach D. et al. (2006). Pleistocene glaciations of Central Asia: results from 10Be surface exposure ages of erratic boulders from the Pamir (Tajikistan), and the Alay–Turkestan range (Kyrgyzstan). *Quat. Sci. Rev.* V. 25. Iss. 9–10. P. 1080–1096. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.10.003>
 Anokin A.A., Pavlenok G.D., Kharevich V.M. et al. (2019). A New Stratified Upper Paleolithic Site in Northeastern Kazakhstan. *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*. V. 47. № 4. P. 16–29. <https://doi.org/10.17746/1563-0110.2019.47.4.016-029>
 Fitzsimmons K., Iovita R., Sprafke T. et al. (2017). A chronological framework connecting the early Upper Palaeolithic across the Central Asian piedmont. *J. of Hum. Evol.* V. 113. P. 107–126. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2017.07.006>
 Google Earth [Электронный ресурс]. URL: <https://earth.google.com/web/> (дата обращения: 01.02.2023).
 Hoffecker J.F., Wolf C.A. (Ed.). (1988). The Early Upper Paleolithic: evidence from Europe and the Near East.

- BAR International Series*. V. 437. 277 p. <https://doi.org/10.2307/280746>
- Kuhn S.L., Zwyns N. (2014). Rethinking the initial Upper Paleolithic. *Quat. Int.* V. 347. P. 39–52. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.040>
- Kurbanov R.N., Pavlenok G.D., Ulyanov V.A. et al. (2023). First luminescence chronology of the early Upper Palaeolithic of Eastern Kazakhstan at Ushbulak. *Archaeological and Anthropological Sciences* (a preprint). <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2624491/v1>
- Lehmkuhl F., Nottebaum V., Hülle D. (2018). Aspects of late Quaternary geomorphological development in the Khangai Mountains and the Gobi Altai Mountains (Mongolia). *Geomorphology*. V. 312. P. 24–39. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.029>
- Murray A.S., Thomsen K.J., Masuda N. et al. (2012). Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz and feldspar luminescence signals. *Radiation Measurements*. V. 47. Iss. 9. P. 688–695. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.05.006>
- Ramsey C. (2017). Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. *Radiocarbon*. V. 59. Special Iss. 6. P. 1809–1833. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.108>
- Shunkov M., Anoikin A., Taimagambetov Z. et al. (2017). Ushbulak-1 site: new Initial Upper Paleolithic evidence from Central Asia. *Antiquity*. V. 91. Iss. 360. P. 1–7. <https://doi.org/10.15184/aqy.2017.208>
- Rybin E.P. (2014). Tools, beads, and migrations: Specific cultural traits in the Initial Upper Paleolithic of southern Siberia and Central Asia. *Quat. Int.* V. 347. P. 39–52. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.04.031>

STAGES OF RELIEF DEVELOPMENT IN THE AREA OF THE PALEOLITHIC SITE OF USHBULAK (EAST KAZAKHSTAN)¹

V.A. Ulyanov^{a, #}, R.N. Kurbanov^{a, b}, D.V. Semikolennyh^a, G.D. Pavlenok^c,
V.M. Kharevich^c, and A.A. Anoikin^c

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

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

^c *Institute of Archeology and Ethnography of the Siberian Branch RAS, Novosibirsk, Russia*

[#] *E-mail: vauism@gmail.com*

The article presents results of complex geoarchaeological studies of the Ushbulak Upper Paleolithic site, one of the most significant locations for understanding the evolution of *Homo sapiens* material culture in Central Asia. On the basis of a detailed description of the modern relief and exogenous processes, study of the sediments, absolute dating using luminescence, we present reconstruction of geomorphological evolution of the site during the various stages of human occupation of the Shilikty Valley in the second half of the Late Pleistocene. Eight main lithological layers were identified in the Ushbulak section. Based on the analysis of the technical and typological characteristics of the artifacts four cultural and chronological assemblages were identified: the initial stages of the Upper Paleolithic (layers 7.2–5.2), the advanced Upper Paleolithic (layers 5.1–4), the final Upper Paleolithic (layers 3.3–2.1) and the Paleometallic era (layer 1). Results of luminescence dating were used to develop a Bayesian age model for detailed age determination of sedimentation at Ushbulak. Newly developed chronology allowed to establish the age of cultural horizons and to reconstruct the main stages of the geomorphological development. Five stages of landscape evolution of the Ushbulak site have been identified. The initial human occupation of the Shilikty Valley during Initial Upper Paleolithic took place during the warming phase of MIS 3 no later than 52 ka. The Early Upper Paleolithic industries are identified at the site in the first half of MIS 3 (52–39 ka). Absence of significant changes in lithics may indicate stable natural conditions during this time. A new cooling episode begins in the region in the second half of MIS 3, which corresponds to a hiatus in the archaeological sequence. A new phase of human activity using stone tools of developed Upper Paleolithic culture (25–21 ka) was documented in the area at the beginning of the MIS 2. The last phase of human occupation of the region took place during the warming climate at 17–14 ka (final Upper Paleolithic). All stages of human occupation of the Shilikty Valley correlate with climate fluctuations of Late Pleistocene.

Keywords: Geoarchaeology, Shilikty Valley, early Upper Paleolithic, OSL dating, paleogeomorphology

¹ *For citation:* Ulyanov V.A., Kurbanov R.N., Semikolennyh D.V. et al. (2024). Stages of development of the relief in the area of the paleolithic site of Ushbulak (East Kazakhstan). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 1. P. 130–146. <https://doi.org/10.31857/S2949178924010082>; <https://elibrary.ru/ILOWAH>

ACKNOWLEDGEMENTS

The study was carried out with the support of the Russian Science Foundation № 21-78-10146 “Upper Paleolithic mosaic — cultural and technological variability of stone industries in the foothill zones of northern Central Asia in the second half of the Late Pleistocene” (field work and absolute dating), geomorphological studies were carried out within the framework of the state assignment of the Faculty of Geography of Lomonosov Moscow State University (121040100323-5 and 121051100135-0), Paleogeographic studies are supported by the state assignment of the IG RAS (FMWS-2024-0005).

REFERENCES

- Abramowski U., Bergau A., Seebach D. et al. (2006). Pleistocene glaciations of Central Asia: results from ^{10}Be surface exposure ages of erratic boulders from the Pamir (Tajikistan), and the Alay–Turkestan range (Kyrgyzstan). *Quat. Sci. Rev.* 2006. V. 25. Iss. 9–10. P. 1080–1096. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.10.003>
- Anoikin A.A., Pavlenok G.D., Kharevich V.M. et al. (2019). A New Stratified Upper Paleolithic Site in Northeastern Kazakhstan. *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*. V. 47. № 4. P. 16–29. <https://doi.org/10.17746/1563-0110.2019.47.4.016-029>
- Antypko B.Ye., Kuznetsov A.P., Levin S.V. (Eds.). (1971). *Gidrogeologiya SSSR. T. XXXVII. Vostochnyi Kazakhstan (Hydrogeology of the USSR. T. XXXVII. Eastern Kazakhstan)*. Moscow: Nedra (Publ.). 308 p. (in Russ.)
- Derevyanko A.P. (2010). Tri stseneriia perekhoda ot spedhego k vepkhnemu paleolitu. Stsenarii pervyi: perekhod k verkhnemu paleolitu na territorii Severnoi Azii (Three scenarios for the transition from the Middle to the Upper Paleolithic. Scenario One: Transition to the Upper Paleolithic in Northern Asia). *Arkheologiya, etnografiya i antropologiya Yevrazii*. № 4. P. 2–38. (in Russ.)
- Fitzsimmons K., Iovita R., Sprafke T. et al. (2017). A chronological framework connecting the early Upper Palaeolithic across the Central Asian piedmont. *J. of Hum. Evol.* V. 113. P. 107–126. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2017.07.006>
- Google Earth [Electronic data]. Access wae: <https://earth.google.com/web/> (access date: 01.02.2023)
- Hoffecker J.F., Wolf C.A. (Ed.). (1988). The Early Upper Paleolithic: evidence from Europe and the Near East. *BAR International Series*. V. 437. 277 p. <https://doi.org/10.2307/280746>
- Kuhn S.L., Zwyns N. (2014). Rethinking the initial Upper Paleolithic. *Quat. Int.* V. 347. P. 39–52. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.040>
- Kurbanov R.N., Pavlenok G.D., Ulyanov V.A. et al. (2023). First luminescence chronology of the early Upper Palaeolithic of Eastern Kazakhstan at Ushbulak. *Archaeological and Anthropological Sciences* (a preprint). <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2624491/v1>
- Kurbanov R.N., Ulyanov V.A., Anoikin A.A. et al. (2021). Pervaya lyuminiscentnaya chronologiya nachal'nogo verchnego paleolita Vostochnogo Kazakhstana (po materialam stoyanki Ushbulak) (First luminescent chronology of the initial Upper Paleolithic of Eastern Kazakhstan (based on materials from the Ushbulak site)). *Vestn. Mosk. Un-ta. Ser. 5. Geografiya*. № 5. P. 131–148. (in Russ.)
- Kurbanov R.N., Yanina T.A., Murray A.S. et al. (2019). Vozrast Karangatskoi transgressii (pozdnii pleistotsen) Chernogo morya. The age of the Karangatskaya transgression (Late Pleistocene) of the Black Sea. *Vestn. Mosk. Un-ta. Ser. 5. Geografiya*. № 6. P. 29–39. (in Russ.)
- Lehmkuhl F., Nottebaum V., Hülle D. (2018). Aspects of late Quaternary geomorphological development in the Khangai Mountains and the Gobi Altai Mountains (Mongolia). *Geomorphology*. V. 312. P. 24–39. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.029>
- Murray A.S., Thomsen K.J., Masuda N. et al. (2012). Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz and feldspar luminescence signals. *Radiation Measurements*. V. 47. Iss. 9. P. 688–695. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.05.006>
- Nekhoroshev V.P. (Ed.). (1967). *Geologiya SSSR. T. XLI. Vostochnyi Kazakhstan. Chast' I. Geologicheskoe opisaniye (Geology of the USSR. Iss. XLI. Eastern Kazakhstan. Part I. Geological description)*. Moscow: Nedra (Publ.). 467 p. (in Russ.)
- Ozherelyev D.V., Dzhasybaev E.A., Mamirov T.B. (2019). Pervye dannye o stratigrafii i kul'turnoi atributsii mnogoslono stoyanki verkhnego paleolita Rakhat (Yugo-Vostochnyi Kazakhstan) (The first data on stratigraphy and cultural attribution of the multilayer Upper Paleolithic site Rakhat (South-East Kazakhstan)). *KSIA*. № 254. P. 57–70. (in Russ.). <https://doi.org/10.25681/IARAS.0130-2620.254.57-70>
- Pavlenok G.D., Anyokin A.A., Taymagambetov Zh.K. et al. (2018). Issledovanie final'no-pleistotsenovykh materialov stoyanki Ushbulak v 2018 godu (Study of the final Pleistocene materials from the Ushbulak site in 2018). In: *Problemy arkheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredel'nykh territorii*. Iss. 24. P. 137–141. (in Russ.). <https://doi.org/10.17746/2658-6193.2018.24.137-141>
- Pavlenok G.D., Gladyshev S.A., Ulyanov V.A. et al. (2021). Mezolit Vostochnogo Kazakhstana (po materialam stoyanki Karasai) (Mesolithic of Eastern Kazakhstan (based on materials from the Karasai site)). *Stratum plus: Archeology and Cultural Anthropology*. № 1. P. 301–318. (in Russ.)
- Ramsey C. (2017). Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. *Radiocarbon*. V. 59. Special Iss. 6. P. 1809–1833. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.108>
- Rybin E.P. (2014). Tools, beads, and migrations: Specific cultural traits in the Initial Upper Paleolithic of southern Siberia and Central Asia. *Quat. Int.* V. 347. P. 39–52. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.04.031>
- Shunkov M., Anoikin A., Taimagambetov Z. et al. (2017). Ushbulak-1 site: new Initial Upper Paleolithic evidence

- from Central Asia. *Antiquity*. V. 91. Iss. 360. P. 1–7. <https://doi.org/10.15184/aqy.2017.208>
- Taymagambetov Zh.K., Ozherelyev D.V. (2009). Pozdnepaleoliticheskie pamyatniki Kazakhstana (Late Paleolithic sites of Kazakhstan). Almaty: Kazakh University (Publ.). 256 p. (in Russ.)
- Trikhunkov Ya.I., Bulanov S.A., Bachmanov D.M. et al. (2020). Morfostruktura yuzhnoi chasti Zaisanskoi vpadiny i ee gornogo obramleniya (Morphostructure of the southern part of the Zaysan Depression and its mountainous framing). *Geomorphologiya*. № 2. P. 85–101. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S043542812002008X>
- Trubnikov L.M. (Ed.). (1976). Geologicheskaya karta Kazakhskoi SSR. Vostochno-Kazakhstanskaya seriya. M-b 1:500 000 (Geological map of the Kazakh SSR. Scale 1:500 000. East Kazakhstan series). Ministry of Geology of the USSR. Ministry of Geology of the Kazakh SSR. 7 p. (in Russ.)
- Vishnyatsky L.B. (2008). Kul'turnaya dinamika v seredine pozdnego pleistotsena i prichiny verkhnepaleoliticheskoi revolyutsii (Cultural Dynamics in the Middle Late Pleistocene and Causes of the Upper Paleolithic Revolution). St. Petersburg: St. Petersburg. un-t (Publ.). 251 p. (in Russ.)

УДК 551.89:574(-924.83)

ХРОНОЛОГИЯ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ЦЕНТРАЛЬНОМ РЕГИОНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В МИКУЛИНСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ[#]

© 2024 г. Ф. Е. Максимов^{1,*}, Л. А. Савельева¹, А. П. Фоменко^{1, 2},
С. С. Попова², И. С. Зюганова³, В. А. Григорьев¹, А. Ю. Петров¹,
С. Ф. Болтрамович¹, В. Ю. Кузнецов^{1, 4}

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

² Ботанический институт им. В. Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт географии РАН, Москва, Россия

⁴ Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена,
Санкт-Петербург, Россия

* E-mail: maksimov-fedor@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.01.2023 г. После доработки 15.03.2023 г. Принята к публикации 13.10.2023 г.

Хронология микулинского межледникового и его отдельных фаз являются предметом дискуссии. Цель настоящего исследования состояла в установлении временных параметров основных этапов микулинского межледникового на Русской равнине по данным ²³⁰Th/U-датирования и палеоботанического изучения озерно-болотных отложений в известных разрезах Тверской области на реках Бол. Дубенка, Мал. Коша, Граничная и Сижина (“Килешино-2”). Применен усовершенствованный геохронологический подход, который позволил выявлять слои, пригодные для ²³⁰Th/U-изохронного приближения. В сочетании с палинологическим и карпологическим изучением это дало возможность датировать слои, соответствующие относительно узким временным интервалам развития растительных формаций на разных этапах последнего межледникового. Новые палеоботанические исследования погребенных озерно-болотных отложений из разрезов на реках Бол. Дубенка, Мал. Коша и Граничная позволили восстановить развитие растительности микулинского межледникового в интервале пылевых зон М1–М7, т.е. в большем объеме и детальнее, чем в 1960–1970 гг. По результатам ²³⁰Th/U-датирования и палеоботанического исследования отложений разрезов Тверской области в совокупности с ранее опубликованными данными по разрезу “Нижняя Боярщина” Смоленской области предложена хронологическая схема основных этапов развития растительности в микулинское межледниковье. Началось оно примерно 130–126 тыс. л. н. Его первая фаза, соответствующая зоне М2, закончилась ~118 тыс. л. н. Предоптимальные стадии развития растительности (зоны М3 и М4) укладываются во временной интервал ~118–112 тыс. л. н., а климатический оптимум межледникового (зоны М5 и М6) — от ~112 тыс. л. н. и до ~100 тыс. л. н. Таким образом, продолжительность микулинского межледникового, вероятно, составляла не менее 25 тыс. л.

Ключевые слова: континентальные органогенные отложения, геохронология, МИС 5, ²³⁰Th/U-метод датирования, изохронное приближение, реконструкция растительности, палинологический и карпологический анализы

DOI: 10.31857/S2949178924010098, EDN: IITVAG

ВВЕДЕНИЕ

Последнее межледниковье на Русской равнине является объектом пристального внимания в течение многих десятилетий и ему посвящено

огромное количество научных изысканий. Тем не менее, вопросов, на которые не получены исчерпывающие ответы, остается немало. Так, например, до сих пор временные параметры этого периода являются предметом дискуссии. Наиболее распространенная точка зрения основывается на корреляции микулинского (эемского) межледникового с морской изотопно-кислородной подстадией МИС 5е (Новенко, 2016). Однако есть исследования, в которых делается заключение о большей

[#] Ссылка для цитирования: Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Фоменко А.П. др. (2024). Хронология и основные этапы развития растительности в центральном регионе Восточно-Европейской равнины в микулинское межледниковье. *Геохронология и палеогеография*. Т. 55. № 1. С. 147–174. <https://doi.org/10.31857/S2949178924010098>; <https://elibrary.ru/IITVAG>

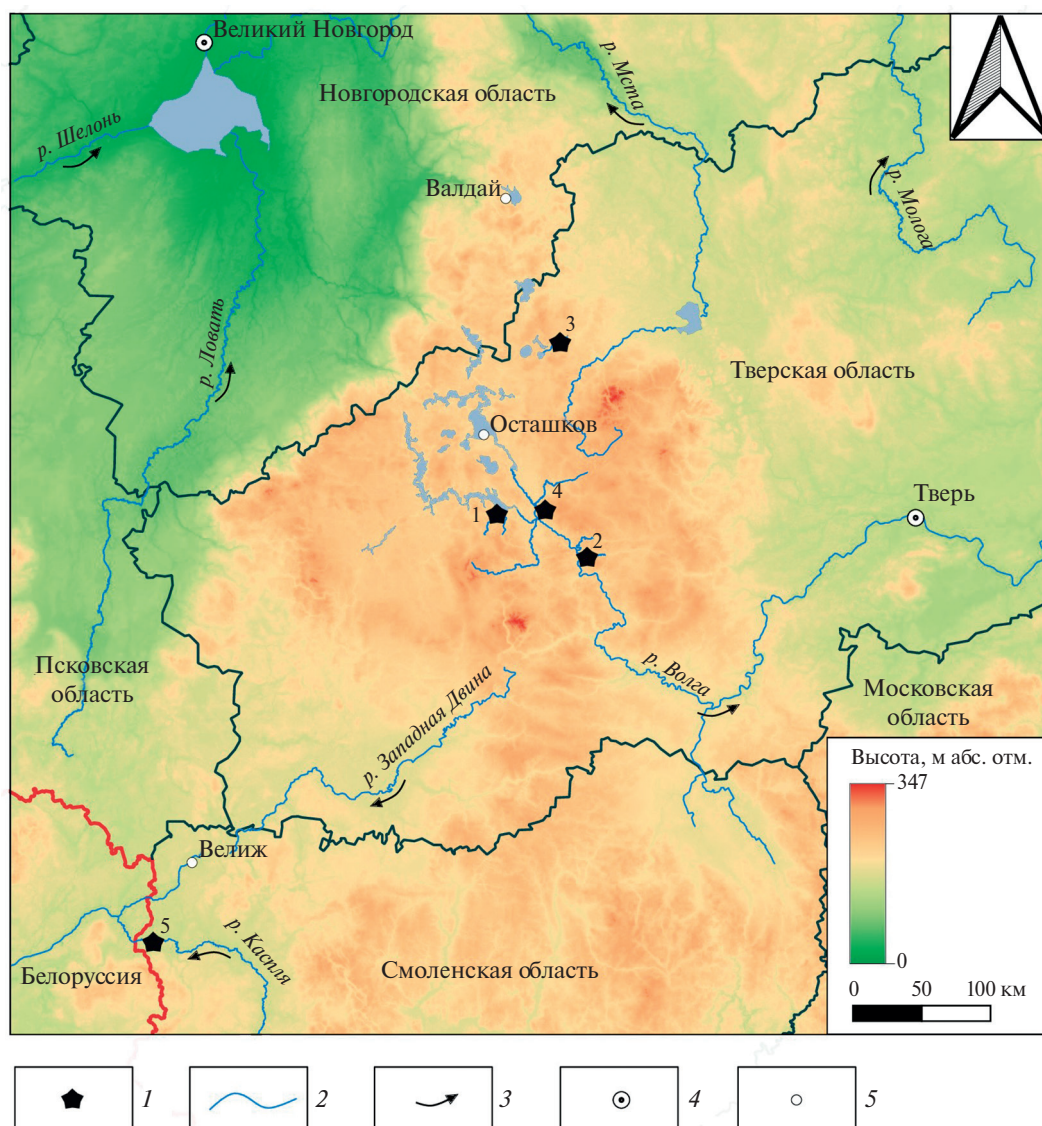


Рис. 1. Расположение изученных разрезов.

1 — разрез (1 — “Большая Дубенка”, 2 — “Малая Коша”, 3 — “Граничная”, 4 — “Килешино-2”, 5 — “Нижняя Боярщина”); 2 — гидросеть; 3 — направление течения реки; 4 — административный центр; 5 — населенный пункт.

Fig. 1. Location of the studied sections.

1 — section (1 — “Bolshaya Dubenka”, 2 — “Malaya Kosha”, 3 — “Granichnaya”, 4 — “Kileshino-2”, 5 — “Nizhnyaya Boyarshchina”); 2 — hydrological network; 3 — direction of the river flow; 4 — administrative center; 5 — settlement.

продолжительности этого периода, вплоть до охвата всей стадии МИС 5 (Молодьков, Болиховская, 2011; Болиховская, Молодьков, 2020).

Чаще всего в палеогеографических реконструкциях временные границы микулинского межледникового устанавливаются по косвенным данным, т.е. с учетом корреляции с изотопно-кислородными кривыми. Определение количественного возраста микулинских отложений используется по большей части для сопоставления датировок с подстадией МИС 5e. Отклонения от МИС 5e рассматриваются

как результат ошибок используемых методов датирования. Оценка хронологии микулинского горизонта непосредственно на основе датировок его отложений используется весьма редко (Molodkov, Bolikhovskaya, 2009; Максимов, Кузнецов, 2010; Максимов и др., 2022).

Следует отметить, что возможность прямого установления хронологии микулинского межледникового возникает в том случае, если отложения, в которых четко идентифицированы его

основные фазы, могут быть датированы. Такие обстоятельства сочетаются для погребенных органогенных отложений. Микулинское межледниковье хорошо распознается по озерно-болотным и старичным осадкам. Как раз именно в них выделена последовательность пыльцевых зон М1–М8, позволяющая проследить характерную смену растительности на Русской равнине, присущую только для последнего межледниковья (Гричук, 1961). С другой стороны, возраст этих отложений может быть определен $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -методом. Соответственно, подход на основе палеоботанического изучения и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования подобных осадков вполне может быть использован для построения хронологической схемы микулинского межледниковья.

В ряде разрезов на Русской равнине нами были датированы микулинские органогенные отложения с целью установления их хроностратиграфического положения (Максимов, Кузнецов, 2010; Rusakov et al., 2015, 2019). $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -данные, как правило, отражали возраст органогенной толщи в целом, т.е. нескольких пыльцевых зон и не могли быть использованы для детальной хронологии. В дальнейшем нами была поставлена задача выделения отдельных фаз развития растительности и их $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования с целью детализации хронологии микулинского межледниковья на Русской равнине. С этих позиций в настоящей работе рассматриваются новые результаты палеоботанического и геохронометрического изучения нескольких ранее известных разрезов Тверской области (рис. 1) в совокупности с опубликованными данными по разрезу “Нижняя Боярщина” (Максимов и др., 2022). Кроме того, обращается внимание на характерные особенности микулинских растительных комплексов, выявленных для этих разрезов.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Разрез “Большая Дубенка”. Обнажения на правом берегу р. Бол. Дубенка близ д. Сосноватка (Тверская обл.), вскрывающие коренной склон речной долины высотой от 5 до 10 м над урезом воды на отрезке протяженностью более 350 м, изучались в 60–70 гг. прошлого века (Чеботарева и др., 1961; Ананова и др., 1973). В озерно-болотных отложениях средней мощностью около 2 м, залегающих на поверхности московской морены и перекрытых валдайскими моренными образованиями и наносами голоценового возраста, выделены

зоны микулинского межледниковья: сначала М4–М7, позже М3–М7.

В ходе полевых работ в сентябре 2020 г. на правом берегу р. Бол. Дубенка (координаты $56^{\circ}52.511'$ с.ш., $33^{\circ}11.289'$ в.д., абс. высота 206 м) в нижней части коренного склона речной долины были вскрыты органоминеральные отложения мощностью несколько больше 1 м. Сверху вниз зафиксированы следующие слои (рис. 2):

0–14 см — песчанистый диамиктон красно-бурый, с гравием, галькой и валунами;

14–36 см — алевриты, 14–30 см — серые, 30–36 см — темно-коричневые с пятнами ожелезнения;

36–96 см — песчанистая гиттия сине-коричневая, с растительными остатками, до 76 см — плотная гиттия;

96–104 см — торф черный, влажный, с большим количеством неразложившихся органических остатков;

104–116 см — переходный слой между диамиктоном и торфом;

116–126 см — глинистый диамиктон серо-голубой, с карбонатными включениями и с гравием, плотный, текстура — массивная.

Основание вскрытых отложений находилось на 33 см выше уреза воды, тогда как их верх (“0 см”) примерно на 5 м ниже бровки.

Строение разреза в целом близко к тому, что наблюдалось 50–60 л. н. (Чеботарева и др., 1961; Ананова и др., 1973). Озерно-болотная толща заключена между моренными отложениями, как и было ранее установлено.

Разрез “Малая Коша”. Обнажение на правом коренном берегу р. Мал. Коша, примерно в 1–1.5 км на ЮЗ от д. Лошаково (Тверская обл.) известно давно и вызывало повышенный интерес у исследователей (Чеботарева и др., 1961, 1979; Краснов, Колесникова, 1967; Ананова и др., 1973; Семененко, Козлов, 1974). Толща микулинских озерно-болотных отложений обнажается на протяжении около 80 м в верхней части коренного склона речной долины, имеющего высоту в 15–17 м над урезом воды. Толща мощностью от 3 до 5 м залегает на поверхности озерно-ледниковых глин московского возраста и перекрыта “перигляциальной формацией в составе водно-ледниковых, делювиально-солюфликационных и покровно-ледниковых осадков, образовавшихся в период валдайского оледенения” средней мощностью 4.0–4.5 м (Семененко, Козлов, 1974).

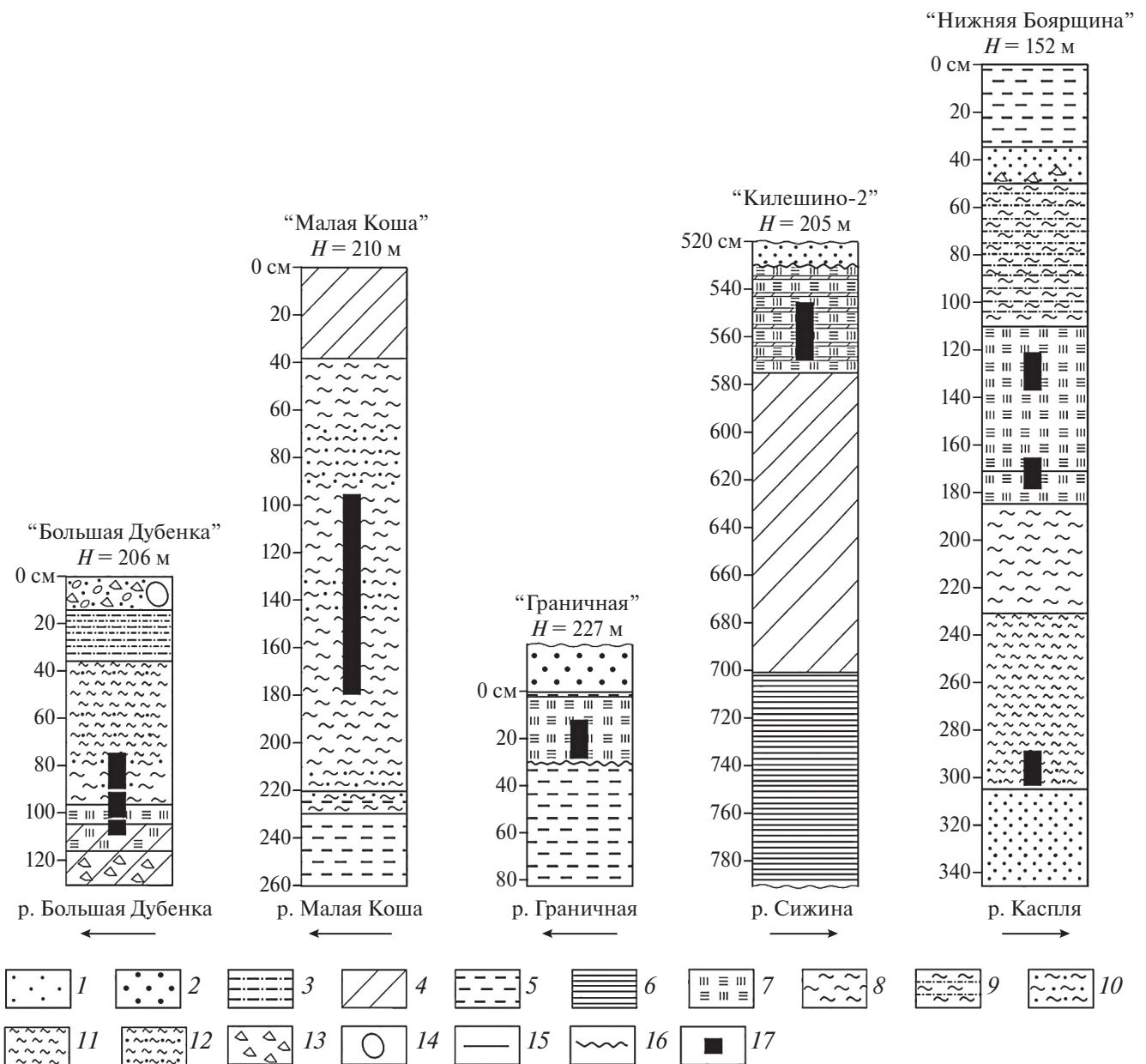


Рис. 2. Литологические колонки разрезов “Большая Дубенка”, “Малая Коша” и “Граничная”, “Килешино-2” (Карпукхина и др., 2020) и “Нижняя Боярщина” (Максимов и др., 2022).

1 — песок мелкозернистый; 2 — песок крупнозернистый; 3 — алевриты; 4 — суглинок; 5 — глина; 6 — ритмично-слоистый тяжелый суглинок; 7 — торф; 8 — гиттия; 9 — алевритистая гиттия; 10 — песчанистая гиттия; 11 — плотная гиттия; 12 — плотная песчанистая гиттия; 13 — гравий; 14 — валун; 15 — границы между слоями; 16 — стратиграфическое несогласие; 17 — $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -возраст.

Fig. 2. Lithological cores of the “Bolshaya Dubenka”, “Malaya Kosha”, “Granichnaya”, “Kileshino-2” (Karpukhina et al., 2020) and “Nizhnaya Boyarshchina” (Maksimov et al., 2022) sections.

1 — fine-grained sand; 2 — coarse sand; 3 — silts; 4 — loam; 5 — clay; 6 — rhythmically layered heavy loam; 7 — peat; 8 — gyttia; 9 — silty gyttia; 10 — sandy gyttia; 11 — dense gyttia; 12 — dense sandy gyttia; 13 — gravel; 14 — boulder; 15 — boundaries between layers; 16 — stratigraphic unconformity; 17 — $^{230}\text{Th}/\text{U}$ age.

В сентябре 2021 г. на правом берегу р. Мал. Коша нами была сделана расчистка обнажения (координаты 56°43.460' с.ш., 33°44.484' в.д., абс. высота 210 м) в верхней, обнаженной, части коренного склона. Расчистка начиналась примерно в 4.6 м ниже бровки склона.

Сверху вниз вскрыты следующие слои (рис. 2): 0–38 см — суглинок, 0–28 см — светло-серый, опесчаненный, 28–38 см — серый;

38–70 см — гиттия серая с торфянистыми неровными прослоями, кверху цвет становится темнее;

70–146 см — гиттия темно-серая, 70–90 см — опесчаненная, 90–134 см — насыщенная органикой, 134–146 см — опесчаненная;

146–220 см — гиттия темно-синяя, на глубине 192–196 см наблюдаются песчаные линзы, 212–220 см — опесчаненная;

220–230 см — переходный слой между серо-голубыми глинами и опесчаненной гиттией;

230–260 см — серо-голубые глины с песчаной линзой (248–252 см).

На глубине 185–190 см находится кровля водоносного горизонта, ниже которого все обводнено. Выше 0 см отмечены коричневые глины, контакт с суглинками четкий.

Общая высота верхней, обнаженной, части коренного склона правого берега реки составляет примерно 7–8 м. Нижняя часть склона покрыта оползнями. От низа вскрытых отложений до уреза воды примерно 8–9 м. Практически так же правый берег описан в статье Е.Н. Анановой с соавторами (Ананова и др., 1973).

Строение разреза несколько отличается от ранее опубликованных данных (Чеботарева и др., 1961; Краснов, Колесникова, 1967; Ананова и др., 1973; Семененко, Козлов, 1974). Это может быть связано с обновлением разреза за последние 50–60 лет. Также есть расхождения и с недавно проведенным опробованием (Каревская и др., 2017). Вероятно, причина этих расхождений состоит в том, что расчистки вскрывают разные части линзы озерно-болотных отложений, основным слоем которой во всех случаях, в том числе и в нашем, являются гиттии.

Разрез “Граничная”. Местонахождение микулинских осадков на р. Граничной близ д. Новое Козьяново (Тверская обл.) относится к краевой зоне валдайского оледенения (Котлукова, 1972). Они перекрываются маломощной валдайской мореной и подстилаются отложениями каспийско-

го межстадиала московского оледенения, и еще ниже — московской мореной.

В сентябре 2021 г. на правом подмываемом берегу в излучине р. Граничной в коренном склоне речной долины нами сделан шурф (координаты 57°28.699' с.ш., 33°35.359' в.д., абс. высота 227 м). Отмечена следующая последовательность слоев сверху вниз (рис. 2):

0–2 см — коричневый крупнозернистый песок с коричнево-серым глинистым прослоем (сильно обводненный слой песка вскрыт выше “0” на 20–30 см);

2–30 см — темно-коричневый торф, плотный, с обломками древесины, мощность не выдержана по простиранию (мощность 28–32 см), обводнен;

30–80 см — серо-голубые глины.

Следует отметить, что между 2 и 3 слоем граница резкая и неровная. Это может свидетельствовать о перерыве в осадконакоплении. Высота по вертикальному профилю вскрытых отложений от их нижней точки (80 см) до уреза воды составляет примерно 70 см, а от их верхней точки (0 см) до бровки берега (поверхности первой надпойменной террасы) — 200–250 см. Таким образом, высота берега ~4 м соответствует приведенной в описании И.В. Котлуковой (Котлукова, 1972). При этом строение разреза несколько отличается. У нас слой торфа (слой 2) заключен между песками сверху и глиной снизу, тогда как в 1972 г. все наоборот — сверху глина, а снизу песок. Очевидно, что за 50 лет ситуация изменилась, размывом берегов вскрыта сильная изменчивость четвертичного разреза в данном месте.

На каждом из приведенных разрезов из органических и вмещающих их отложений были отобраны образцы с разрешением 1–4 см для палеоботанического изучения, определения потерь при прокаливании (ППП) и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования.

Кроме того, рассматривался известный разрез у восточной окраины д. Килешино (“Килешино-2”), приуроченный к левому, подмываемому, склону долины р. Сижина в Тверской области (Чеботарева и др., 1961; Гитерман и др., 1975). Стратиграфическое положение нижнего органического слоя было неясным, его относили и к микулинскому времени (Гитерман и др., 1975), и к средневалдайскому интерстадиалу (Lasberg et al., 2014). Причем согласно последней публикации, количественный возраст отложений разреза Килешино-2 не превышал 72 тыс. л. (Lasberg et al., 2014).

В 2018 г. сотрудниками ИГРАН была сделана расчистка обнажения “Килешино-2” (N 56.88044°; E 33.45830°, 210 м) на левом берегу р. Сижины в вершине излучины и отобраны образцы на палеоботаническое изучение и радиоуглеродное датирование (Карпухина и др., 2020). В том же 2018 г. (на две недели позже коллег из ИГ РАН) на этой же расчистке нами были отобраны образцы с разрешением 2–5 см из нижнего органогенного слоя для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Уран-ториевый метод. Для установления временных интервалов отдельных этапов микунского межледниковья нами использовался $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метод, позволяющий датировать органогенные отложения с возрастом ~10–350 тыс. л. (Geyh, Müller, 2005; Максимов, Андреичева и др., 2021). Эти формации включают в свой состав органическую и минеральную компоненты, поэтому для определения их $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -возраста необходимо вводить коррекцию на первичное (включенное в отложения на момент их формирования) изотопное загрязнение. Для этого используется изохронное приближение, которое основывается на количественном определении изотопов U и Th в серии одновозрастных образцов (Geyh, 2001; Максимов, Кузнецов, 2010; Кузнецов, Максимов, 2012). Условия его применения детально охарактеризованы (Максимов и др., 2022). Кратко их можно сформулировать следующим образом. Органическая компонента в момент образования отложений аккумулирует водородный уран, из которого со временем образуется ^{230}Th . Эта фракция является датированной. Значения отношений активностей в минеральной (детритной) фракции — $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ — не меняются от образца к образцу, т.е. в них проявляется один источник первичного ториевого загрязнения. И, наконец, отложения в целом должны быть отнесены к закрытой радиометрической системе относительно изотопов U и Th в течение постседиментационного времени.

Соответственно, в координатах $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ — $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ и $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ — $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ для серии одновозрастных образцов могут быть построены линейные зависимости и определены значения отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в датированной органической фракции, которые используются в вычислениях изохронного возраста

по уравнению Кауфмана и Брокера (Kaufman, Broecker, 1965).

Определение удельных активностей изотопов U и Th в образцах, отобранных по вертикальному профилю отложений, проводилось с учетом их полного растворения (TSD-модель) на основе радиохимической методики (Максимов, Кузнецов, 2010). Параллельно рассчитывались потери образцов при прокаливании (ППП). Выбор одновозрастных образцов, пригодных для изохронного датирования, осуществлялся с учетом нескольких условий.

Во-первых, тестировалась принадлежность образцов к закрытой радиометрической системе. На предварительном этапе мы находили величину отношения активностей $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в образцах. Если его значение отклонялось от единицы более чем на $\pm 1\sigma$ (σ — ошибка измерения), то это свидетельствовало о нарушении радиоактивного равновесия в цепочке трех генетически связанных изотопов $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{228}\text{Ra} \rightarrow ^{228}\text{Th}$ в какой-то момент времени на протяжении последних 25–30 лет. Если данный факт связан только с миграцией ^{228}Ra , то условие закрытости системы относительно изотопов U и Th соблюдается. Однако не исключено, что могла иметь место миграция изотопов тория ^{228}Th , ^{232}Th и, в том числе, ^{230}Th , и тогда важнейшая предпосылка метода оказывается нарушена. Чтобы не вносить эту неопределенность, образцы с существенным отклонением значения отношения активностей $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ от единицы (более чем на $\pm 1\sigma$) в дальнейшем не рассматривались.

Потом анализировали распределение отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и содержания U в образцах по вертикальному профилю органогенной толщи отложений. Существенные флуктуации этих величин в отдельных образцах также могли указывать на нарушения условий закрытой системы, по большей мере, связанные с миграцией водорастворимых форм U в постседиментационное время. Соответственно, образцы, отнесенные к открытым системам, исключались из одновозрастных серий.

При изохронных построениях точки, соответствующие образцам — открытым системам, чаще всего отчетливо отклоняются от линейных зависимостей. Но в некоторых случаях это проявляется не столь явно. Кроме того, если в образцах есть несколько источников ториевого загрязнения, это может давать лишь небольшое отклонение от линейных зависимостей. Поэтому дополнительно мы использовали координаты $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ — $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$

и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} - ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, в которых несоответствие точек линейной регрессии проявляется более явно (Geyh, 2008; Максимов и др., 2022).

Надежность изохронных построений в той или иной степени зависит от размаха расположения точек вдоль линейных зависимостей. Поэтому, по возможности, для датирования выбирались участки вертикального профиля отложений с существенными вариациями значений отношения активностей $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$.

Для корректного применения изохронного приближения следует брать в расчет образцы одновозрастные или с очень близким возрастом. Поэтому использовались участки вертикального профиля, сформированные в достаточно узких временных интервалах, например, в пределах одной или на крайний случай нескольких пыльцевых зон.

Расчет изохронного возраста производился по аналитическим данным серии одновозрастных образцов с применением линейной и нелинейной методик (Максимов и др., 2022). В этом случае надежность датирования была выше, чем при использовании только одной из них. В качестве окончательной оценки $^{230}\text{Th}/\text{U}$ изохронного возраста мы рассматривали временной отрезок перекрытия между собой доверительных интервалов, полученных по линейной и нелинейной методике.

Спорово-пыльцевой анализ. Для проведения спорово-пыльцевого анализа (СПА) с интервалом 2–8 см из разреза на р. Б. Дубенка было отобрано 28 образцов, на р. М. Коша — 44 образца и на р. Граничная — 19 образцов. Экстракция микрофоссилий из отложений выполнена из проб массой 1–2 гр. по стандартной методике (Гричук, Заклинская, 1948; Moore et al., 1991) и включала обработку 10% растворами HCl и NaOH , затем использование тяжелой жидкости ($\text{KI} + \text{CdI}_2$) с удельным весом 2.29 г/см³ для минеральных отложений и ультразвуковую очистку проб методом просеивания через сито с диаметром ячеек 7 мкм (Swynar et al., 1979) на заключительном этапе анализа. При определении таксономической принадлежности пыльцы использовались атласы-определители (Куприянова, Алешина, 1972, 1978; Бобров и др., 1983; Moore et al., 1991; Савельева и др., 2013), а также коллекция постоянных препаратов современной пыльцы СПбГУ. На спорово-пыльцевых диаграммах (СПД), построенных с помощью пакета программ Tilia/TiliaGraph/TGView (Grimm, 2004) показаны только основные таксоны. Процентное содержание каждого пыльцевого

и спорового таксона рассчитано от суммы пыльцы наземных растений за исключением водных. Количество переотложенной дочетвертичной пыльцы и спор подсчитано от общей суммы четвертичных микрофоссилий в образце. Границы палинозон проведены с использованием кластерного анализа программы CONISS (Grimm, 1987).

Палеокарпологический анализ. В разрезе на р. М. Коша были отобраны образцы на карпологический анализ объемом 500–600 см³ из прослоев, содержащих растительные остатки (торф, оторфованные суглинки). Из разреза на р. Бол. Дубенка была проанализирована серия образцов небольшого объема, отобранных на спорово-пыльцевой анализ.

Выделение остатков проводилось по стандартной методике (Никитин, 1969). Образцы вымачивали и проваривали в водном растворе кальцинированной соды, затем промывали через лабораторные сита с диаметром ячеек 0.25 мм. После высушивания, детрит просматривали с целью отбора семян и плодов при помощи стереомикроскопа Zeiss Stemi 2000. Для идентификации данных макроостатков были использованы атласы субфоссильных семян и плодов (Домбровская и др., 1959; Кац и др., 1965; Velichkevich, Zastawniak, 2006, 2008), современные коллекции семян БИН им. Комарова РАН также привлекались для сравнения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Экспериментальные данные представлены отдельно для каждого разреза в последовательности: палеоботаническое описание растительных зон, выделение фаз микулинского межледниковья и их $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование.

Разрез “Большая Дубенка”. Спорово-пыльцевой анализ. На СПД выделено 9 палинозон (рис. 3).

Палинозона 1 (126–116 см). Среди пыльцы древесных преобладает *Pinus* (27%) и *Betula* sect. *Albae* (14%), отмечена пыльца *Betula nana* (9%). Содержание пыльцы *Alnus* и *Corylus* составляет 11% и 6% соответственно. Количество пыльцы трав составляет около 30%. Среди споровых растений доминируют споры Polypodiaceae. Содержание дочетвертичных спор и пыльцы достигает 80%.

Палинозона 2 (116–110.5 см). Господствует пыльца *Pinus* (47%). Увеличивается количество пыльцы *Picea* (максимум 13%). Растет число спор Polypodiaceae (до 70%). Количество дочетвертичных спор и пыльцы снижается до 34%.

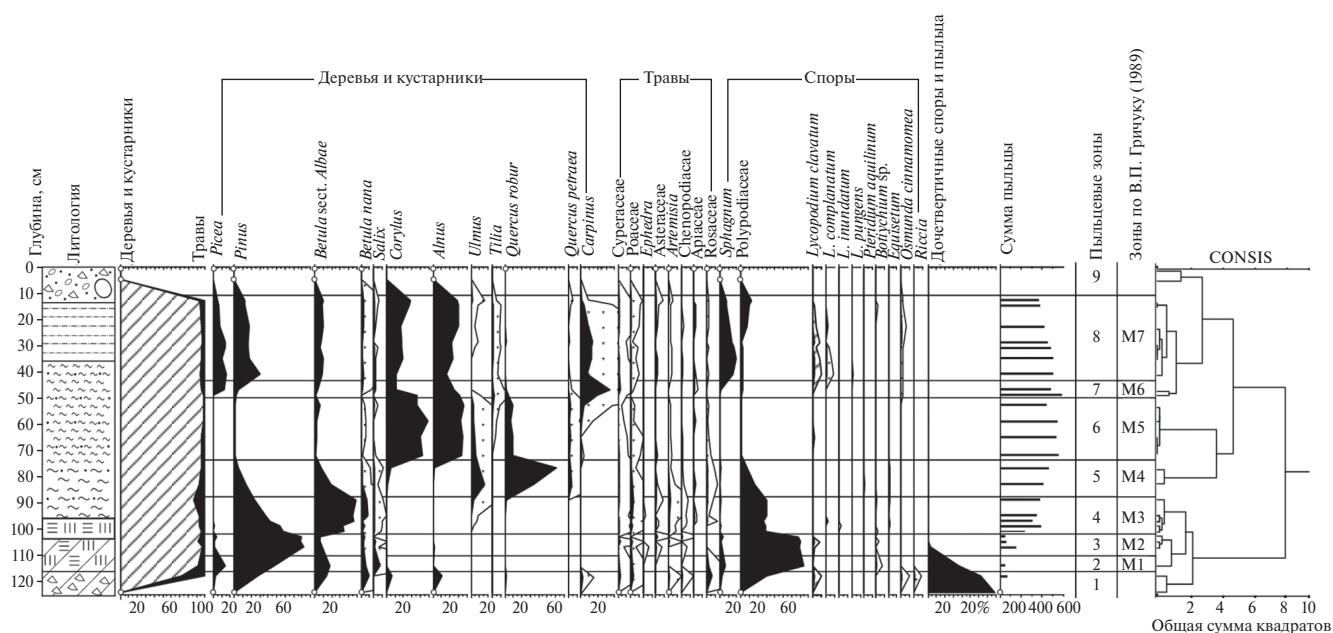


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений разреза “Большая Дубенка”.

Fig. 3. Spore-pollen diagram of the “Bolshaya Dubenka” section.

Палинозона 3 (110.5–102 см). Из спектров постепенно выпадает пыльца *Picea*. Травянистые растения представлены пыльцой семейств *Сурегасеае*, *Роасеае*, *Chenopodiaceae*, а также родов *Ephedra* и *Artemisia*. Существенно снижается содержание дочетвертичных спор и пыльцы (до 5%).

Палинозона 4 (102–88 см). Преобладает пыльца *Betula sect. Albae* (33–48%). Впервые зафиксирована пыльца широколиственных пород, таких как *Ulmus* и *Quercus robur*. Количество спор *Polypodiaceae* снижается до 27%.

Палинозона 5 (88–74 см). Отличительной особенностью зоны является высокое содержание пыльцы *Quercus robur* (34–61%) и *Ulmus* (максимум 16%). Содержание пыльцы *Quercus petraea* составляет 2–5%. Содержание спор *Polypodiaceae* сокращается до 7%.

Палинозона 6 (74–50 см). Доминирует пыльца *Alnus* (максимум 37%) и *Corylus* (максимум 49%). Содержание пыльцы *Quercus robur* снижается до 10%. Отмечена пыльца *Carpinus* (до 4%). Зафиксированы пыльцевые зерна *Tilia*.

Палинозона 7 (50–43 см). Максимальных значений достигает пыльца *Carpinus* (34%), а также *Tilia* (2%). В незначительных количествах представлена пыльца *Quercus robur* и *Quercus petraea*. Впервые встречены споры *Osmunda cinnamomea*.

Палинозона 8 (43–9 см). Зафиксирован максимум пыльцы *Picea* (до 16%). Среди термофильных пород деревьев и кустарников доминирует пыльца

Corylus (до 29%) и *Carpinus* (до 14%). Возрастает доля спор *Sphagnum* (8–19%) и *Polypodiaceae* (до 13%). Отмечены споры *Osmunda cinnamomea*.

Палинозона 9 (9–0 см). Пыльца представлена единичными зернами *Picea*, *Pinus*, *Betula sect. Albae*, *Betula nana*, *Alnus*, *Quercus robur*.

Сопоставление полученных данных с результатами предыдущих исследований отложений на р. Большая Дубенка (Чеботарева и др., 1961; Ананова и др., 1973) выявило сходство полученных спорово-пыльцевых спектров с этапами развития растительности микулинского межледникового (зоны M1–M7).

На поверхности ледниковой аккумуляции (зона M1) распространялась пионерная растительность, возможно, присутствовала ель. В начальный этап микулинского межледникового (зона M2) роль таежных лесов была незначительной. В составе лесов принимала участие ель. Обильно были распространены папоротники и разнотравье. Затем (зона M3) на территорию начали проникать широколиственные породы. Возросла роль березово-сосновых лесов. В травянистом покрове наблюдалось обилие и разнообразие видов. Началось озерное осадконакопление. Во время, отвечающее зоне M4, распространение получили леса, основными доминантами в которых являлись дуб и вяз. В оптимум микулинского межледникового последовательно развивались широколиственные леса, в основном, представленные липой (зона

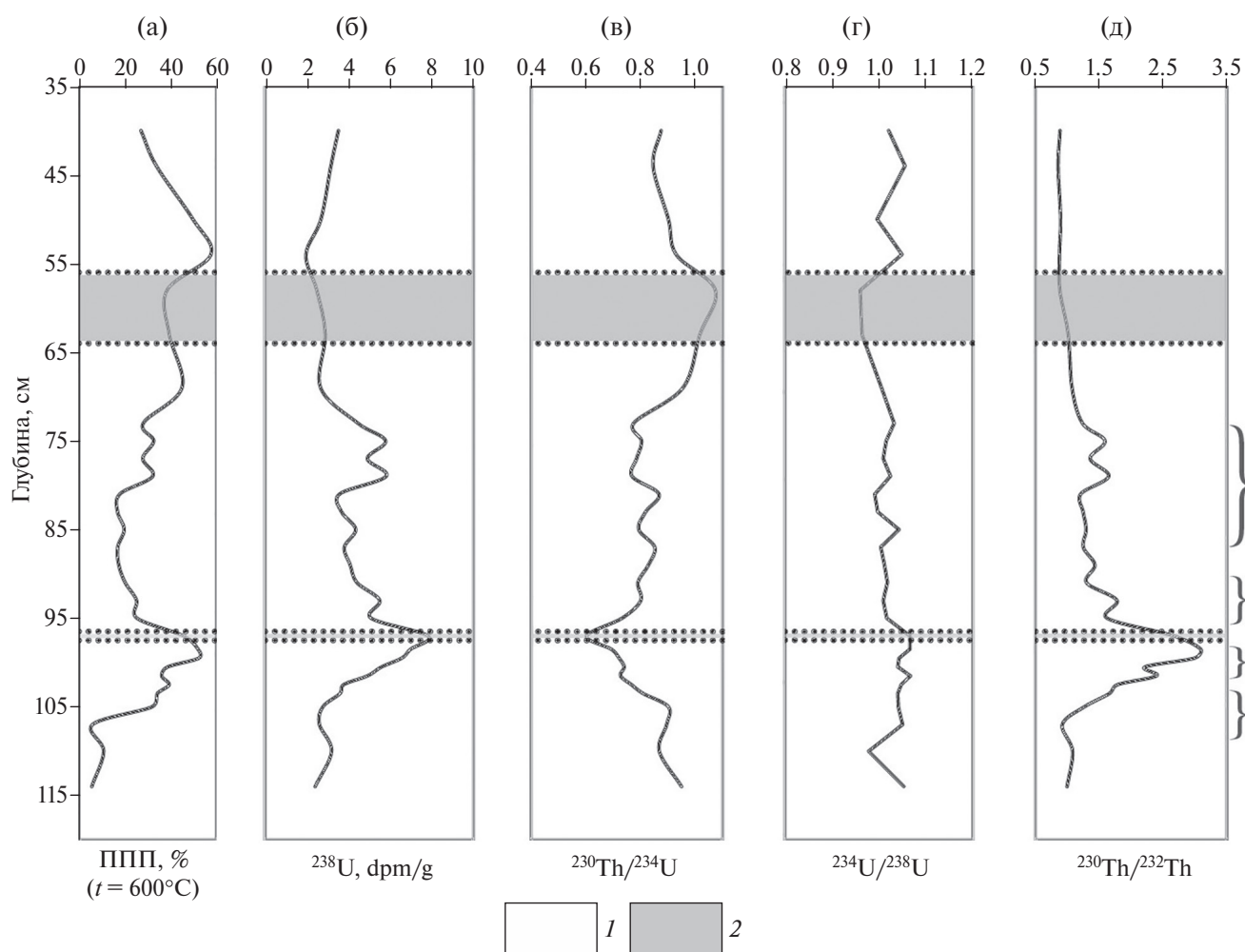


Рис. 4. Распределение органического вещества (ППП — потери при прокаливании), U и отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ по вертикальному профилю озерно-болотной толщи разреза “Большая Дубенка”. Фигурными скобками показаны участки, выбранные для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -изохронного датирования.

1 — закрытая радиометрическая система; 2 — геохимический барьер (открытая радиометрическая система).

Fig. 4. Distribution of organic matter (LOI, loss on ignition), U, and ratios of $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, and $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ activities along the vertical profile of the lacustrine-bog sequence of the “Bolshaya Dubenka” section. The curly brackets show the sites selected for $^{230}\text{Th}/\text{U}$ isochron dating.

1 — closed radiometric system; 2 — geochemical barrier (open radiometric system).

М5) и грабом (зона М6). В подлеске произрастала лещина. Ближе к концу оптимума появились теплолюбивые папоротники, например, осмунда. В дальнейшем (зона М7) возросла доля влаголюбивой ели. Были также распространены березово-сосновые леса.

Палеокарпологический анализ. Карпологические остатки обнаружены в интервале 86–108 см. В образцах из верхней части слоя алевроита (глубина 104–108 см) были определены лишь единичные плоды и семена болотных растений (*Carex* sp., *Comarum palustre*). В слое торфа (глубина 96–104 см) найдены остатки древесных

растений: многочисленные орешки и плодовые чешуи березы (*Betula* sect. *Albae*) и единичные орешки ольхи (*Alnus* cf. *glutinosa*), а также семена ели *Picea* sp. Кроме того, определены остатки умеренно-термофильных водных растений — семена *Stratiotes aloides* и *Lemna trisulca*, плоды *Ceratophyllum demersum*. Болотные и прибрежно-водные растения представлены остатками *Comarum palustre*, *Menyanthes trifoliata*, *Carex* sp., *Scirpus* sp. Также отмечены единичные остатки луговых растений — *Stachys annua*, *Fragaria vesca*, *Potentilla reptans*. В образцах из нижней части слоя песчанистой гиттии (глубина 86–96 см)

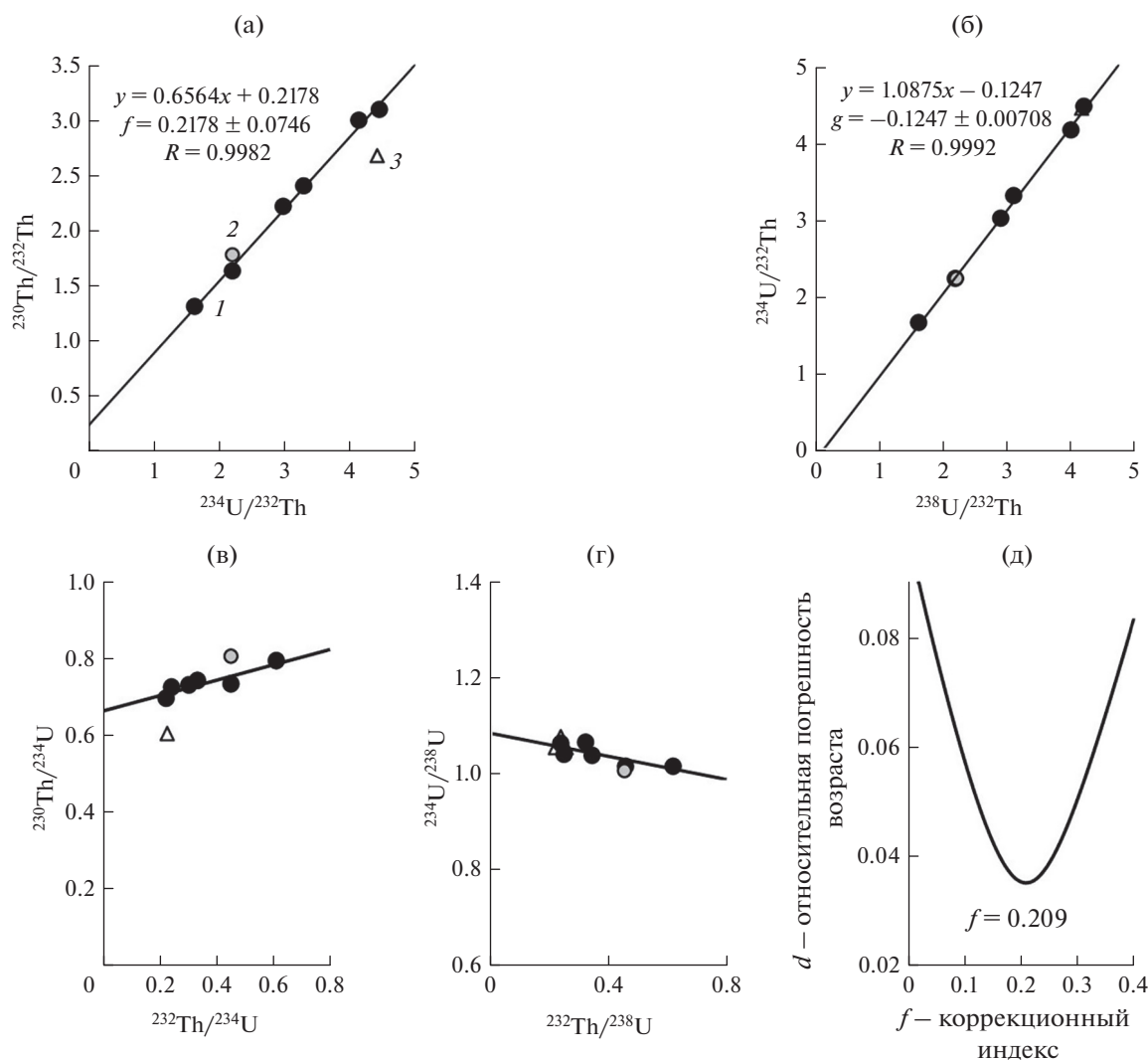


Рис. 5. Графическое представление об определении изохронного возраста согласно двум методикам расчета для органогенных отложений разреза “Большая Дубенка”.

(а, б, в, г) — Линейные зависимости, построенные для 6 образцов торфа с глубины 90–102 см; f , g — значения коррекционных индексов, с помощью которых рассчитывается изохронный возраст 6 образцов с глубины 90–102 см по линейной методике. Образцы: 1 — по которым построены линейные зависимости, 2 — с глубины 92–94 см, отклоняющийся от линейности, 3 — с глубины 96–98 см, отнесенный к открытой радиометрической системе.

(д) — Нахождение значения f необходимого для расчета изохронного возраста 6 образцов с глубины 90–102 см по нелинейной методике.

Fig. 5. Graphical representation of isochron age determination according to two calculation methods for organic-rich deposits from the “Bolshaya Dubenka” section.

(а, б, в, г) — linear dependences plotted for 6 peat samples from a depth of 90–102 cm; f , g — values of correction indexes, which are used to calculate the isochron age of 6 samples from a depth of 90–102 cm using a linear method. Samples: 1 — samples on which linear dependencies are built, 2 — sample from a depth of 92–94 cm deviating from linearity, 3 — sample from a depth of 96–98 cm assigned to an open radiometric system.

(д) — finding the f value required to calculate the isochron age of 6 samples from a depth of 90–102 cm using a non-linear approach.

обнаружены единичные орешки березы, плоды *Ceratophyllum demersum* и некоторых болотных растений.

Сопоставление палеокарпологических и палинологических данных (рис. 3) показало, что локальные карпологические комплексы (ЛКК)

разреза “Большая Дубенка” относится к верхней части пылевой зоны М2, зоне М3 и началу зоны М4, т.е. к начальному этапу микулинского межледниковья. Подобные ЛКК известны из других разрезов верхнего плейстоцена на территории Тверской области, как из отложений начальных

или завершающих фаз микулинского межледникового, так и из нижневалдайских интерстадиальных отложений (Величкевич, 1985; Zyuganova, 2009).

$^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирование. Выполнено определение изотопов U и Th в образцах гиттии и торфа по вертикальному профилю в интервале глубин 38–116 см. Значения отношения активностей $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в образцах не отклонялись от единицы более чем на $\pm 1\sigma$ (σ — ошибка измерения), т.е. радиоактивное равновесие между этими изотопами соблюдалось во время последних 25–30 лет. Из графика распределения $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и содержания U по вертикальному профилю органической толщи отложений выявлены геохимические барьеры — открытые в постседиментационное время радиометрические системы (рис. 4).

Верхний барьер (56–64 см), скорее всего, связан с постседиментационным преимущественным выщелачиванием ^{234}U при контакте отложений с окружающими водами согласно эффекту Чердынцева–Чалова (Чердынцев, Чалов, 1977). На это указывают значения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, которые ниже равновесной величины, равной единице, а также значения отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ в этих же образцах, которые ≥ 1 .

Нижний барьер весьма узкий, для одного образца с глубины 96–98 см отмечено существенно пониженное значение отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и одновременно несколько повышенное содержание урана. Здесь наоборот происходила постседиментационная аккумуляция отложениями водорастворимых форм U из окружающих вод.

Отложения вне этих барьеров предположительно могли относиться к закрытым в постседиментационное время радиометрическим системам.

С учетом вышеизложенного мы применили изохронное приближение $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода для аналитических данных трех наборов образцов в интервалах глубин по вертикальному профилю — 74–90, 90–102 и 102–108 см (табл. 1), относящихся к пылевым зонам M4, M3 и M2.

Для интервала 90–102 см приведено графическое представление для двух методик расчета изохронного возраста (рис. 5). Образец с глубины 96–98 см, отнесенный к открытой радиометрической системе, очевидно, отклоняется от линейных зависимостей в координатах $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ — $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ — $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Еще один образец не вполне соответствует линейности, вероятно, по

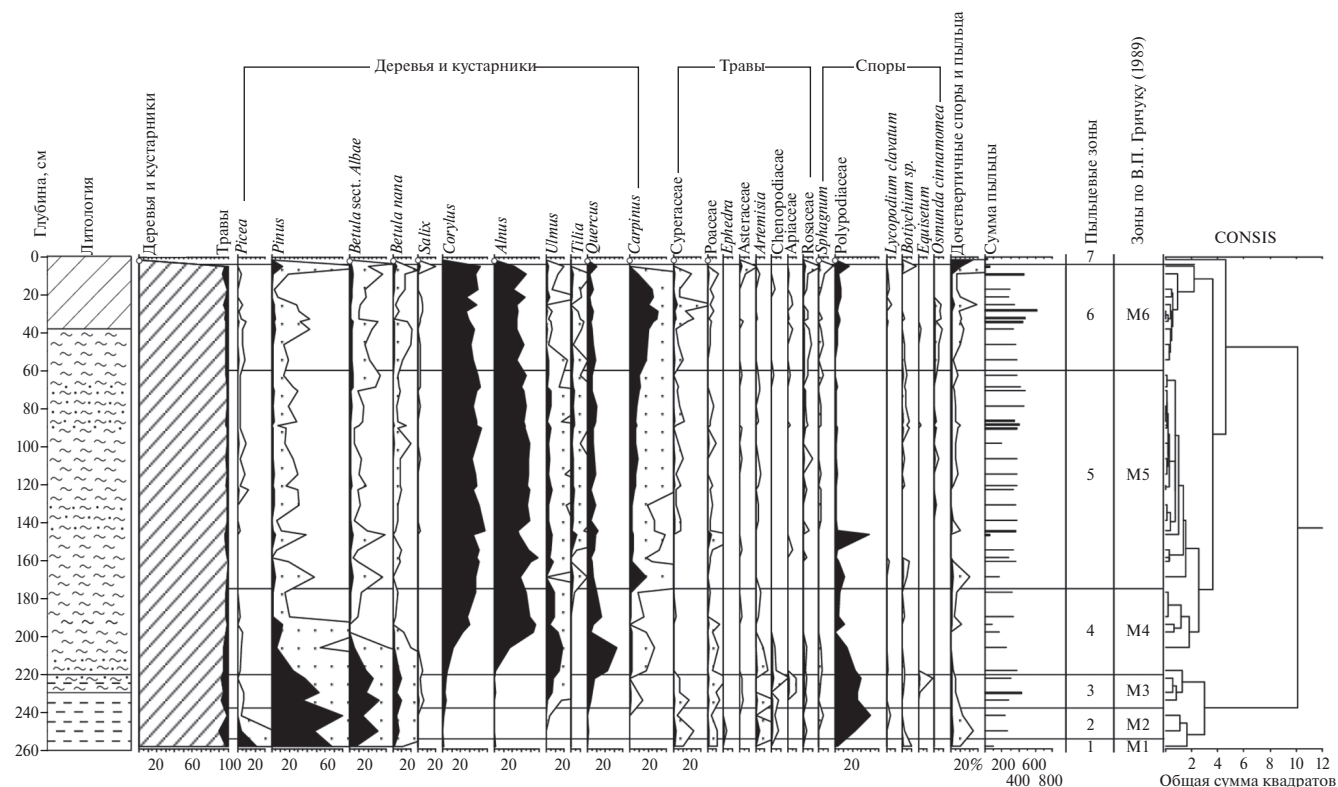


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений разреза “Малая Коша”.

Fig. 6. Spore-pollen diagram of the “Malaya Kosha” section.

Таблица 1. Результаты радиохимического анализа изотопов урана и тория в образцах органических отложений изученных разрезов Тверской области**Table 1.** Results of radiochemical analysis of uranium and thorium isotopes in samples of organic-rich deposits from the studied sections within the Tver region

Глубина, см	ППП, %	²³⁸ U	²³⁴ U	²³⁰ Th	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³⁴ U/ ²³⁸ U
		расп/мин на г					
Разрез “Большая Дубенка” Интервал глубин 74—90 см							
74-76	32.7	5.7742±0.1697	5.8671±0.1719	4.7139±0.1476	2.9685±0.1025	0.8035±0.0345	1.0161±0.0291
76-78	27.9	4.8985±0.0954	4.9424±0.0962	3.8806±0.0846	2.8642±0.0662	0.7852±0.0229	1.0090±0.0182
78-80	32.2	5.8025±0.1510	5.9462±0.1541	4.5692±0.1281	2.7756±0.0852	0.7684±0.0293	1.0248±0.0240
80-82*	17.9	3.5697±0.0718	3.5390±0.0714	3.0672±0.0779	2.5382±0.0673	0.8667±0.0281	0.9914±0.0205
82-84	16.9	3.6571±0.0734	3.6476±0.0733	2.9856±0.0745	2.3982±0.0633	0.8185±0.0262	0.9974±0.0205
84-86*	19.8	4.3402±0.0998	4.5260±0.1030	3.5896±0.0845	2.7757±0.0691	0.7931±0.0260	1.0428±0.0239
86-88	16.9	3.7958±0.0832	3.8093±0.0835	3.2435±0.0784	2.5975±0.0662	0.8515±0.0278	1.0036±0.0228
88-90	17.4	4.0772±0.0795	4.1255±0.0803	3.4179±0.0840	2.3920±0.0640	0.8285±0.0260	1.0118±0.0195
Интервал глубин 90—102 см							
90-92	20.2	4.4014±0.1028	4.4830±0.1044	3.5413±0.1027	2.7256±0.0836	0.7899±0.0294	1.0185±0.0238
92-94*	25.2	5.4932±0.1178	5.5457±0.1188	4.4403±0.1017	2.5004±0.0648	0.8007±0.0251	1.0096±0.0202
94-96	25.4	5.0757±0.1139	5.1616±0.1154	3.7785±0.1038	2.3302±0.0718	0.7320±0.0259	1.0169±0.0216
96-98*	45.7	7.8123±0.1404	8.3272±0.1484	5.0161±0.1134	1.8810±0.0509	0.6024±0.0173	1.0659±0.0139
98-99	52.0	6.9746±0.1170	7.4313±0.1236	5.1454±0.1107	1.6672±0.0436	0.6924±0.0188	1.0655±0.0126
99-100	52.4	6.5514±0.1208	6.8268±0.1251	4.9220±0.1068	1.6448±0.0435	0.7210±0.0205	1.0420±0.0143
100-101	38.8	5.5803±0.0982	5.8044±0.1014	4.2934±0.0905	1.9376±0.0481	0.7397±0.0203	1.0402±0.0151
101-102	36.1	4.9118±0.1028	5.2438±0.1083	3.8092±0.0968	1.5890±0.0502	0.7264±0.0238	1.0676±0.0202
Интервал глубин 102—108 см							
102-103	39.4	3.7604±0.0752	3.9405±0.0780	3.0191±0.0834	1.6912±0.0539	0.7662±0.0260	1.0479±0.0198
103-104	34.3	3.5887±0.0760	3.7306±0.0783	3.0188±0.0729	1.8214±0.0495	0.8092±0.0259	1.0395±0.0217
104-106	31.9	2.7633±0.0605	2.8773±0.0626	2.5941±0.0706	2.0514±0.0591	0.9016±0.0314	1.0413±0.0235
106-108	6.0	2.6017±0.0646	2.7329±0.0669	2.4464±0.0722	2.6585±0.0765	0.8952±0.0343	1.0504±0.0294
Разрез “Килешино” Интервал глубин 545—570 см							
545-548	22.8	5.8893±0.1154	5.9375±0.1162	4.5902±0.1227	2.3709±0.0707	0.7731±0.0256	1.0082±0.0157
545-548	22.8	5.8474±0.1144	5.9262±0.1158	4.3688±0.1011	2.2380±0.0578	0.7372±0.0223	1.0135±0.0156
548-550	18.8	4.1310±0.0747	4.2877±0.0770	3.5498±0.0848	2.3224±0.0599	0.8279±0.0248	1.0379±0.0161
550-554	13.2	2.4687±0.0508	2.4504±0.0506	2.2532±0.0652	2.2215±0.0644	0.9195±0.0327	0.9926±0.0209
554-557	10.0	2.1970±0.0469	2.1547±0.0465	1.9690±0.0407	2.1745±0.0439	0.9138±0.0273	0.9807±0.0220
557-559	19.3	2.4562±0.0444	2.4653±0.0445	2.2188±0.0520	2.0551±0.0490	0.9000±0.0266	1.0037±0.0175
559-561	17.0	2.3708±0.0446	2.3552±0.0446	2.0824±0.0476	2.0270±0.0465	0.8842±0.0262	0.9934±0.0186
561-563	24.1	2.7359±0.0573	2.7615±0.0580	2.2906±0.0557	1.8030±0.0455	0.8295±0.0266	1.0094±0.0201
563-565	23.8	2.3943±0.0448	2.4706±0.0459	2.0412±0.0480	1.4948±0.0378	0.8262±0.0248	1.0319±0.0186
565-570	18.0	2.2800±0.0478	2.3661±0.0493	1.6278±0.0406	0.3170±0.0149	0.6880±0.0224	1.0378±0.0221

Глуби- на, см	ППП, %	^{238}U	^{234}U	^{230}Th	^{232}Th	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$
		расп/мин на г					
565-570	18.0	2.3363±0.0442	2.5099±0.0467	1.7478±0.0336	0.3452±0.0117	0.6964±0.0186	1.0743±0.0198
Разрез “Малая Коша” Интервал глубин 96–180 см							
96-98	9.3	1.9750±0.0515	1.9473±0.0511	1.8782±0.0648	2.4369±0.0797	0.9645±0.0418	0.9860±0.0279
112-114	6.3	1.8817±0.0556	1.9101±0.0562	1.7409±0.0568	2.3284±0.0714	0.9114±0.0400	1.0151±0.0330
116-118	6.5	1.6925±0.0498	1.7224±0.0503	1.6838±0.0595	2.2679±0.0756	0.9776±0.0448	1.0176±0.0328
120-122	13.4	2.2166±0.0479	2.1891±0.0475	2.0923±0.1023	2.8151±0.1322	0.9558±0.0511	0.9876±0.0212
122-124*	15.2	2.3030±0.0716	2.4106±0.0740	2.1016±0.0525	2.7822±0.0665	0.8718±0.0345	1.0467±0.0329
124-126	9.7	1.7122±0.0556	1.7101±0.0556	1.5965±0.0445	2.1189±0.0557	0.9335±0.0400	0.9988±0.0361
126-128*	13.3	2.2117±0.0647	2.2472±0.0654	1.9523±0.0854	2.5443±0.1063	0.8687±0.0457	1.0161±0.0311
128-130*	11.7	1.9832±0.0525	1.9624±0.0525	1.6713±0.0587	2.1437±0.0699	0.8517±0.0376	0.9895±0.0303
130-132	11.5	1.6586±0.0574	1.7304±0.0590	1.4939±0.0452	1.8440±0.0531	0.8633±0.0393	1.0433±0.0405
132-134*	12.4	1.5245±0.0425	1.6205±0.0444	1.3836±0.0496	1.7704±0.0584	0.8538±0.0385	1.0630±0.0348
166-168*	8.2	1.0397±0.0323	1.0609±0.0330	0.9805±0.0315	1.0940±0.0336	0.9242±0.0413	1.0204±0.0382
168-170*	10.3	1.4572±0.0514	1.2768±0.0473	1.1220±0.0387	1.3327±0.0434	0.8787±0.0445	0.8762±0.0374
170-172*	12.8	1.6033±0.0874	1.4684±0.0824	1.3640±0.0460	1.4927±0.0490	0.9289±0.0608	0.9159±0.0588
172-174*	8.9	1.0249±0.0450	0.9829±0.0449	0.8430±0.0222	0.9654±0.0244	0.8577±0.0452	0.9590±0.0519
174-176	16.4	1.7552±0.0470	1.7466±0.0470	1.5087±0.0436	1.5154±0.0438	0.8638±0.0341	0.9951±0.0288
176-178	14.7	1.5392±0.0402	1.6423±0.0423	1.3806±0.0355	1.4394±0.0367	0.8406±0.0306	1.0670±0.0298
178-180	13.0	1.3346±0.0386	1.3521±0.0389	1.1583±0.0362	1.1557±0.0361	0.8567±0.0364	1.0131±0.0334
Разрез “Граничная” Интервал глубин 2–12 см							
2-4	49.3	9.4952±0.2657	9.4426±0.2646	3.0359±0.0864	2.7508±0.0800	0.3215±0.0128	0.9945±0.0236
4-6	37.8	3.0682±0.0996	2.9560±0.0969	2.4403±0.0755	2.7091±0.0822	0.8255±0.0372	0.9634±0.0324
8-10	39.5	3.2911±0.0722	3.1615±0.0701	2.6298±0.0941	2.8497±0.1003	0.8318±0.0350	0.9606±0.0214
10-12	37.4	3.5946±0.1077	3.6060±0.1082	3.1920±0.0997	3.3266±0.1029	0.8852±0.0383	1.0032±0.0313
Интервал глубин 12–28 см							
12-14	34.0	2.7726±0.0898	2.8295±0.0911	2.3017±0.0847	2.4254±0.0882	0.8135±0.0398	1.0205±0.0350
14-16	60.6	2.6320±0.0561	2.5907±0.0554	2.1687±0.0605	2.1467±0.0599	0.8371±0.0294	0.9843±0.0203
16-18*	55.8	2.7684±0.0631	2.6757±0.0615	2.3938±0.0684	2.5038±0.0710	0.8947±0.0328	0.9665±0.0220
18-20*	69.3	2.5761±0.0527	2.6492±0.0539	2.2782±0.0754	2.3704±0.0780	0.8600±0.0334	1.0284±0.0192
20-22	73.7	2.4614±0.0465	2.4308±0.0461	2.0032±0.0607	2.0439±0.0617	0.8241±0.0294	0.9876±0.0163
22-24*	72.3	2.6028±0.0682	2.4694±0.0656	2.1405±0.0732	2.0249±0.0699	0.8668±0.0375	0.9488±0.0243
24-26	47.5	4.5552±0.1136	4.5768±0.1141	3.7940±0.1425	3.7414±0.1407	0.8290±0.0374	1.0047±0.0229
26-28	28.1	5.8552±0.1398	5.8680±0.1398	4.5819±0.1435	3.9500±0.1281	0.7808±0.0307	1.0022±0.0238

Примечание: * — образцы исключены из расчета изохронного возраста для каждого из соответствующих интервалов глубин (объяснения см. в тексте).

Note. * — samples are excluded from the isochron age calculation in a series of samples for each of the corresponding depth intervals (see text for explanations).

причине наличия нескольких источников первичного ториевого загрязнения и поэтому также исключен из рассмотрения.

Результаты изохронного датирования отложений на трех участках глубин 74–90, 90–102 и 102–108 см, а также их соответствие пыльцевым зонам миккулинского межледниковья приведены в табл. 2.

Разрез “Малая Коша”. Спорово-пыльцевой анализ. На СПД выделено 7 пыльцевых зон (рис. 6).

Палинозона 1 (260–254 см). В спектрах господствует пыльца *Pinus* (до 67%). Отмечено высокое содержание пыльцы *Picea* (до 21%). Пыльца травянистых представлена, в основном, Сурегасеае и Роасеае. Среди споровых доминируют споры семейства Polypodiaceae.

Палинозона 2 (254–238 см). Доминирует пыльца *Pinus* (35–80%) и *Betula* sect. *Albae* (14–33%). Пыльца *Picea* выпадает из состава спектров. Содержание пыльцы *Betula nana* составляет от 4 до 10%. Присутствуют единичные пыльцевые зерна широколиственных пород. Резко возрастает количество спор Polypodiaceae (до 41%).

Палинозона 3 (238–220 см). В спектрах по-прежнему господствует пыльца *Pinus* и *Betula* sect. *Albae*. Количество пыльцы широколиственных пород деревьев *Ulmus* и *Quercus* достигает 8%.

Палинозона 4 (220–175 см). В спектрах доминирует пыльца *Alnus* и *Corylus*. Отличительной особенностью зоны является высокое содержание пыльцы *Quercus* (максимум 34%) и *Ulmus* (максимум 18%). Количество спор семейства Polypodiaceae существенно снижается.

Палинозона 5 (175–60 см). Зона характеризуется абсолютным максимумом пыльцы *Corylus* (33–45%) и *Alnus* (26–49%). В спектрах этой зоны отмечено появление пыльцы *Tilia* (1–6%). Количество пыльцы *Quercus* снижается до 5%. Впервые встречены споры *Osmunda cinnamomea*.

Палинозона 6 (60–4 см). Особенностью зоны является увеличение в спектрах количества пыльцы *Carpinus* (максимум 31%). Присутствуют споры *Osmunda cinnamomea*.

Палинозона 7 (4–0 см). Отмечена пыльца *Betula* sect. *Albae*, *Betula nana*, *Salix*, *Alnus*, *Quercus*, *Carpinus*, Сурегасеае, Роасеае. Зафиксированы единичные споры Polypodiaceae и *Sphagnum*. Содержание дочетвертичных спор и пыльцы в этой зоне достигает 25%.

Сопоставление наших данных с результатами предыдущих исследований отложений на р. Мал. Коша (Чеботарева, 1961; Ананова и др., 1973) выявило сходство полученных спорово-пыльцевых

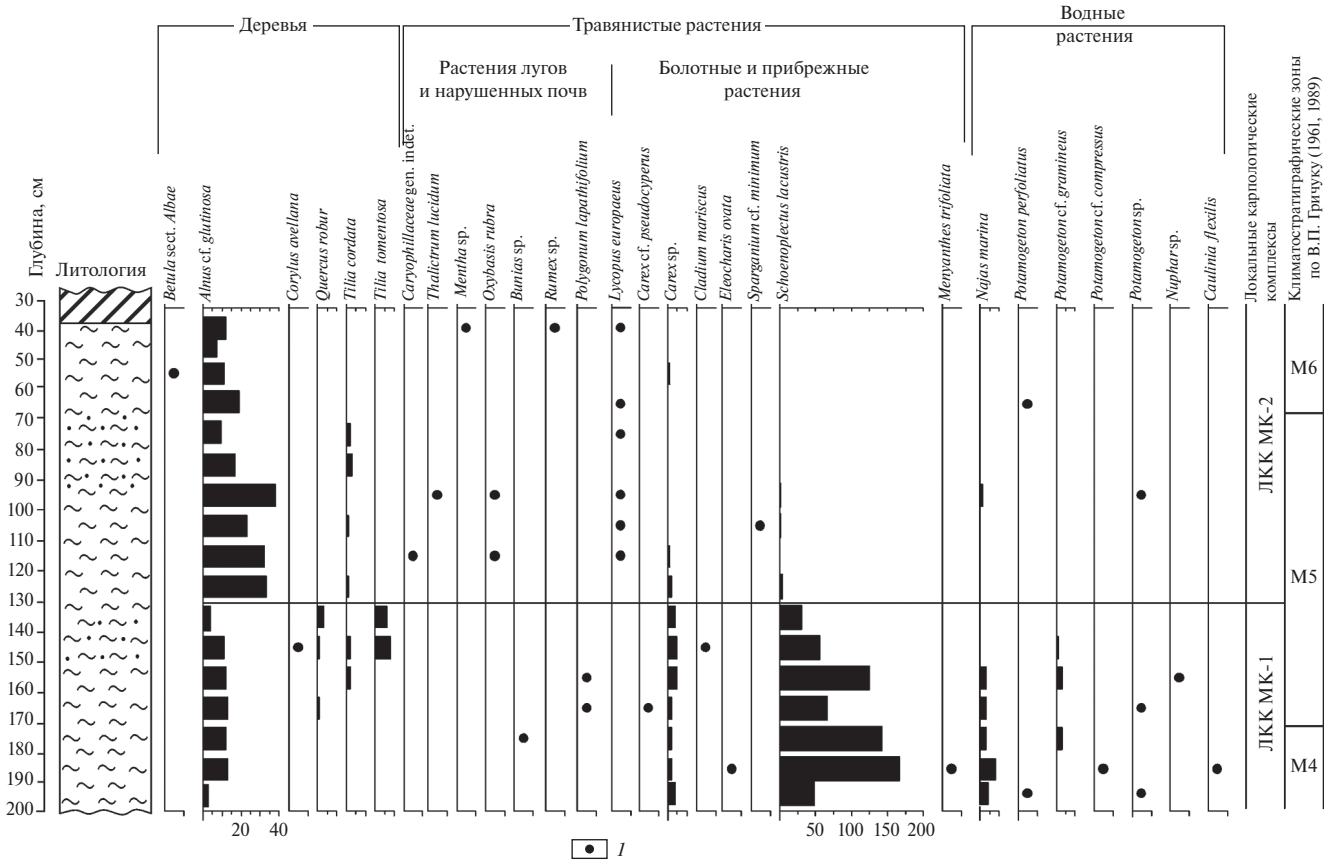
спектров с этапами развития растительности миккулинского межледниковья (зоны М1–М7).

По данным спорово-пыльцевого анализа накопление глин (260–238 см) на данной территории сопровождалось расселением разреженных еловых (палинозона 1), а затем березовых и сосновых лесов (палинозона 2). В соответствии со схемой биостратиграфического деления, предложенной В.П. Гричуком (Гричук, 1961, 1989), эти пыльцевые зоны соответствуют зонам М1 и М2 миккулинского межледниковья. Впоследствии (палинозона 3) увеличивается роль сосново-березовых лесов с примесью дуба и вяза, что сопоставляется с зоной М3. В это же время начинается озерное осадконакопление. Дальнейшее распространение дубовых лесов с участием вяза, граба, ольхи и лещины соответствует зоне М4. Следующий этап развития растительности характеризуется распространением полидоминантных широколиственных лесов из дуба, вяза, граба и липы с лещиной и ольхой в подлеске (зона М5). В травянистом ярусе произрастал папоротник осмунда. На следующем этапе (зона М6) увеличилась роль граба в широколиственных лесах с участием лещины и ольхи.

Палеокарпологический анализ. Видовой состав карпоидов и их количество в 17 образцах отображены на карпологической диаграмме (рис. 7). В изученном разрезе можно выделить два ЛКК.

В ЛКК МК-1 (глубина 130–200 см) преобладают остатки прибрежно-водных растений, представленных многочисленными орешками *Schoenoplectus lacustris* и *Carex* sp. Определен орешек *Cladium mariscus*. Отмечены остатки водных растений: семена *Najas marina* и *Caulinia flexilis*, эндокарпы рдестов, фрагменты семян кубышки (*Nuphar* sp.). Остатки древесных пород представлены, в основном, орешками ольхи. Кроме того, определены остатки широколиственных пород: плюски дуба (*Quercus robur*) и плоды липы (*Tilia tomentosa*, *Tilia* sp.). Из остатков кустарников найдены фрагменты скорлупы орехов лещины (*Corylus avellana*). Остатки растений нарушенных субстратов представлены единичными плодами *Bunias* cf. *orientalis* и *Polygonum lapathifolium*.

ЛКК МК-2 (глубина 35–130 см) выделяется по резкому снижению количества плодов *Schoenoplectus lacustris* и увеличению содержания орешков ольхи. Остатки широколиственных пород деревьев представлены немногочисленными плодами липы. Остатки водных растений отмечены в единичных количествах и не во всех образцах. Возрастает участие остатков растений влажных местообитаний



(*Lycopus europaeus*, *Thalictrum lucidum*) и нарушенных почв (*Oxybasis rubra*, *Rumex* sp.). В этом интервале отмечены и фаунистические остатки: в образце с глубины 80–90 см найден позвонок рыбы, в образце 60–70 см — статобласты мшанок.

Выделенные карпологические комплексы сходны по составу с комплексом, выделенным ранее из этого же местонахождения, в котором были также определены плоды *Tilia tomentosa* (Ананова и др., 1973).

В рассмотренных ЛКК присутствуют виды прибрежных и водных растений, также характерные для флоры микулинского межледниковья: *Cladium mariscus*, *Najas marina* и *Caulinia flexilis*. Все это позволяет отнести изученную флору к наиболее теплообеспеченным фазам микулинского межледниковья. Сопоставление с палинологическими данными показало, что ЛКК МК-1 соответствует концу пылевой “зоны дуба и вяза” М4 и первой половине “зоны липы” М5, ЛКК МК-2 отвечает второй половине зоны М5 и началу “зоны граба”

М6, т.е. климатическому оптимуму микулинского межледниковья.

Карпологические комплексы разреза “Малая Коша”, по-видимому, сформировались в мелководных озерных условиях, хотя макроостатки водных растений в ЛКК малочисленны.

²³⁰Th/²³²Th-датирование. Значения отношения активностей ²²⁸Th/²³²Th в образцах по вертикальному профилю органогенных отложений в верхних слоях в диапазоне глубин 38–90 см отклонялись от единицы более чем на ±1σ. На этом участке, вероятно, могли нарушаться условия закрытой радиометрической системы в течение последних 25–30 лет.

Соответственно, детальный радиохимический анализ изотопов U и Th был выполнен для образцов, отобранных из толщи в диапазоне 96–180 см (табл. 1) и отнесенных к пылевой зоне М5. К явно открытым радиометрическим системам относятся несколько образцов. На глубине 168–172 см значения отношения активностей

Таблица 2. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -изохронный возраст органических отложений изученных разрезов в Тверской и Смоленской областях**Table 2.** $^{230}\text{Th}/\text{U}$ isochron age of organic-rich deposits in the studied sections from the Tver and Smolensk regions

Глубина, см	Линейная методика		Нелинейная методика		²³⁰ Th/U-изохрон- ный возраст*, тыс. лет	Пыльцевая зона по (Гри- чук, 1989)
	возраст, тыс. лет	доверит. интер- вал, тыс. лет	возраст, тыс. лет	доверит. интер- вал, тыс. лет		
Граничная						
28–12 (5 обр.)	101.9±11/8.5 (R=0.9842)	112–93	104.3±3.6	108–101	108–101	М6 (основн. часть)
Килешино						
570–545 (11 обр.)	114.1±2.7/2.4 (R=0.9998)	117–112	114.7±4.2	119–111	117–112	М4
Большая Дубенка						
90–74 (6 обр.)	111.7±10/8 (R=0.983)	122–104	110.2±5.3	116–105	116–105	М4
102–90 (6 обр.)	113.9±4.6/4.1 (R=0.9982)	118–110	116.1±4.1	120–112	118–112	М3
108–102 (4 обр.)	114.9±11.7/9.5 (R=0.9928)	127–105	124.5±11.3	136–113	127–113	М2
Малая Коша						
180–96 (9 обр.)	111.9±6.6/5.3 (R=0.988)	118–107	106.2±5.9	112–100	112–107	М5
Нижняя Боярщина (Максимов и др., 2022)						
137–119 (7 обр.)	100.6±4.6/4.1 (R=0.9923)	105–97	96.5±5.3	102–91	102–97	М6
179–165 (7 обр.)	107.3±3.0/2.7 (R=0.9999)	110–105	109.8±2.2	112–108	110–108	М5 (центр. часть)
303–289 (7 обр.)	127.6±3.7/3.3 (R=0.9996)	131–124	128.1±2.0	130–126	130–126	М1 (верхняя часть)

Примечание: R — коэффициент линейной корреляции; * — отрезок перекрытия доверительных интервалов по линейной и нелинейной методикам.

Note. R — is the coefficient of linear correlation; * — interval of overlapping confidence intervals by linear and non-linear techniques.

$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ существенно меньше единицы (т.е. более чем на 1σ), что является результатом преимущественного постседиментационного выщелачивания ^{234}U из отложений в соответствии с эффектом Чердынцева–Чалова (Чердынцев, Чалов, 1977). Без этих образцов доверительные интервалы изохронного возраста, рассчитанные по линейной ($122 \pm 7/5$ тыс. л.) и нелинейной (104 ± 8 тыс. л.) методикам для серии из 14 образцов, не перекрываются между собой. Причиной являются недостаточно высокие коэффициенты корреляции линейных зависимостей в соответствующих координатах. Их увеличению способствует удаление еще нескольких образцов. В этом случае может быть вычислен изохронный возраст с перекрывающейся временной областью по обоим методикам (табл. 2). Следует отметить, что вариантов расчета для разных комбинаций образцов может быть несколько, однако это обстоятельство принципи-

альным образом не изменяет изохронный возраст. Таким образом, толща на глубинах 96–180 см, соответствующая большей части зоны М5, отлагалась примерно в интервале 112–107 тыс. л. н.

Разрез “Граничная”. Спорово-пыльцевой анализ. На СПД выделено 4 палинозоны (рис. 8).

Палинозона 1 (82.5–60 см). В спектрах преобладает пыльца трав (30–65%). Пыльца древесных и кустарниковых пород — *Pinus*, *Betula sect. Albae*, *Betula nana*, *Picea*, *Salix* — содержится в небольшом количестве. Количество дочетвертичной пыльцы и спор составило 7%.

Палинозона 2 (60–30 см). Первая половина зоны (2а) характеризуется увеличением пыльцы древесно-кустарниковой группы, за счет пыльцы *Picea* и *Pinus*. В группе трав преобладает пыльца *Artemisia* и *Сурегасеае*, обнаружена пыльца *Ephedra*. Во второй половине зоны (2в) зафиксирован пик пыльцы *Picea* (36%) и появление пыльцы *Alnus* (17–27%),

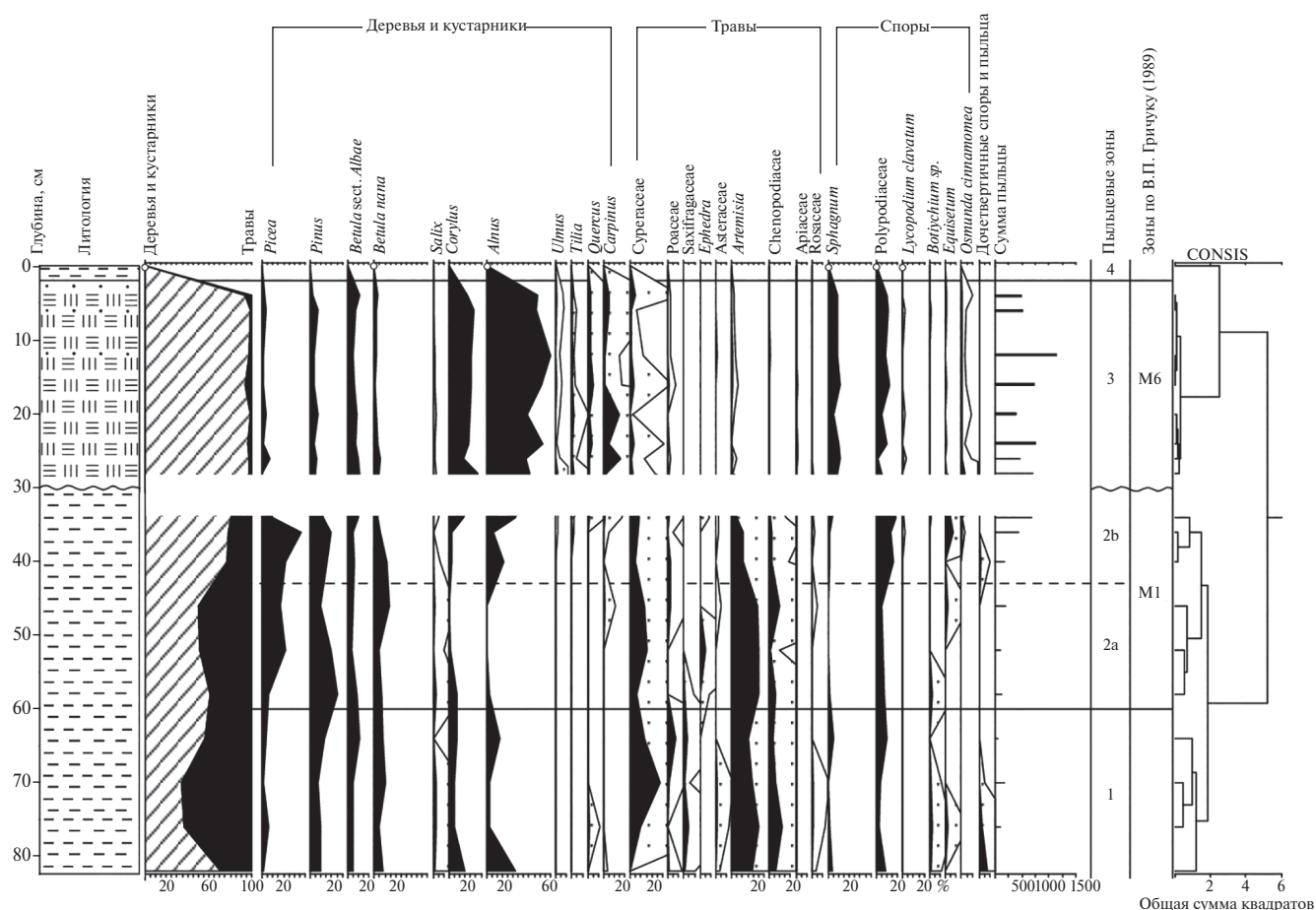


Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений разреза “Граничная”.

Fig. 8. Spore-pollen diagram of the sediments from the “Granichnaya” section.

Corylus (7–13%). Среди споровых преобладают споры Polypodiaceae.

Палинозона 3 (30–2 см). Спорово-пыльцевые спектры резко отличаются от предыдущей зоны по обилию пыльцы *Alnus* (37–60%), *Corylus* (13–26%), а также широколиственных пород. Кривая содержания пыльцы *Carpinus* образует максимум 16%, *Quercus* — 6%, а *Tilia* и *Ulmus* по 2% соответственно. Количество пыльцы трав не превышает 6%. Среди споровых преобладают споры *Sphagnum* и Polypodiaceae, постоянно присутствуют споры *Osmunda cinnamomea*.

Палинозона 4 (2.5–0 см). В спорово-пыльцевых спектрах содержатся единичные пыльцевые зерна *B. nana*, *Alnus* и споры *Sphagnum*, Polypodiaceae, *Lycopodium clavatum*.

Выделенные палинозоны были сопоставлены с зонами, предложенными В.П. Гричуком (Гричук, 1989) для микулинского межледниковья. Палинозона 2 отвечает началу межледниковья и соответствует зоне М1. Это время развития островных еловых и сосновых лесов с элементами перигля-

циальной флоры (*Betula nana*, *Salix*, *Ephedra*). Резкая граница между глиной и торфом на глубине 30 см, по-видимому, фиксирует перерыв в осадконакоплении. Палинозона 3 соответствует зоне М6 и отвечает концу климатического оптимума микулинского межледниковья. На окружающей территории произрастали полидоминантные широколиственные леса с преобладанием граба, участием ольхи и с обильным подлеском из лещины, в травяном ярусе с участием осмунды. Зоны М2–М5, а также М7 и М8 не нашли отражения в данном разрезе. Таким образом, в разрезе “Граничная” представлены отложения, которые формировались в начальную фазу (зона М1) и во вторую половину микулинского межледниковья (зона М6).

²³⁰Th/^U-датирование. Толща торфа с глубины 2–30 см была существенно обводнена, что могло влиять на сохранность закрытой радиометрической системы в отложениях. В ходе экспериментальной работы выявлены следующие обстоятельства. С одной стороны, величина отношения активностей ²²⁸Th/²³²Th по вертикальному профи-

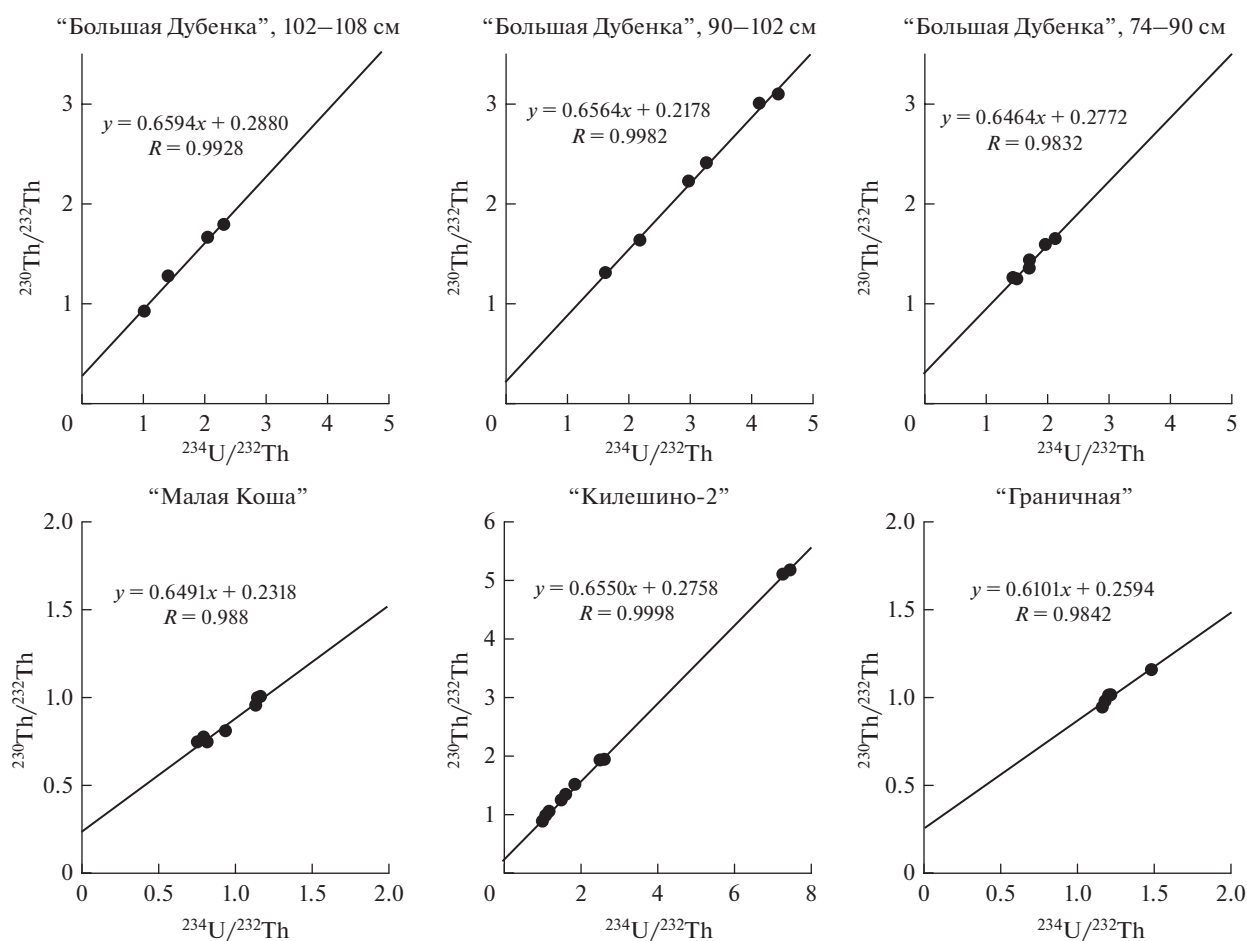


Рис. 9. Линейные зависимости по аналитическим данным изученных разрезов в координатах $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ — $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$.

Fig. 9. Linear dependences according to the analytical data of the studied sections in the coordinates $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ — $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$.

лю торфа варьировала около единицы в пределах погрешности, и это указывало на соблюдение условий закрытой радиометрической системы в отложениях за последние 25–30 лет. С другой стороны, основные аналитические данные (табл. 1) показали, что в некоторых слоях эти условия были нарушены значительно раньше. Верхний образец торфа был подвержен постседиментационному накоплению U, что выразилось в явном пониженном значении отношения активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Использование этого образца в изохронных расчетах ведет к очень существенному омоложению. В четырех образцах с глубин 4–10 см, 16–18 см и 22–24 см значения отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ значительно меньше единицы, т.е. более чем на 1σ . Для этих слоев наблюдалось преимущественное постседиментационное выщелачивание ^{234}U по эффекту Чердынцева–Чалова (Чердынцев, Чалов, 1977). Для серии из остальных 7 образцов изохронный возраст будет примерно

равен 80–90 тыс. л. Можно несколько улучшить линейную корреляцию, удалив еще два образца с глубины 10–12 см и 18–20 см. В этом случае для интервала глубин 12–28 см мы получим возраст 108–101 тыс. л., соответствующей зоне М6 (табл. 2). Следует отметить, что в условиях сильной обводненности отложений, данная оценка является весьма приблизительной.

Разрез "Килешино-2". В результате палеоботанического изучения разреза было выявлено, что нижняя часть отложений в интервале 5.4–8.9 м формировалась в первой половине микулинского межледниковья (Карпухина и др., 2020). Только верх этой части (5.40–5.70 м) составляли органические отложения, отнесенные к пылевой зоне М4, которые могли быть пригодны для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования.

$^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирование. Нами были изучены образцы суглинисто-торфяной толщи, отобранные с глубины 5.45–5.70 м относительно вертикаль-

ного профиля (табл. 1). Оценить соблюдение условия закрытой радиометрической системы в постседиментационное время на таком узком участке достаточно сложно. Тем не менее, в пользу выполнения этой предпосылки метода свидетельствуют значения отношения активностей $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в образцах, равные в пределах погрешности единице, а также построенные по всем образцам линейные зависимости с высокими коэффициентами корреляции и большим размахом расположения точек относительно друг друга (рис. 9). Важным является следующее обстоятельство — удаление нескольких любых точек из линейной регрессии мало влияет на изохронный возраст. В двух образцах значения отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ чуть меньше единицы, но с учетом погрешности они перекрывают единицу (табл. 1). То есть их отклонение от единицы в ту или иную сторону связано со статистическим фактором. Вероятно, поэтому считать эти образцы открытыми радиометрическими системами не следует. Тем более, что их исключение из изохронных расчетов почти не меняет конечные цифры.

Соответственно, для расчета изохронного возраста использованы аналитические данные всех 11 образцов (табл. 1). По итогам датирования (табл. 2) установлено, что осадконакопление в разрезе “Килешино-2”, соответствующее пылецевой зоне М4 (Карпухина и др., 2020), предположительно происходило 117–112 тыс. л. н.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты палеоботанических исследований по трем разрезам Тверской области, представленные в данной работе с привлечением опубликованных данных (разрез “Килешино-2” (Карпухина и др., 2020) и разрез “Нижняя Боярщина” (Максимов и др., 2022)), позволили выявить основные этапы развития растительности микулинского межледниковья и сопоставить их со схемой В.П. Гричука (1989) (табл. 3). Возраст отдельных фаз развития растительности был оценен с помощью $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования (табл. 2). Полученные интервалы укладываются во временные рамки опубликованных оценок возраста микулинских отложений разреза “Нижняя Боярщина” (Максимов и др., 2022) и не противоречат результатам $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования ряда изученных в разное время микулинских и эемских органогенных отложений (Geyh, 2001; Максимов, Кузнецов, 2010; Böerner et al., 2015,

2018; Rusakov et al., 2015, 2019; Rother et al., 2019; Максимов, Кузнецов и др., 2021).

Надежность $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -оценок возраста в первую очередь зависит от степени выполнения предпосылок $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -изохронного приближения, что в строгом смысле весьма трудно оценить. С этих позиций в образцах, используемых для изохронных построений, не должны обнаруживаться явные признаки открытой радиометрической системы. Более обоснованными являются датировки, рассчитанные из параметров линейных зависимостей с высокими коэффициентами корреляции, с существенным размахом расположения аналитических точек, которых должно быть в серии не менее 4–5. Относительно надежные изохронные построения и, соответственно, возрастные оценки получены для отложений разрезов “Килешино-2” — 117–112 тыс. л. и “Большая Дубенка” (90–102 см) — 118–112 тыс. л. Аналитические данные этих разрезов, приведенные в координатах $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ — $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ (основных для расчета возраста), соответствуют вышеизложенным условиям явно в большей степени, чем в остальных случаях датирования (рис. 9).

По данным изучения отложений разреза “Нижняя Боярщина” сделан вывод об относительной надежности оценок $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -возраста — 130–126 тыс. л. для верхней половины М1 и 110–108 тыс. л. для центральной части М5 (Максимов и др., 2022). Таким образом, возрастная реконструкция последнего межледниковья, так или иначе, может опираться на эти приведенные четыре реперные датировки, тем более что этому не противоречат доверительные интервалы остальных, вероятно, несколько менее надежных оценок возраста. С учетом этого рассмотрим возможный вариант хронологии микулинского межледниковья (табл. 3).

Его нижняя граница, сопоставляемая со второй половиной зоны М1 (Гричук, 1989; Новенко, 2016), получила возраст 130–126 тыс. л. по данным датирования слоев гиттии разреза “Нижняя Боярщина”, сформировавшихся во второй половине зоны М1 (Максимов и др., 2022). Эта оценка хорошо согласуется с началом морской подстадии МИС 5e (Litt, Gibbard, 2008), в том числе хронометрированному по большим сериям высокоточных масс-спектрометрических $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датировок погребенных коралловых рифов (Stirling et al., 1998; Shackleton et al., 2003). Зона М1, являющаяся переходной от московского оледенения, нашла отражение во всех изученных разрезах и фиксирует

Таблица 3. Корреляция палеоботанических данных разрезов Тверской и Смоленской областей и возможная хронологическая схема микулинского межледниковья

Table 3. Correlation of paleobotanical data for sections from the Tver and Smolensk regions and a possible chronological scheme of the Mikulino Interglacial

Палинозоны				Зоны по В.П. Гричку (1989)	²³⁰ Th/U-возраст, тыс. лет	Предлагаемая хронологическая схема, тыс. лет
Нижняя Боярщина ¹	Большая Дубенка ²	Малая Коша ³	Килешино-2 ⁴ (Карпухина и др., 2020)			
Зона ели (верхний максимум ели), сосны и березы с участием граба, ольхи и лещины	Зона ели (верхний максимум ели), сосны, ольхи, лещины и граба	—	—	M7		-- ~ 100 ---
Зона ели и сосны с участием березы, ольхи, лещины, граба (максимум граба), липы, присутствует осмунда	Зона ели с участием граба (максимум граба), ольхи, лещины и липы, присутствует осмунда	Зона лещины, ольхи и граба (максимум граба) с участием дуба, липы и вяза, присутствует осмунда	—	M6	102–97 ¹ 108–101 ⁵	
Зона лещины и ольхи (максимум лещины и ольхи) с участием дуба и вяза, появляются граб и липа	Зона лещины и ольхи (максимум лещины и ольхи) с участием дуба и вяза, появляются граб и липа	Зона лещины и ольхи (максимум лещины и ольхи) с участием дуба, вяза, граба и липы, присутствует осмунда	—	M5	112–107 ³ 110–108 ¹	
Зона дуба (максимум дуба) с участием вяза, появляются лещина и ольха	Зона дуба и вяза (максимум дуба и вяза), появляется лещина	Зона дуба и вяза (максимум дуба и вяза), лещины и ольхи, присутствует граб	Зона лещины и ольхи, сосна с участием дуба и вяза (максимум вяза), присутствует бразения	M4	116–105 ² 117–112 ⁴	--- ~ 112 ---
Зона сосны и березы с участием дуба, вяза	Зона березы и сосны, появляется вяз	Зона сосны и березы, появляются вяз, дуб, граб, лещина	Зона сосны, дуба (максимум дуба) и вяза, присутствует осмунда	M3	118–112 ²	
Зона сосны и березы с участием ели, присутствует эфедра	Зона сосны с участием березы, присутствует эфедра	Зона сосны и березы, присутствует эфедра	—	M2	127–113 ²	

Палинозоны				Зоны по В.П. Гричуку (1989)	²³⁰ Th/U-возраст, тыс. лет	Предлагаемая хронологическая схема, тыс. лет
Зона ели (нижний максимум ели) с наибольшим участием сосны и березы, относительно высокое участие трав, присутствует эфедра	Зона ели (нижний максимум ели) и сосны с участием березы	Зона ели (нижний максимум ели) с участием сосны и березы, относительно высокое участие трав, присутствует эфедра	Зона ели (нижний максимум ели) с наибольшим участием сосны и березы, относительно высокое участие трав, присутствует эфедра	M1	130–126 ¹	~130

Примечание. 1, 2, 3, 4, 5 — соответствие ²³⁰Th/U-возраста конкретному разрезу.
Note. 1, 2, 3, 4, 5 — correspondence of ²³⁰Th/U age to a specific section.

преобладание разреженных сосновых, березовых и еловых лесов с участием перигляциальной флоры (карликовая березка, ива, полынь, эфедра и др.).

В последующем (зона М2) доля чистых еловых ценозов сокращается, преобладающей древесной породой становится сосна с участием березы. Этот этап развития растительности начался около 126 тыс. л. н. и закончился примерно 118 тыс. л. н. В дальнейшем в сосново-березовых лесах почти одновременно на рассматриваемой территории появился вяз, кроме этого, в разрезе “Малая Коша” — дуб, лещина и граб, а в разрезе “Ки-лешино-2” — только дуб. Такие изменения в составе растительности зафиксированы в зоне М3. В разрезе “Нижняя Боярщина” появление дуба отражено уже в зоне М4, когда по всей территории стали распространяться лещина и ольха. Эти события (М3–М4) происходили в интервале ~118–112 тыс. л. н.

Широкое распространение термофильной флоры (дуб, вяз, граб, липа, лещина) началось около 112 тыс. л. н. (зона М5) и завершилось около 100 тыс. л. н. В этом же возрастном интервале фиксируется максимум распространения граба (зона М6) во всех рассмотренных разрезах. Заключительный этап микулинского межледникового (зона М7) нашел отражение только в разрезах “Нижняя Боярщина” и “Большая Дубенка”. Около 100 тыс. л. н. участие хвойных пород в составе смешанных хвойно-широколиственных лесов стало увеличиваться, главным образом, за счет ели. Широкое распространение приобрели ольха и лещина, доминирующей широколиственной древесной породой оставался граб.

Таким образом можно предположить, что микулинское межледниковье от начала зоны М2 и до конца М6 продолжалось, приблизительно, от 126 до 100 тыс. л. н. А если учитывать, что его завершающие фазы М7–М8 не были датированы, продолжительность всего межледникового периода может быть не менее 25 тыс. л. Следует отметить, что формирование зоны М1 началось раньше 130 тыс. л. н., и соответственно временной интервал зон М1–М8 должен быть еще более протяженным.

Наши данные существенно превышают не только продолжительность подстадии МИС 5е, оцениваемой диапазоном 130–116 тыс. л. н. (т.е. 14 тыс. л.) в работе (Kukla et al., 2002), но и земского межледникового, полученного на основе подсчета годовичных слоев и палинологического изучения озерных донных осадков в ряде разре-

зов Германии и Италии — около 17–18 тыс. л. (Brauer et al., 2007; Lauterbach et al., 2012). В этих исследованиях показано, что потепление первой половины значительно короче похолодания его второй половины. В нашем же случае этапы потепления и похолодания сопоставимы по протяженности.

На основании изучения морской колонки донных отложений у берегов Португалии было установлено, что в Юго-Западной Европе межледниковые условия, выраженные пыльцевыми спектрами с преобладанием *Carpinus* и *Quercus*, сохранялись примерно до 107 тыс. л. н., то есть почти до конца подстадии МИС 5d (Kukla et al., 2002). В этом случае продолжительность этого периода достигала 20 тыс. л., приближаясь к нашей оценке.

По данным спорово-пыльцевого анализа и ОСЛ-датирования донных осадков Ладожского озера (Andreev et al., 2019) показано, что климат в конце МИС 5e и, возможно, в начале МИС 5d был более теплым по сравнению с голоценом. В течение МИС 5d и 5c происходило постепенное похолодание климата, сопровождавшееся последовательным исчезновением широколиственных пород. Результаты диатомового анализа этих отложений предполагают иную картину. В конце МИС 5e и начале МИС 5d (подстадии выделены по результатам СПА) отмечалось некоторое похолодание, а потом опять потепление, продолжавшееся до ~90 тыс. л. н. (Ludicova et al., 2021).

Самая большая продолжительность последнего межледниковья, включающая временной диапазон всей стадии МИС 5 и даже несколько больше, косвенно реконструирована по ЭПР датированию трансгрессивных морских осадков на севере Евразии и их корреляции с палеоботаническими записями микулинского межледникового горизонта в разрезах континентальных отложений европейской части России (Молодьков, Болиховская, 2011). В пользу этой оценки эти же авторы приводят данные ИК-ОСЛ датирования и спорово-пыльцевого изучения отложений разреза Вока на юго-западном побережье Финского залива (Болиховская, Молодьков, 2020). В результате выделения региональных пыльцевых зон, сопоставляемых с “классическими” микулинскими палинозонами М6, М7 и М8, и датирования соответствующих им отложений, установлено, что эти стадии развития растительности укладываются в интервал времени ~94–71 тыс. л. н., т.е. во вторую половину стадии МИС 5. Окончание зоны

М6 датируется ~82 тыс. л. н., что произошло существенно позже, чем по нашим данным.

Таким образом, оценка продолжительности микулинского межледниковья, полученная по результатам настоящей работы, отличается от данных других исследований. Причем это определяется существенным различием в датировках завершающих фаз этого периода. Причина расхождений, вероятно, может быть связана с применением различных индикаторов (изотопы кислорода, пыльца и споры, диатомовые водоросли и др.) в морских и континентальных осадках, свидетельствующих об окончании межледниковья. В том числе используются разные методы датирования, каждый из которых имеет свои индивидуальные предпосылки. Не исключается, что условия закрытой системы (обязательные для всех методов) в отложениях из верхов межледниковых осадков могут сохраняться хуже, чем в средних и нижних слоях. Кроме того, в целом необходимо отметить малочисленность датировок, которые прямым образом могли бы фиксировать временные рамки фаз микулинского межледниковья. С этих позиций представленная в данной работе хронологическая схема носит вероятностный характер и требует дальнейшего обоснования, в том числе статистического подтверждения, а также детализации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Отложения четырех разрезов Тверской области, изученные в данной работе, соотнесены с пыльцевыми зонами микулинского межледниковья М1–М7 (табл. 3). $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -возраст охватывает зоны от начала М2 и до конца М6 в интервале 127–101 тыс. л. н., тогда как в разрезе “Нижняя Боярщина” возрастной интервал — 130–97 тыс. л. н. получен от середины зоны М1 и до конца зоны М6 (Максимов и др., 2022). По результатам работы можно сделать следующие выводы.

На основе детальных палеоботанических исследований была подтверждена принадлежность изученных отложений четырех разрезов Тверской области к микулинскому межледниковью. Проведено биостратиграфическое расчленение разрезов, в результате чего отложения были соотнесены с пыльцевыми зонами стратиграфической схемы В.П. Гричука (1961, 1989).

Однообразный состав растительности — разреженные сосновые, березовые и еловые леса с участием перигляциальной флоры — характерен для

всей рассматриваемой территории от ~130 тыс. л. н. (а возможно и ранее) вплоть до ~126 тыс. л. н.

Показано синхронное появление вяза на рассматриваемой территории, постепенное распространение и максимальное участие других широколиственных пород после ~118 тыс. л. н.

По данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования и палеоботанического изучения органогенных отложений четырех разрезов Тверской области и разреза “Нижняя Боярщина” Смоленской области предложена упрощенная хронологическая схема основных этапов развития растительности в микулинское межледниковье. Началось оно ~130–126 тыс. л. н. (возможно несколько раньше). Его первая фаза, соответствующая зоне М2, окончилась ~118 тыс. л. н. Предоптимальные стадии развития растительности (зоны М3 и М4) укладываются во временной интервал ~118–112 тыс. л. н. Климатический оптимум межледниковья (зоны М5 и М6) начался ~112 тыс. л. н. и закончился около 100 тыс. л. н.

Продолжительность микулинского межледниковья, вероятно, составляла не менее 25 тыс. лет.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00813 (полевые работы, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирование, спорово-пыльцевой анализ, обработка и интерпретация палеоботанических данных) и в рамках госзадания Ботанического института РАН тема № 122011900029-7 (карпологический анализ). Обработка палеокарпологических данных выполнена в рамках темы государственного задания Института географии РАН FMWS-2024-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананова Е.Н., Заррина Е.П., Казарцева Т.И. и др. (1973). Новые данные по стратиграфии межледниковых отложений на реках Малая Коша и Большая Дубенка (верховья Волги). *Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода*. № 40. С. 22–34.
- Бобров А.Е., Куприянова Л.А., Литвинцева М.В. и др. (1983). Споры папоротникообразных и пыльца голо-семенных и однодольных растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука. 208 с.
- Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. (2020). Вторая половина МИС 5 (100–70 тысяч лет назад): ледниковые или межледниковые. В сб.: *Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена: Мат-лы Всерос. конф. с междунар. участ. “Марковские чтения — 2020”*. М.: Географический факультет МГУ. С. 63–70.
- Великевич Ф.Ю. (1985). Новые данные о микулинских семенных флорах Калининской области. В сб.: *Проблемы плейстоцена*. Минск: Наука и техника. С. 159–173.
- Гитерман Р.Е., Куприна Н.П., Шанцер Е.В. (1975). О микулинском возрасте межледниковых слоев у д. Килешино (Верхняя Волга). *Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода*. № 44. С. 84–88.
- Гричук В.П. (1961). Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР. С. 25–71.
- Гричук В.П. (1989). История флоры и растительности. М.: Наука. 183 с.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д. (1948). Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географгиз. 175 с.
- Домбровская А.В., Коренева М.М., Тюремнов С.Н. (1959). Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе. М.: Госэнергоиздат. 228 с.
- Каревская И.А., Мухаметшина Е.О., Зюганова И.С. (2017). Новые палеоботанические данные по позднему плейстоцену бассейна Верхней Волги. В сб.: *Мат-лы 14 Всерос. палинологической конф.* М.: Географический ф-т МГУ. С. 115–118.
- Карпухина Н.В., Писарева В.В., Зюганова И.С. и др. (2020). Новые данные по стратиграфии разреза у д. Килешино (Тверская область) — ключ к пониманию границ оледенений на Валдайской возвышенности в верхнем неоплейстоцене. *Известия РАН. Серия географическая*. Т. 84. № 6. С. 874–887. <https://doi.org/10.31857/S2587556620060060>
- Кац Н.Я., Кац С.В., Кипиани М.Г. (1965). Атлас и определитель плодов и семян, встречающихся в четвертичных отложениях СССР. М.: Наука. 365 с.
- Котлукова И.В. (1972). Краевые образования центральной части Валдайской возвышенности и их перигляциальное обрамление. В сб.: *Краевые образования материковых оледенений*. М.: Наука. С. 225–232.
- Краснов И.И., Колесникова Т.Д. (1967). Новые данные о межледниковых отложениях в бассейне Верхней Волги. *Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода*. № 33. С. 140–146.
- Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е. (2012). Методы четвертичной геохронометрии в палеогеографии и морской геологии. СПб: Наука. 191 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1972). Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Т. 1. Л.: Наука. 171 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1978). Пыльца двудольных растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука. 184 с.
- Максимов Ф.Е., Андреичева Л.Н., Кузнецов В.Ю. и др. (2021). Возраст и хроностратиграфическое положение озерно-болотных отложений в бассейне р. Черной на севере Большеземельской тундры по результатам их $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -датирования. *Вестн. СПбГУ*.

- Науки о Земле*. Т. 66. Вып. 2. С. 289–309. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.206>
- Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. (2010). Новая версия $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования верхне- и среднелепестовых отложений. *Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология. География*. Вып. 4. С. 94–107.
- Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Савельева Л.А. и др. (2021). К вопросу о временных границах микулинского межледникового и его отдельных фаз. В сб.: *Пути эволюционной географии. Вып. 2: Мат-лы II Всерос. науч. конф.* М.: Институт географии РАН. С. 812–816.
- Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Попова С.С. и др. (2022). Хроностратиграфическое положение микулинских отложений (на примере опорного разреза у д. Нижняя Боярщина, Смоленская область). *Известия РАН. Серия географическая*. Т. 86. № 3. С. 447–469. <https://doi.org/10.31857/S2587556622030116>
- Молодьков А.Н., Болиховская Н.С. (2011). Климато-хроностратиграфическая схема неоплейстоцена Северной Евразии. В сб.: *Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3*. М.: Географический факультет МГУ. С. 44–77.
- Никитин В.П. (1969). Палеокарпологический метод. Томск: ТГУ. 82 с.
- Новенко Е.Ю. (2016). Изменения растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковье и переходные этапы климатических макроциклов. М.: ГЕОС. 228 с.
- Савельева Л.А., Рашке Е.А., Титова Д.В. (2013). Атлас фотографий растений и пыльцы дельты реки Лены. Санкт-Петербург: СПбГУ. 114 с.
- Семененко Л.Т., Козлов В.Б. (1974). Об условиях залегания микулинских отложений у д. Лошаково на р. М. Коша. *Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода*. № 42. С. 154–158.
- Чеботарева Н.С., Недошивина М.А., Столярова Т.И. (1961). Московско-Валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне верхней Волги и их значение для палеогеографии. *Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода*. № 26. С. 35–49.
- Чеботарева Н.С., Писарева В.В., Малясова Е.С. (1979). Древнеозерный бассейн в долине р. Малой Коши. *Известия АН СССР. Серия географическая*. № 3. С. 94–102.
- Чердынцев В.В., Чалов П.И. (1977). Явление естественного разделения ^{234}U и ^{238}U . В сб.: *Открытие в СССР № 163 с приоритетом от 27 марта 1954 г.* М.: ЦНИИПИ. С. 28.
- Andreev A.A., Shumilovskikh L.S., Savelieva L.A. et al. (2019). Environmental conditions in northwestern Russia during MIS 5 inferred from the pollen stratigraphy in a sediment core from Lake Ladoga. *Boreas*. V. 48. P. 377–386. <https://doi.org/10.1111/bor.12382>
- Börner A., Hrynowiecka A., Kuznetsov V. et al. (2015). Palaeoecological investigations and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of Eemian interglacial peat sequence of Banzin (Mecklenburg-Western Pomerania, NE-Germany). *Quat. Int.* V. 386. P. 122–136. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.022>
- Börner A., Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R. et al. (2018). Palaeoecological investigations and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of the Eemian Interglacial peat sequence from Neubrandenburg-Hinterste Mühle (Mecklenburg-Western Pomerania, NE Germany). *Quat. Int.* V. 467. Part A. P. 62–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.04.003>
- Brauer A., Allen J.R.M., Mingram J. et al. (2007). Evidence for last interglacial chronology and environmental change from Southern Europe. *Proc. of the Nat. Acad. of Sciences*. V. 104 (2). P. 450–455. <https://doi.org/10.1073/pnas.0603321104>
- Cwynar L.C., Burden E., McAndrews J.H. (1979). An inexpensive sieving method for concentrating pollen and spores from fine-grained sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences*. V. 16. № 5. P. 1115–1120.
- Geyh M.A. (2001). Reflections on the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of dirty material. *Geochronometria*. V. 20. P. 9–14.
- Geyh M.A. (2008). Selection of suitable data sets improves $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dates of dirty material. *Geochronometria*. V. 30. P. 69–77. <https://doi.org/10.2478/v10003-008-0001-1>
- Geyh M.A., Müller H. (2005). Numerical $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating and palynological review of the Holsteinian/Hoxnian Interglacial. *Quat. Sci. Rev.* V. 24. P. 1861–1872. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.01.007>
- Grimm E.C. (1987). CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences*. V. 13. P. 13–35.
- Grimm E.C. (2004). TGView, Version 2.0.2. Springfield: Illinois State Museum, Research and Collections Center.
- Kaufman A., Broecker W.S. (1965). Comparison of ^{230}Th and ^{14}C ages for carbonate materials from Lakes Lahontan and Bonneville. *J. of Geoph. Res.* V. 70 (16). P. 4039–4054.
- Kukla G.J., Bond G., Broecker W.S. et al. (2002). Last Interglacial Climates. *Quat. Res.* V. 58. № 1. P. 2–13. <https://doi.org/10.1006/Qres.2002.2316>
- Lauterbach S., Brauer A., Litt T. et al. (2012). Re-evaluation of the Bispinger palaeolake record — a revised chronology for the Eemian in Northern Germany. *Geophys. Res. Abstr.* V. 14. P. 8613.
- Lasberg K., Kalm V., Kihno K. (2014). Ice-free interval corresponding to Marine Isotope Stages 4 and 3 at the Last Glacial Maximum position at Kileshino, Valdaj Upland, Russia. *Estonian J. of Earth Sci.* V. 63. № 2. P. 88–96. <https://doi.org/10.3176/earth.2014.08>
- Litt T., Gibbard P. (2008). Definition of a Global Stratotype Section and Point (GSSR) for the base of the Upper (Late) Pleistocene Subseries (Quaternary System/Period). *Episodes*. V. 31 (2). P. 260–263. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2008/v31i2/015>
- Ludikova A.V., Subetto D.A., Andreev A.A. et al. (2021). The first dated preglacial diatom record in Lake Ladoga: long-term marine influence or redeposition story? *J. Paleolimnol.* V. 65. P. 85–99. <https://doi.org/10.1007/s10933-020-00150-0>
- Molodkov A., Bolikhovskaya N. (2009). Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loess–palaeosol records. *Quat. Int.* V. 201. P. 67–76. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.05.028>

- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. (1991). Pollen analysis. Oxford. 216 p.
- Rother H., Lorenz S., Börner A. et al. (2019). The terrestrial Eemian to late Weichselian sediment record at Beckentin (NE-Germany): First results from lithostratigraphic, palynological and geochronological analyses. *Quat. Int.* V. 501. Part A. P. 90–108. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.009>
- Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L. et al. (2015). Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: Proxies from paleosols and sediments of the Chermoshnik key site (Upper Volga, Russia). *Quat. Int.* V. 365. P. 26–41. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.029>
- Rusakov A., Sedov S., Sheinkman V. et al. (2019). Late Pleistocene paleosols in the extra-glacial regions of Northwestern Eurasia: Pedogenesis, post-pedogenic transformation, paleoenvironmental inferences. *Quat. Int.* V. 501. P. 174–192. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.020>
- Shackleton N.J., Sanchez-Goni M.F., Pailler D. et al. (2003). Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Change*. V. 36. P. 151–155. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00181-9](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00181-9)
- Stirling C.H., Esat T.M., Lambeck K. et al. (1998). Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 160. P. 745–762.
- Velichkevich F.Yu., Zastawniak E. (2006). Atlas of the vascular plant macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 1. Pteridophytes and monocotyledons. Kraków: W. Szafer Inst. of Bot. 224 p.
- Velichkevich F.Yu., Zastawniak E. (2008). Atlas of the vascular plant macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 2. Herbaceous dicotyledons. Kraków: W. Szafer Inst. of Bot. 380 p.
- Zyuganova I.S. (2009). Upper Pleistocene carpological assemblages from the South of the Valdai Upland. *Paleontol. J.* № 43. P. 1351–1362. <https://doi.org/10.1134/S0031030109100165>

CHRONOLOGY AND MAIN STAGES OF VEGETATION DEVELOPMENT IN THE CENTRAL REGION OF THE EAST EUROPEAN PLAIN DURING THE MIKULINO INTERGLACIAL¹

F. E. Maksimov^{a, #}, L. A. Savelieva^a, A. P. Fomenko^{a, b}, S. S. Popova^b, I. S. Zyuganova^c,
V. A. Grigoriev^a, A. Yu. Petrov^a, S. F. Boltramovich^a, and V. Yu. Kuznetsov^{a, d}

^a St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

^b Komarov Botanical Institute of the RAS, St. Petersburg, Russia

^c Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

^d Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Russia

[#] E-mail: maksimov-fedor@yandex.ru

The chronology of the Mikulino Interglacial and its individual phases have been the subject of discussion. The goal of this study was to evaluate the time limits of the main stages of the Mikulino Interglacial on the Russian Plain according to ²³⁰Th/U dating and paleobotanical studies of lake and peat sediments from the known sections located within the Tver region on the Bolshaya Dubenka River, Malaya Kosha River, Granichnaya River, and Sizhina River (“Kileshino-2” section). An improved geochronological approach has been applied to identify layers suitable for the ²³⁰Th/U isochronous approximation. In combination with pollen and carpological studies of the deposits, this made it possible to date units corresponding to relatively narrow time intervals in the development of plant formations at different stages of the Last Interglacial. New paleobotanical studies of buried lake and peat sediments from the sections located on the Bolshaya Dubenka River, Malaya Kosha River, and Granichnaya River allowed us to restore the vegetation development during the Mikulino Interglacial in the interval of pollen zones M1–M7, i.e., more pollen zones have been analyzed and in greater detail than in 1960–1970. A chronological scheme of the main stages of vegetation development in the Mikulino Interglacial is proposed based on the results of ²³⁰Th/U dating and paleobotanical studies of organic-rich deposits from the Tver region sections in combination with previously published data obtained for the “Nizhnyaya Boyarshchina” section from the Smolensk region. The Mikulino Interglacial had begun about 130–126 kyr ago. Its first phase, corresponding to the M2 zone, ended ca. 118 kyr ago. The pre-optimal stages of vegetation development (M3 and M4 zones) fit into the time range of ca. 118–112 kyr ago. The climatic optimum of the interglacial (M5 and M6 zones) began ca. 112 kyr ago and ended ca. 100 kyr ago. The duration of the Mikulino Interglacial was probably at least 25 thousand years.

Keywords: continental organic-rich deposits, geochronology, MIS 5, ²³⁰Th/U dating method, isochron approximation, vegetation reconstruction, pollen and carpological analyses

¹ For citation: Maksimov F.E., Savelieva L.A., Fomenko A.P. et al. (2024). Chronology and main stages of vegetation development in the central region of the East European Plain during the Mikulino interglacial. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. No. 1. P. 147–174. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924010098>; <https://elibrary.ru/IITVAG>

ACKNOWLEDGMENTS

The reported study was funded by RFBR, project № 20-05-00813 (fieldwork, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating, pollen analysis, processing and interpretation of paleobotanical data) and within the framework of the state assignment of the Botanical Institute RAS topic AAAA-A19-122011900029-7 (plant macrofossil analysis). Quantitative processing of paleocarpological data was carried out within the framework of the state assignment of the Geography IG RAS FMWS-2024-0005.

REFERENCES

- Ananova E.N., Zarrina E.P., Kazartseva T.I. et al. (1973). New data on stratigraphy of interglacial deposits on the Malaya Kosha and Bolshaya Dubenka rivers (Upper Volga). *Byull. Komis. po izuch. chetvertich. perioda*. № 40. P. 22–34. (in Russ.)
- Andreev A.A., Shumilovskikh L.S., Savelieva L.A. et al. (2019). Environmental conditions in northwestern Russia during MIS 5 inferred from the pollen stratigraphy in a sediment core from Lake Ladoga. *Boreas*. V. 48. P. 377–386. <https://doi.org/10.1111/bor.12382>
- Bobrov A.E., Kupriyanova L.A., Litvintseva M.V. et al. (1983). Spory paprotnikoobraznykh i pyl'tsa golosemennykh i odnodol'nykh rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR (Spores of ferns and pollen of gymnosperms and monocotyledons of the flora of the European part of the USSR). Leningrad: Nauka (Publ.). 208 p. (in Russ.)
- Bolikhovskaya N.S., Molodkov A.N. (2020). The second half of MIS 5 (100–70 thousand years ago): glacial or interglacial? *Aktual'nye problemy paleogeografii pleistotsena i golotsena: Mat-ly Vseros. konf. s mezhdunar. uchast. "Markovskiy cheniya — 2020"*. Moscow: Geograficheskii fakul'tet MGU (Publ.). P. 63–70. (in Russ.)
- Börner A., Hryniewiecka A., Kuznetsov V. et al. (2015). Palaeoecological investigations and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of Eemian interglacial peat sequence of Banzin (Mecklenburg-Western Pomerania, NE-Germany). *Quat. Int.* V. 386. P. 122–136. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.022>
- Börner A., Hryniewiecka A., Stachowicz-Rybka R. et al. (2018). Palaeoecological investigations and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of the Eemian Interglacial peat sequence from Neubrandenburg-Hinterste Mühle (Mecklenburg-Western Pomerania, NE Germany). *Quat. Int.* V. 467. Part A. P. 62–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.04.003>
- Brauer A., Allen J.R.M., Mingram J. et al. (2007). Evidence for last interglacial chronology and environmental change from Southern Europe. *Proc. of the Nat. Acad. of Sciences*. V. 104 (2). P. 450–455. <https://doi.org/10.1073/pnas.0603321104>
- Chebotareva N.S., Nedoshivina M.A., Stolyarova T.I. (1961). Moscow-Valdai (Mikulin) interglacial deposits in the upper Volga basin and their significance for paleogeography. *Byull. Komis. po izuch. chetvertich. perioda*. № 26. P. 35–49. (in Russ.)
- Chebotareva N.S., Pisareva V.V., Malyasova E.S. (1979). Ancient lake basin in the valley of the river. Malaya Kosha. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geograficheskaya*. № 3. P. 94–102. (in Russ.)
- Cherdynceva V.V., Chalov P.I. (1977). The phenomenon of natural separation of ^{234}U and ^{238}U . In: *Otkrytie v SSSR № 163 s prioritom ot 27 marta 1954 g.* Moscow: CNIPI (Publ.). P. 28. (in Russ.)
- Cwynar L.C., Burden E., McAndrews J.H. (1979). An inexpensive sieving method for concentrating pollen and spores from fine-grained sediments. *Canadian J. of Earth Sci.* V. 16. № 5. P. 1115–1120.
- Dombrovskaya A.V., Koreneva M.M., Tyuremnov S.N. (1959). Atlas rastitel'nykh ostatkov, vstrechaemykh v torfe (Atlas of plant residues found in peat). Moscow: Gosenergoizdat (Publ.). 228 p. (in Russ.)
- Geyh M.A. (2001). Reflections on the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of dirty material. *Geochronometria*. V. 20. P. 9–14.
- Geyh M.A. (2008). Selection of suitable data sets improves $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dates of dirty material. *Geochronometria*. V. 30. P. 69–77. <https://doi.org/10.2478/v10003-008-0001-1>
- Geyh M.A., Müller H. (2005). Numerical $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating and palynological review of the Holsteinian/Hoxnian Interglacial. *Quat. Sci. Rev.* V. 24. P. 1861–1872. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.01.007>
- Gitterman R.E., Kuprina N.P., Shancer E.V. (1975). On the Mikulino age of interglacial layers near the village of Kileshino (Upper Volga). *Byull. Komis. po izuch. chetvertich. perioda*. № 44. P. 84–88. (in Russ.)
- Grichuk V.P. (1961). Pleistocene floras of glacial regions of the East European Plain Fossil flora as a paleontological basis for the stratigraphy of Quaternary deposits. In: *Rel'ef i stratigrafiya chetvertichnykh otlozhenii Severo-Zapada Russkoi ravniny*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 25–71. (in Russ.)
- Grichuk V.P. (1989). Istoriya flory i rastitel'nosti (The history of flora and vegetation). Moscow: Nauka (Publ.). 183 p. (in Russ.)
- Grichuk V.P., Zaklinskaya E.D. (1948). Analiz iskopaemykh pyl'tsy i spor i ego primeneniye v paleogeografii (Analysis of fossil pollen and spores and its application in paleogeography). Moscow: Geografiz (Publ.). 175 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. *Computers & Geosciences*. V. 13. P. 13–35.
- Grimm E.C. (2004). TGView, Version 2.0.2. Springfield: Illinois State Museum, Research and Collections Center.
- Karevskaya I.A., Muhametshina E.O., Zyuganova I.S. (2017). New Paleobotanical Data on the Late Pleistocene of the Upper Volga Basin. In: *Mat-ly 14 Vseros. palinologicheskoi konf.* Moscow: MGU (Publ.). P. 115–118. (in Russ.)
- Karpukhina N.V., Pisareva V.V., Zyuganova I.S. et al. (2020). New Data about the Section Stratigraphy near Kileshino (Tver Oblast, Russia) — the Key for Understanding Boundaries of Glaciations on the Valdai Hills in the Upper Pleistocene. *Izvestiya RAN. Ser. geograficheskaya*. V. 84. № 6. P. 874–887. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2587556620060060>

- Katc N.Ja., Katc C.B., Kipiani M.G. (1965). Atlas i opredelitel' plodov i semyan, vstrechayushchikhsya v chetvertichnykh otlozheniyakh SSSR (Atlas and Keys to Fruits and Seeds Occurring in the Quaternary Deposits of the USSR). Moscow: Nauka (Publ.), 365 p. (in Russ.)
- Kaufman A., Broecker W.S. (1965). Comparison of ^{230}Th and ^{14}C ages for carbonate materials from Lakes Lahontan and Bonneville. *J. of Geoph. Res.* V. 70 (16). P. 4039–4054.
- Kotlukova I.V. (1972). Marginal formations of the central part of the Valdai Upland and their periglacial framing. In: *Kraevye obrazovaniya materikovykh oledeneni.* Moscow: Nauka (Publ.). P. 225–232. (in Russ.)
- Krasnov I.I., Kolesnikova T.D. (1967). New data on interglacial deposits in the Upper Volga basin. *Byull. Komis. po izuch. chetvertich. perioda.* № 33. P. 140–146. (in Russ.)
- Kukla G.J., Bond G., Broecker W.S. et al. (2002). Last Interglacial Climates. *Quat. Res.* V. 58. № 1. P. 2–13. <https://doi.org/10.1006/Qres.2002.2316>
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. (1978). Pyl'tsa dvudol'nykh rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR (Pollen of dicotyledonous plants of the flora of the European part of the USSR). Leningrad: Nauka (Publ.). 184 p. (in Russ.)
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. (1972) Pyl'tsa i spory rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR. Tom 1 (Pollen and plant spores of the flora of the European part of the USSR. V. 1). Leningrad: Nauka (Publ.). 171 p. (in Russ.)
- Kuznetsov V.Yu., Maksimov F.E. (2012). Metody chetvertichnoi geokhronometrii v paleogeografii i morskoi geologii (Quaternary geochronometry methods in paleogeography and marine geology). Saint-Petersburg: Nauka (Publ.). 191 p. (in Russ.)
- Lasberg K., Kalm V., Kihno K. (2014). Ice-free interval corresponding to Marine Isotope Stages 4 and 3 at the Last Glacial Maximum position at Kileshino, Valdai Upland, Russia. *Estonian J. of Earth Sci.* V. 63. № 2. P. 88–96. <https://doi.org/10.3176/earth.2014.08>
- Lauterbach S., Brauer A., Litt T. et al. (2012). Re-evaluation of the Bispingen palaeolake record — a revised chronology for the Eemian in Northern Germany. *Geophys. Res. Abstr.* V. 14. P. 8613.
- Litt T., Gibbard P. (2008). Definition of a Global Stratotype Section and Point (GSSR) for the base of the Upper (Late) Pleistocene Subseries (Quaternary System/Period). *Episodes.* V. 31 (2). P. 260–263. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2008/v31i2/015>
- Ludikova A.V., Subetto D.A., Andreev A.A. et al. (2021). The first dated preglacial diatom record in Lake Ladoga: long-term marine influence or redeposition story? *J. Paleolimnol.* V. 65. P. 85–99. <https://doi.org/10.1007/s10933-020-00150-0>
- Maksimov F.E., Andreicheva L.N., Kuznetsov V.Y. et al. (2021). Age and chronostratigraphic position of lacustrine-bog deposits in the Chernaya River basin in the north of the Bolshezemelskaya tundra according to the results of their $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - and ^{14}C -dating. *Vestn. SPbGU. Earth Sci.* V. 66. № 2. P. 289–309. (in Russ.). <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.206>
- Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu. (2010). New version of the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating method of the Upper and Middle Neopleistocene deposits. *Vestn. SPbGU. Seriya 7. Geologiya. Geografiya.* V. 4. P. 94–107. (in Russ.)
- Maksimov F.E., Kuznetsov V.Ju., Savel'eva L.A. et al. (2021). On the question of the time limits of the Mikulin interglacial and its individual phases. In: *Puti evolyutsionnoi geografii.* Vyp. 2: Mat-ly II Vseros. nauch. konf. Moscow: IG RAN (Publ.). P. 812–816. (in Russ.)
- Maksimov F.E., Savelieva L.A., Popova S.S. et al. (2022). Chronostratigraphic Position of the Mikulinian Deposits (Case of the Reference Section Near Nizhnyaya Boyarshchina Village, Smolensk Oblast). *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya.* V. 86. № 3. P. 447–469. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S2587556622030116>
- Molodkov A., Bolikhovskaya N. (2009). Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loess–palaeosol records. *Quat. Int.* V. 201. P. 67–76. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.05.028>
- Molodkov A.N., Bolihovskaya N.S. (2011). Climatic-chronostratigraphic scheme of the Neopleistocene of Northern Eurasia. In: *Problemy paleogeografii i stratigrafii pleistotsena.* Vyp. 3. Moscow: Geograficheskii fakul'tet MGU (Publ.). P. 44–77. (in Russ.)
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. (1991). Pollen analysis. Oxford. 216 p.
- Nikitin V.P. (1969). Paleokarpologicheskii metod (Paleocarpological method). Tomsk: TGU (Publ.). 82 p. (in Russ.)
- Novenko E.Ju. (2016). Izmeneniya rastitel'nosti i klimata Central'noi i Vostochnoi Evropy v pozdnem pleistotsene i golotsene v mezhlednikov'e i perekhodnye etapy klimaticheskikh makrotsiklov (Changes in vegetation and climate of Central and Eastern Europe in the Late Pleistocene and Holocene in the interglacial and transitional stages of climatic macrocycles). Moscow: GEOS (Publ.). 228 p. (in Russ.)
- Rother H., Lorenz S., Börner A. et al. (2019). The terrestrial Eemian to late Weichselian sediment record at Beckentin (NE-Germany): First results from lithostratigraphic, palynological and geochronological analyses. *Quat. Int.* V. 501. Part A. P. 90–108. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.009>
- Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L. et al. (2015). Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS 5: Proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia). *Quat. Int.* V. 365. P. 26–41. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.029>
- Rusakov A., Sedov S., Sheinkman V. et al. (2019). Late Pleistocene paleosols in the extra-glacial regions of Northwestern Eurasia: Pedogenesis, post-pedogenic transformation, paleoenvironmental inferences. *Quat. Int.* V. 501. P. 174–192. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.020>
- Savel'eva L.A., Rashke E.A., Titova D.V. (2013). Atlas fotografii rastenii i pyl'tsy del'ty reki Leny (Atlas of photographs of plants and pollen in the delta of the Lena River). St. Petersburg: SPbGU (Publ.). 114 p. (in Russ.)

- Semenenko L.T., Kozlov V.B. (1974). On the conditions of occurrence of the Mikulinsky deposits near the village of Loshakovo on the river. M. Kosha. *Byull. Komis. po izuch. chetvertich. perioda*. № 42. P. 154–158. (in Russ.)
- Shackleton N.J., Sanchez-Goni M.F., Pailler D. et al. (2003). Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Change*. V. 36. P. 151–155. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00181-9](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00181-9)
- Stirling C.H., Esat T.M., Lambeck K. et al. (1998). Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 160. P. 745–762.
- Velichkevich F.Yu. (1985). New data on the Mikulino seed floras of the Kalinin region. In: *Problemy pleistotsena*. Minsk: Nauka i Tekhnika (Publ.). P. 159–173. (in Russ.)
- Velichkevich F.Yu., Zastawniak E. (2006). Atlas of the vascular plant macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 1. Pteridophytes and monocotyledons. Kraków: W. Szafer Inst. of Bot. 224 p.
- Velichkevich F.Yu., Zastawniak E. (2008). Atlas of the vascular plant macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 2. Herbaceous dicotyledons. Kraków: W. Szafer Inst. of Bot. 380 p.
- Zyuganova I.S. (2009). Upper Pleistocene carpological assemblages from the South of the Valdai Upland. *Paleontol. J.* № 43. P. 1351–1362. <https://doi.org/10.1134/S0031030109100165>