

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

GEOMORPHOLOGY

Vol. 52 No. 3 July – August 2021

FOUNDED 1970

QUARTERLY

Editor-in-Chief

V.P. Chichagov

Ph.D. of Geographic Sciences
Institute of Geography RAS, Moscow

Deputy Editor-in-Chief

A.N. Makkaveyev

Ph.D. of Geographic Sciences
Institute of Geography RAS, Moscow

Assistant Editor

E.V. Lebedeva

Ph.D. of Geographic Sciences
Institute of Geography RAS, Moscow

Editorial board:

Z. Babinski – professor, Institute of Geography Kazimierz Wielki University, Bydgoszcz, Poland

O.K. Borisova – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS, Moscow

D. Bowman – professor, Ben-Gurion University of the Negev, Beer Sheva, Israel

S.A. Bulanov – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS, Moscow

A.S. Viktorov – Ph.D. of Geographic Sciences, Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS, Moscow

V.N. Golosov – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow

L.A. Zhindarev – Ph.D. of Geographic Sciences, Lomonosov Moscow State University, Moscow

N.V. Karpukhina – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS, Moscow

I.O. Leont'yev – Ph.D. of Geographic Sciences, Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow

E.A. Likhacheva – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS, Moscow

A.O. Mazarovich – Ph.D. of Geological and Mineralogical Sciences, GIN RAS, Moscow

K. Morange – professor, Aix-Marseille University, Marseille, France

D.L. Nikitina – professor, West Chester University, West Chester, Pennsylvania, USA

I.S. Novikov – Ph.D. of Geological and Mineralogical Sciences, Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch RAS, Novosibirsk

C.D. Ollier – professor, University of Western Australia, Perth, Australia

A.V. Panin – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS; Institute of Water Problems RAS, Moscow

Yu.V. Ryzhov – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of the Earth's crust Siberian Branch RAS; Irkutsk Research Center Siberian Branch RAS, Irkutsk

O. Slaymaker – professor, University of British Columbia, Vancouver, Canada

O.N. Solomina – Corresponding Member RAS, Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS, Moscow

V.G. Trifonov – Ph.D. of Geographic Sciences, GIN RAS, Moscow

D. Walling – professor, University of Exeter, Exeter, Great Britain

S.V. Kharchenko – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow

R.S. Chalov – Ph.D. of Geographic Sciences, Lomonosov Moscow State University, Moscow

S.V. Shvarev – Ph.D. of Geographic Sciences, Institute of Geography RAS; The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, 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: Staromonetnyi 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 0435-4281 (Print)

ISSN 2658-4530 (Online)

СОДЕРЖАНИЕ

Том 52, номер 3, 2021

Морская биогеоморфология: биогенная трансформация морских донных ландшафтов

В. О. Мокиевский 3

Динамика ландшафтов и климата в Центральной и Восточной Европе в голоцене – прогнозные оценки изменения природной среды

Е. Ю. Новенко 24

МЕТОДИКА НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

О терминологии и классификации разветвлений русел равнинных рек

Р. С. Чалов, А. С. Чалова, Г. Б. Голубцов 48

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

Оценка линейного и площадного прироста оврагов с применением инструментальных методов (на территории Удмуртии)

И. И. Григорьев, И. И. Рысин 64

Оценка баланса наносов рек Обь и Енисей

В. А. Иванов, С. Р. Чалов 79

Реакция высокогорных озер западного Памира на изменение климата (на примере озера Варшезкуль Нижнее, Горно-Бадахшанская автономная область, Таджикистан)

*В. М. Кидяева, И. В. Крыленко, С. С. Черноморец, Е. А. Савернюк,
В. А. Куровская, Ю. Х. Раимбеков, Р. А. Бобов,
У. Р. Пирмамадов, Ф. О. Мародасейнов* 90

История развития долины р. Мокши в конце позднего плейстоцена

Е. Ю. Матлахова, В. Ю. Украинцев, А. В. Панин 105

Динамика берегов островов северной части Карского моря (ст. 1. Остров Ушакова)

Ф. А. Романенко, Е. А. Балдина, Н. Н. Луговой, Е. Ю. Жданова 116

Этапы формирования первой надпойменной террасы р. Хойто-Ага (Забайкальский край) в районе археологического памятника верхнего палеолита Сахюрта–1

Ю. В. Рыжов, П. В. Мороз, М. В. Смирнов 125

Contents

Vol. 52, No. 3, 2021

Marine biogeomorphology: biotic transformation of marine bottom landforms

V. O. Mokievsky 3

Landscape and climate dynamics in Central and Eastern Europe during the Holocene – assessment of future environmental changes

E. Yu. Novenko 24

METHODS OF RESEARCH

To the classification of braided channels of plain rivers

R. S. Chalov, A. S. Chalova, and G. B. Golubtsov 48

SHORT COMMUNICATIONS

Estimation of linear and areal growth of gullies using instrumental methods (on the territory of Udmurtia)

I. I. Grigorev and I. I. Rysin 64

Sediment budget assessment of the Ob and the Yenisei

V. A. Ivanov and S. R. Chalov 79

The responds of the Western Pamirs alpine lakes to climate change (Lake Lower Varshedzkul case study, Gorno-Badakhshan Autonomous Region, Tajikistan)

V. M. Kidyayeva, I. V. Krylenko, S. S. Chernomorets, E. A. Savernyuk, V. A. Kurovskaia, Yu. H. Raimbekov, R. A. Bobov, U. R. Pirmamadov, and F. O. Marodaseinov 90

The history of the Moksha River valley development in the end of the Late Pleistocene

E. Yu. Matlakhova, V. Yu. Ukraintsev, and A. V. Panin 105

Shoreline dynamics of the islands of the northern part of the Kara Sea (paper 1. Ushakov Island)

F. A. Romanenko, E. A. Baldina, N. N. Lugovoy, and E. Yu. Zhdanova 116

Stages of the Khoito-Aga first river terrace development near Upper Paleolithic archaeological site Sakhyurta–1 (Transbaikal region)

Yu. V. Ryzhov, P. V. Moroz, and M. V. Smirnov 125

УДК 551.46:551.438.2→550.7(26)

МОРСКАЯ БИОГЕОМОРФОЛОГИЯ: БИОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ МОРСКИХ ДОННЫХ ЛАНДШАФТОВ

© 2021 г. В. О. Мокиевский^{1,*}

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*E-mail: vadim@ocean.ru

Поступила в редакцию 10.08.2020 г.

После доработки 28.01.2021 г.

Принята к публикации 09.04.2021 г.

Биогенная трансформация подводных ландшафтов – один из ведущих факторов, определяющих современный облик дна. Задача морской биогеоморфологии – изучение всех аспектов биологической модификации геоморфологических процессов, т.е. описание, систематизация и количественная оценка влияния биоты на формирование донного рельефа. В обзоре систематизированы и кратко охарактеризованы основные виды воздействия морских организмов на геоморфологические процессы. Живые организмы создают биогенные структуры и материал для донных отложений, изменяют рельеф, физические и химические свойства донных отложений и коренных пород, участвуют в разрушении пород на морском дне (от илов до базальтов), переносе и перераспределении материала на дне и в придонном слое; они способны переводить растворенный в воде кальций и кремний в нерастворимые (или слабо растворимые) карбонаты и силикаты. Примером биогенных сооружений служат рифы – коралловые и созданные многощетинковыми червями, мидиевые и устричные банки. Животные создают не только положительные, но и отрицательные формы рельефа, размеры которых могут превышать десятки метров, а время существования – недели и даже месяцы: ямы, канавы, воронки на поверхности дна – следы питания самых разных животных: моржей, черепах, китов, скатов и др. Микро- и макроорганизмы формируют глубокие ниши вблизи уреза воды (биокарст). Мангры, водоросли-макрофиты и морские травы защищают дно от размыва, а породы на дне от выветривания, работают как седиментационные ловушки, в которых накапливаются тонкие фракции осадка. Рыбы переносят материал с рифа в лагуну. Водоросли-макрофиты за счет парусности могут переносить валуны и гальку на большие расстояния (“рафтинг”). Многие виды двусторчатых моллюсков и другие фильтраторы пропускают через себя большие объемы воды, отсеивая из нее минеральную взвесь. Вертикальное перемещение (биотурбация) осадков роющими грунт червеобразными животными и уплотнение грунта ими (биостабилизация) изменяют физические свойства донных осадков. Один и тот же вид часто играет противоположные роли – увеличивает прочность осадка или уменьшает ее. Многообразие и разнонаправленность биологических процессов затрудняют выявление вклада биоты в геоморфологические процессы и их количественную оценку. За некоторыми исключениями пространственный масштаб деятельности единичных организмов редко превышает первые сантиметры. Заметной становится только совокупная деятельность многих совместно обитающих организмов. Практические приложения биогеоморфологии связаны с разработкой мер для берегоукрепления и защиты берегов.

Ключевые слова: геоморфология, биота, биоконструкция, биоэрозия, биоаккумуляция, биоседиментация, биостабилизация, бентос, морские экосистемы

DOI: 10.31857/S0435428121030081

ВВЕДЕНИЕ. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ И КЛАССИФИКАЦИЯ

Донные ландшафты формируются в результате взаимодействия трех групп процессов – геологических (создающих рельеф дна и определяющих характер субстрата), гидрологических (суммарная гидродинамическая нагрузка на дно волн и течений) и биотических. Структура и таксономический состав биоты определяются характером дна и гидрологическими характеристиками при-

донного слоя, но и биота, в свою очередь, может влиять на геоморфологические и гидрологические процессы и заметно их модифицировать. Влияние биоты на формирование структуры и рельефа дна (в том числе, и через изменение гидродинамики) является предметом биогеоморфологии (рис. 1). Географическая энциклопедия определяет эту науку как находящуюся на стыке экологии и геоморфологии область знания о влиянии живых организмов на ландшафты и их

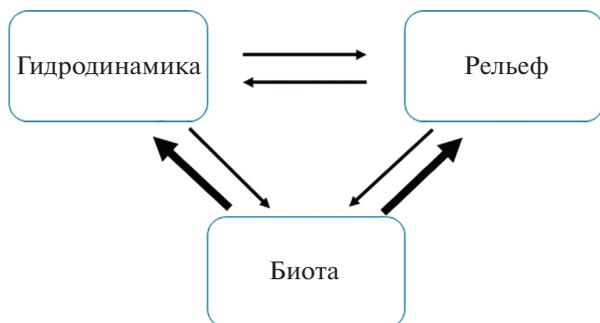


Рис. 1. Взаимодействие ведущих факторов формирования подводного ландшафта. Взаимодействия, выделенные жирными стрелками, составляют предмет статьи.

трансформацию, изучающую взаимосвязь между биотой и геоморфологическими процессами [1]. Формальное введение термина “биогео­морфология” датируется 1988 г., годом выхода монографии под таким названием [2], но начиная уже с первых экологических исследований [3], влияние различных аспектов жизнедеятельности организмов на среду обитания и ее трансформацию всегда рассматривалось как один из центральных вопросов экологии. В зоологической литературе последних десятилетий появилось понятие “экосистемные инженеры” [4–6], акцентирующее внимание на ключевой роли морской биоты в стабилизации или трансформации среды обитания для других организмов [7–10]. Одновременно классическая геоморфология обратила внимание на комплексные взаимодействия организмов и их влияние на рельеф, назвав их одной из центральных проблем современной биогео­морфологии [1], требующей для своего решения тесного сотрудничества биологов, геоморфологов и геологов в изучении сложных взаимодействий в разных пространственных и временных масштабах. В отечественной литературе к биогенным факторам рельефообразования относят: накопление рыхлого осадочного материала из скелетов различных организмов; формирование рифовых известняков и образование коралловых рифов; разрушение и разрыхление горных пород камнеточцами; переработку донных грунтов илоедами, а также седиментационную активность моллюсков и других фильтраторов [11]. В учебнике [12] подробно рассматриваются фитогенные берега (мангровые и маршевые) и биогенные берега, сформированные рифостроителями, а также различные аспекты биогенной трансформации дна.

Задача этого обзора – систематизировать и кратко охарактеризовать основные виды воздействия морских многоклеточных организмов на геоморфологические процессы и, по возможности, количественно оценить разнонаправленные

воздействия бентоса на донные отложения на разных глубинах и в различных широтных зонах. Речь будет идти, преимущественно, о макроорганизмах, за пределами рассмотрения остается огромный пласт знаний о роли микробиоты в трансформации морских и наземных ландшафтов [13]. Эта обширная тема требует специального рассмотрения и далеко выходит за возможный объем одной статьи.

При подборе литературы для цитирования предпочтение отдавалось обзорам, по спискам литературы из которых можно найти нужные факты, либо наиболее интересным частным работам, содержащим малоизвестную информацию. В последнем случае автор, как зоолог, отдавал предпочтение тем исследованиям, в которых геоморфологическая роль биоты оценивалась исходя из биологии видов. Латинские названия животных и растений приводятся в тексте так, как они приведены в цитируемых источниках, без поправки на позднейшие изменения таксономии.

Общепринятой классификации биологических процессов в морской геоморфологии не существует. В англоязычной литературе принята классификация по механизмам воздействия организмов на донные отложения и рельеф [1, 14, 15]. Чаще всего рассматриваются: биоконструкция (создание форм рельефа), биоэрозия (биогенное разрушение пород), биоаккумуляция (накопление определенных элементов или соединений живыми организмами), биоседimentация (перевод частиц из взвеси в осадок), биостабилизация (связывание и закрепление частиц донных отложений). Эта классификация достаточно условна, неопределенность в нее вносит то, что одни и те же виды одновременно участвуют в нескольких процессах, часто разнонаправленных, что мешает дать количественную оценку (и даже выяснить направление) суммарного воздействия [7]. Некоторые существенные аспекты взаимодействия биоты и ландшафта, например, сортировка или биогенный перенос материала, выпадают из этой классификации.

В этом обзоре принят другой подход: классификация по результату, т.е. по итоговому вкладу биоты в наблюдаемый облик донных ландшафтов. Деятельность живых организмов включает: 1) создание материала для донных отложений, 2) создание биогенных структур, изменение рельефа, 3) сортировка и перераспределение донных осадков, 4) изменение механических или физических свойств субстрата – трансформация донных отложений (рис. 2).

Точные количественные оценки биогео­морфологических процессов – дело будущего. Существующие данные позволяют в большинстве случаев лишь оценить порядки величин для основ-

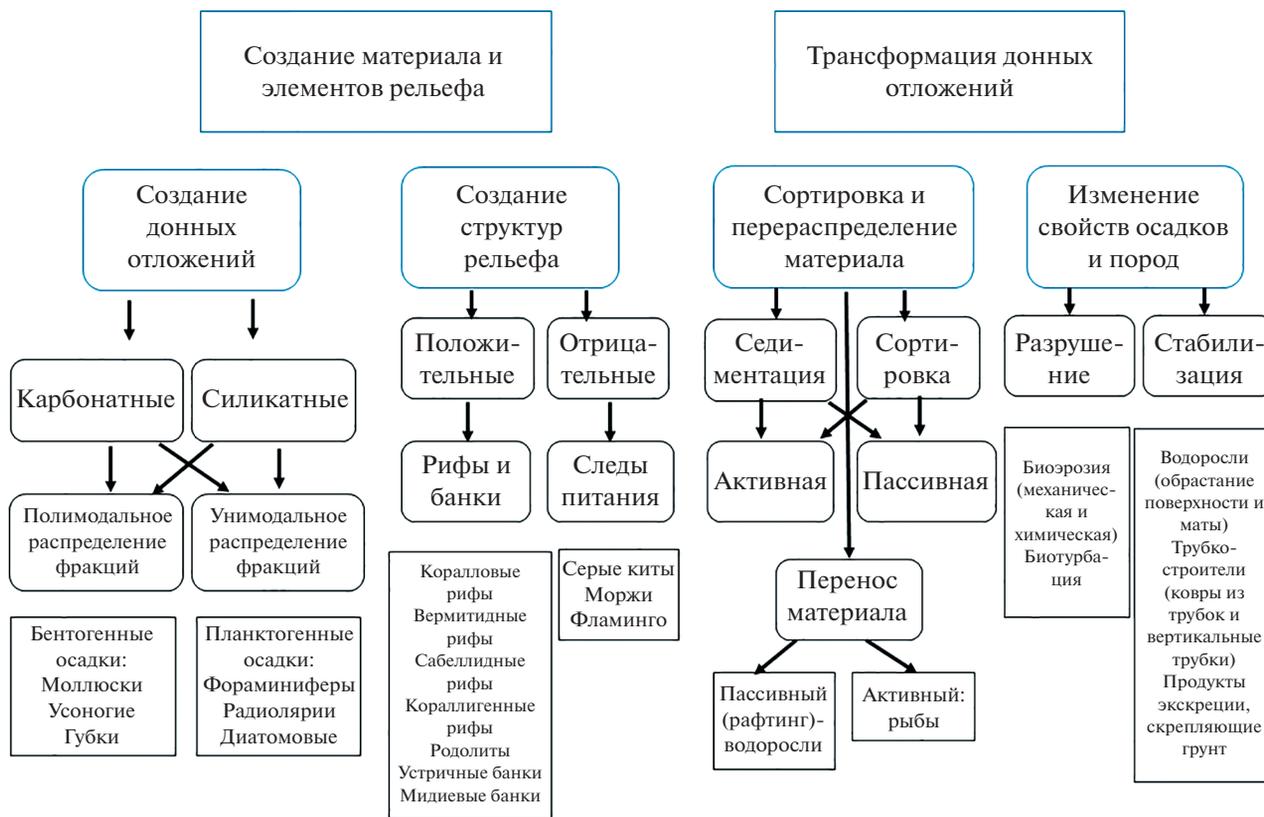


Рис. 2. Классификация биологически обусловленных процессов трансформации морского дна. В квадратных рамках внизу схемы приведены примеры, подробнее описанные в тексте.

ных процессов, для многих — на очень фрагментарных данных.

СОЗДАНИЕ МАТЕРИАЛА: БИОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Материал для донных отложений поставляют многие группы организмов. И животные, и растения способны переводить растворенный в воде кальций и кремний в нерастворимые (или слабо растворимые) карбонаты и силикаты. Создание опорных и защитных структур живых организмов может быть результатом двух процессов — секреции и агглютинации. Второй вариант относится не к созданию, а к переработке и трансформации донных отложений и будет рассмотрен ниже.

Качественный состав и количественные характеристики биогенного осадконакопления в Океане достаточно хорошо изучены и обобщены [16]. Поступление минерального биогенного материала планктона в Мировой океан оценивается в 1.82 млрд т/год, из них на долю карбонатного приходится 1.36, на долю кремнистого — 0.46 млрд т/год [16]. Карбонатные планктогенные минеральные осадки создаются отмершими раковинами или скелетами фораминифер, кокко-

литофорид и крылоногих моллюсков-птеропод. Бентогенные карбонатные отложения — это коралловые (кораллово-водорослевые), фораминиферовые, ракушечниковые, мшанковые, баянусовые и сложенные остатками иглокожих или трубками червей. Кремнистые отложения — это останки диатомовых водорослей, радиолярий и губок.

Планктогенные осадки глубоководных зон формируются скелетами отмерших организмов практически без переработки, размеры фракций донных отложений соответствуют размерам раковин организмов. Формирование бентогенных осадков, особенно — на шельфе, включает процессы их биогенной и абиогенной трансформации: изменение размерного состава фракций и перераспределение в пространстве.

В мелководной зоне большую роль в формировании донных осадков играют двустворчатые моллюски и усоногие раки. Так, по оценкам [17], моллюски накапливают 50–1000 г карбоната кальция на 1 м² в год, что в пересчете обеспечивает аккумуляцию на дне слоя CaCO₃ толщиной от 0.02 до 0.35 мм в год. Рекордные значения накопления CaCO₃ — до 90 кг/м² в год — принадлежат устричным банкам [17].



Рис. 3. Донные отложения Среднего Каспия с глубины около 50 м. Бимодальное распределение фракций грунта определяется накоплением раковин двустворчатых моллюсков в гидродинамически активных районах формируются отложения хорошо промытой ракушки, часто — из практически целых створок и их крупных фрагментов, при полном отсутствии мелких фракций грунта. Там же, где по гидродинамическим условиям должны накапливаться только алевриты или пелиты, обломки раковин моллюсков или домиков усоногих увеличивают хрящеватость грунта, создавая второй пик в области крупных фракций, здесь наблюдается бимодальное распределение [18].

Накопление раковин часто приводит к полимодальному распределению фракций грунта (рис. 3). В гидродинамически активных районах формируются отложения хорошо промытой ракушки, часто — из практически целых створок и их крупных фрагментов, при полном отсутствии мелких фракций грунта. Там же, где по гидродинамическим условиям должны накапливаться только алевриты или пелиты, обломки раковин моллюсков или домиков усоногих увеличивают хрящеватость грунта, создавая второй пик в области крупных фракций, здесь наблюдается бимодальное распределение [18].

БИОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ В РЕЛЬЕФЕ ДНА

Самый яркий пример биогенных сооружений, меняющих весь облик дна, это коралловые рифы тропиков — результат жизнедеятельности многих видов рифостроящих (или герматипных) кораллов при участии многих других видов животных и известковых водорослей, способных к аккумуляции карбоната кальция. Конструкция рифов, их морфология, видовое разнообразие и биология видов — предмет интенсивного изучения большого числа специалистов. Большое количество доступных обзорных работ (например, [19]) позволяет не приводить здесь подробного описания. Хуже известны и меньше изучены рифы, расположенные в афотической зоне и за пределами тропиков. Строительством рифов занимаются многие организмы [20], а карбонатные постройки не ограничены тропической зоной и верхними метрами глубины [21, 22].

В отличие от мелководных, глубоководные коралловые рифы создаются небольшим числом видов. Ведущую роль, по современным представлениям, играют *Lophelia pertusa*, *Madrepora oculata*, *Enallopsammia profunda*, *Goniocorella dumosa*, *Solenosmilia variabilis*, *Oculina varicosa* и некоторые другие [23]. В Восточной Атлантике основным рифостроителем выступает *Lophelia pertusa*. Лофелиевые рифы изучены наиболее подробно, они известны от Норвегии до побережья Западной Африки, преимущественно на глубинах от 200 до 1000 м [23]. Эти рифы приурочены, в основном, к кромке шельфа и подводным поднятиям. В структуре рифа выделяют три основных элемента: верхнюю часть, заселенную живыми кораллами, кайму мертвых кораллов и подножие, сложенное коралловым песком и обломками [23]. Линейные размеры отдельных рифов могут исчисляться сотнями метров с превышением над дном в десятки метров. В комплексе лофелиевых рифов на гряде Сула (Норвегия) мощностю этих элементов рифового комплекса составляла: для области живых кораллов — 0.5–1.5 м, зона мертвых кораллов — 5–15 м и более (большой частью перекрытая осадком), зона обломков — 3–11 м [24]. Глубоководные кораллы растут медленно, скорости процессов роста, биоэрозии, биоаккреции на один-два порядка ниже, чем на мелководных рифах. Измеренная скорость роста лофелиевого рифа варьировала от 2.4 до 35 мм в год. В экспериментах по скоростям роста годовой прирост составлял 56–67 г/м² в год, а биоэрозия мертвых кораллов составляла 13–14 г/м² в год, что на два порядка меньше, чем на мелководных коралловых рифах. Аккреция карбоната кальция на мертвых кораллах за счет других накапливающих CaCO₃ животных может быть и несколько больше — 14–26 г/м² в год [25]. Глубоководные рифы — объект интенсивного изучения, им посвящено несколько больших обзоров [26, 27].

Хорошо известный пример массивных биогенных структур, не связанных с деятельностью коралловых полипов, это мидиевые и устричные банки мелководной зоны морей от умеренного пояса до тропиков. И те, и другие могут формироваться как на твердом грунте, так и на илах, где субстратом выступают отмершие створки раковин предыдущих поколений.

Вермитидные рифы, широко распространенные на мелководьях Средиземного моря [28], названы так по семейству брюхоногих моллюсков-вермитид (семейство *Vermittidae*, *Gastropoda*) — главным конструкторам этих биогенных структур. Основную роль в их создании играют вермитидный моллюск *Dendropoma petraeum* и известковая красная водоросль *Neogoniolithon brassica-florida*. В постройке рифов также участвуют моллюски *Vermetus triquetrus* и красные водоросли *Lithophyllum* *bys-*

soides, *Lithophyllum incrustans* и *Neogoniolithon mamillosum*.

Еще одна группа рифостроителей — это многощетинковые черви или полихеты. Эти черви играют важную роль в различных геоморфологических процессах. Строительством прочных конструкций на дне занимаются виды, живущие в трубках разного размера и прочности и относящиеся к таксону сидячих полихет Sedentaria. В Средиземном и Северном морях достаточно подробно изучены постройки двух видов сабеллярий — *Sabellaria spinulosa* и *S. alveolata* [29]. Трубки сабеллярий состоят из сцементированных частиц мелкозернистого песка и обладают высокой прочностью [30]. Рифы, построенные сабелляриями, могут подниматься на десятки сантиметров (до 2 м) над грунтом и занимать площадь в несколько гектаров [31]. Рифоподобные структуры создают и полихеты-терребеллиды *Lanice conchilega*. На литорали Бельгии их плотные агрегации размером 1–10 м² поднимаются над грунтом на 8–10 см и занимают площадь в сотни тысяч м². Прочность таких структур зависит от плотности поселений полихет: напряжение сдвига меняется от 100 мбар (10 кПа) при плотности 1000 экз/м² до 200 мбар (20 кПа) там, где плотность червей достигает 3500 экз/м², что в два раза выше прочности окружающего грунта [32].

Интенсивное накопление карбоната кальция присуще известковым зеленым водорослям (семейство Halimedaceae) и красным водорослям порядка Corallinales, участвующим в создании коралловых рифов.

На глубинах 30–60 (до 120) м в субтропических широтах распространены кораллигенные рифы. Наиболее детально изучены они в Средиземном море (подробный обзор — [33]). Основными конструкторами выступают разные виды водорослей, сменяющие друг друга по глубине, в строительстве рифов участвуют также мшанки, полихеты-серпулиды, моллюски вермитиды и многие другие группы организмов. По сложности и разнообразию эти конструкции не уступают мелководным рифам, в составе средиземноморских кораллиновых сообществ зарегистрировано не менее 315 видов водорослей (до половины которых — средиземноморские эндемики), 1180 видов беспозвоночных и 110 видов рыб, причем список этот, скорее всего, далеко не полон [33].

Флористически богатые сообщества, сформированные известковыми красными водорослями, обнаружены у побережья Сирии [34]. В отличие от “кораллиновых тротуаров” западного средиземноморья [35], развивающихся на твердом субстрате, агрегации водорослей лежат здесь на илистом грунте на глубинах от 25–40 до 90 м. Толщина слоя известковых водорослей на дне достигает 10 см, а площадь — десятков квадратных километ-

ров. В образовании этих структур последовательно участвуют многие виды водорослей различных таксономических и экологических групп [36].

Своеобразные сообщества неприкрепленных красных водорослей (maerl beds или родолиты) широко распространены во всех широтах до нижней границы фотической зоны [37, 38]. Они достигают максимальной глубины, зафиксированной для донных водорослей — 268 м [39]. Диаметр родолитов может достигать 30 см, скорость роста низка — 0.5–1.5 мм/год [40]. Эти сообщества отличаются высоким видовым разнообразием сопутствующих видов [39]. Скорость накопления CaCO₃ в родолитах умеренной зоны составляет от 30 до 1200 г на 1 м² в год [39, 40], на мелководных тропического пояса кораллиновые сообщества могут аккумулировать 10 кг CaCO₃ на 1 м² в год [41].

Животные создают не только положительные, но и отрицательные формы рельефа. Нарушения поверхности осадка — ямы, канавы, воронки, остаются на поверхности дна как следы питания самых разных животных: моржей, черепах, китов, скатов и даже фламинго. Размеры таких структур, создаваемых крупными организмами, могут превышать десятки метров, а время существования, в зависимости от интенсивности гидродинамики — недели и даже месяцы. Так, серые киты, питаясь амфиподами, оставляют на месте кормежки ямы 2.5 на 1.5 м, глубиной около 10 см, а следы питания моржей выглядят как траншеи полуметровой ширины длиной 40–50 м [42]. Свои следы на грунте оставляют все виды, питающиеся бентосом или нектобентосом, обычно эти следы быстро исчезают, но, при высокой интенсивности питания, они могут менять облик дна на длительное время. Так, стаи чилийских фламинго (*Phoenicopterus chilensis*) во время зимовок сотнями собираются на пляжах о-ва Чилое (Ю. Чили). Следы их питания взвесью придонного слоя на литорали (птица опускает голову в воду и медленно поворачивается вокруг своей оси, взмучивая придонный слой) выглядят как концентрические круги глубиной 10 см и диаметром около метра с возвышением по краям и холмиком в центре [43, fig. 2]. При средней плотности 14 ям на 20 м² края соседних кругов почти смыкаются, придавая илистой литорали весьма своеобразный облик. Старые ямки смываются приливами, а новые возникают снова на каждом приливном цикле, и этот орнитогенный микрорельеф сохраняется на протяжении нескольких месяцев зимовки.

СОРТИРОВКА МАТЕРИАЛА, БИОГЕННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ И ПЕРЕНОС МАТЕРИАЛА

Помимо создания форм рельефа и донных отложений, живые организмы активно участвуют в разрушении, переносе и перераспределении ма-

териала на дне и в придонном слое. Это направление биогенной трансформации дна включает несколько процессов: пассивную и активную седиментацию разных фракций донных отложений, их сортировку, разрушение твердых пород и перенос материала из одних фаций в другие.

Изменение гидродинамики придонного слоя и условий седиментации – пассивная седиментация. Два типа природных систем выступают основными объектами для изучения процессов биогенной пассивной седиментации: мангровые леса и луга морских трав, в меньшей степени изучена седиментационная роль водорослей и растительности прибрежных маршей. Механизм действия во всех случаях один – заросли растений снижают интенсивность гидродинамики в придонном слое, что приводит к накоплению более тонких фракций осадков и, часто, подъему дна и нарастанию берега в сторону моря. Простейшие модели предсказывают накопление в зарослях частиц с удельным весом более определенного критического значения. Однако возможна и более тонкая сортировка: накопление определенных фракций, размер которых ограничен и сверху, и снизу.

Самый популярный объект для изучения пассивной биоседиментации – это морские травы рода *Zostera*, произрастающие, преимущественно, в умеренных широтах. Плотные заросли zostеры, снижая скорость придонного течения, работают как седиментационные ловушки. Это приводит, во-первых, к накоплению тонких фракций осадка, а во-вторых, к снижению эрозии на поверхности дна, т.е. защищает дно от размыва. Так, в густых (12 000 листьев/м²) зарослях *Zostera noltii* на острове Зильт (Северное море) скорости придонных течений снижаются на 30–40% по сравнению с открытым дном [44]. В результате в густых зарослях возрастают устойчивость поверхности дна к размыву и доля илстых частиц в осадке.

Модификация течений и сортировка грунта в зарослях морских трав имеют достаточно сложный нелинейный характер и служат предметом многочисленных экспериментов и моделирования. Условия седиментации меняются в зависимости от плотности зарослей, скорости течения, размеров растений и других факторов. В зарослях морских трав может происходить не только заиление грунта, но, в определенных условиях, и обратный процесс, приводящий к уменьшению содержания илистой фракции. В плотных зарослях морских трав максимальная скорость течения наблюдается у поверхности дна, что вместе с возникающими вертикальными токами воды может приводить к вымыванию самых мелких частиц [45]. В серии экспериментов с трансплантацией морских трав были выявлены оба процесса – заиление и опесчанивание, приводящие к проме-

жуточным значениям концентрации илстых частиц в зарослях [46]. Двухсторонняя сортировка осадка была показана и на моделях в условиях волнового воздействия [47]. В масштабе прибрежной зоны это двойственное влияние морских трав на донные осадки приводит к формированию сложной пространственной мозаики пятен с разным модальным диаметром частиц [48].

Разные виды морских трав отличаются плотностью куртин, длиной, шириной и плотностью листьев. Плотность зарослей и высота над дном зависят также от возраста растений, а часто – и от сезона. На условия седиментации и сортировку осадка влияют скорость течения, интенсивность волнения, а на литорали – еще и высота прилива. В совокупности эти факторы сильно затрудняют вычисление суммарного эффекта трав на дно под ними и рядом [49]. Тем не менее оценки скорости подъема поверхности дна под зарослями морских трав, выполненные в нескольких районах тропических побережий методами точного измерения уровня дна в течение нескольких лет [50], показали, что среднее превышение уровня в зарослях над чистым субстратом составляет 31 мм в год.

Большое количество исследований по седиментации донных осадков выполнено в мангровых лесах, где происходит накопление тонких фракций осадка среди корней мангров, приводящее к нарастанию берегов [51]. Механизм осадко-накопления в манграх принципиально сходен с описанным для лугов морских трав, но проявляется он, как правило, в больших пространственных масштабах (рис. 4). Самый крупный сплошной массив мангрового леса – Сундарбан – занимает более 200 км побережья Индии и Бангладеш.

Заросли водорослей-макрофитов тоже способны изменять гидродинамику придонного слоя [52], однако количественных характеристик этого процесса практически нет. Водорослевые маты – сезонные скопления нитчатых водорослей, образующие на дне ковры из плотно переплетенных нитей, – усиливают седиментацию, снижают волновую нагрузку на дно, изменяют редокс-потенциал подстилающего грунта, вплоть до возникновения локальных заморозов [53]. Для разрушения матов необходимы скорости придонных течений, в 3–9 раз превышающие природные [9]. Даже разреженные маты *Ulva intestinalis* препятствуют размыванию осадка потоком [54].

Агентами пассивной седиментации могут выступать не только растения, но и животные. Плотные ковры трубок, покрывающих дно, приводят к быстрому заилению грунта. Строительство трубок свойственно многим донным животным из разных таксономических групп. Плотный покров из мелких трубок создают многие полихеты, некоторые виды амфипод и другие животные. Поскольку многие из трубокостроителей – филь-

траторы, в таких поселениях может происходить одновременно и пассивная, и активная седиментация.

Перераспределение материала в пространстве. Скорость биогенного переноса осадка с рифа в лагуну составляет около двух тонн с гектара в год [55]. Биогенный перенос материала описан для нескольких видов рыб, обитающих на коралловых рифах. Рыбы-хирурги и рыбы-попугаи питаются на рифах, мощными челюстями скусывая живые кораллы вместе с известковым скелетом. Органическое вещество усваивается, а карбонат кальция, пройдя через пищеварительную систему, извергается мелкозернистым песком при дефекации. Вклад отдельных видов в перераспределение вещества зависит как от интенсивности питания, так и от поведения рыб. Два близких вида рыб-попугаев (*Chlorurus sordidus* и *Ch. gibbus*) отличаются по своему вкладу в эрозию. Для первого он составляет 23.58 кг на особь в год, для второго — 1017.66 кг. Относительный вклад этих видов в перенос материала определялся не только абсолютной величиной, но и особенностями поведения: *Ch. gibbus* питался в мелководной части рифа, а дефекацию производил в специально отведенных местах на глубине. Таким образом, суммарный вклад этого вида в перенос материала за пределы рифа оказался еще больше, чем у *Ch. sordidus* [56].

Учитывая примерное равенство скоростей роста кораллов, биоэрозии и переноса материала, можно предполагать, что биотопы кораллового песка у подножия рифов имеют почти исключительно биогенное происхождение.

Биогенный перенос крупных фракций могут осуществлять и водоросли. Водоросли-макрофиты за счет парусности способны переносить валуны и гальку на большие расстояния. Этот процесс получил название “рафтинг”. Мелкие камни, гравий и галька переносятся водорослями при скоростях течения, намного меньших, чем необходимы для перемещения такого же размера объектов только за счет потока. Так, порог начала перемещения камня диаметром 30 мм с растущей *Symanthere triplicata* составлял 0.3 м/с, что на порядок меньше скорости течения, необходимой для отрыва такого камня [57]. Крупные бурые водоросли с большими пластинчатыми талломами *Durvillaea antarctica* у Южного острова Новой Зеландии способны переносить как мелкую гальку, так и крупные валуны весом 2–7 кг на расстояние 100–300 км и более, камень весом около 30 кг был перемещен на расстояние около 1 км [58]. Крупные *Durvillaea antarctica*, с листовой пластинкой от 2.5 до 11 м при сильных штормах переносят валуны весом в десятки килограммов. Наиболее крупные валуны, поднятые листовыми пластинами длиной 5–11 м после сильного шторма у берегов о-ва Маккуори, весили 130–160 кг [59]. Авто-



Рис. 4. Вьетнам, дельта Меконга. Мангровые заросли — мощный агент биогенной седиментации. Переплетенные корни ризофор способствуют быстрому накоплению илистых фракций грунта (а), однако, в условиях интенсивной гидродинамики мангры не могут противостоять разрушительной деятельности штормов (б) и лес отступает (в).

ры оценивают суммарный вынос валунов с верхней литорали острова в 1561 кг с 1 км береговой линии за год, что обеспечивает скорость эрозии в 0.1 мм/год. Самый крупный перемещенный водорослями валун весил 365 кг [60].

Участие в переносе грубообломочного материала зафиксировано не менее чем для 26 родов

макрофитов [61]. Первые места в списке занимают ламинарии, алярии, саргассы и фукусы, но переносить небольшие камни и гравий могут и зеленые (*Codium*, *Ulva*), и красные водоросли (*Chondrus*, *Rhodomenia*). Объем выносимого водорослями материала зависит от структуры пород, слагающих литораль и верхнюю сублитораль: вынос с консолидированных скал не превышает первых граммов с 1 м^2 в год, а фрагментированный базальт может поставлять до 78 г с 1 м^2 за год [61]. Водорослевый транспорт материала “работает” в обе стороны: он обеспечивает как вынос обломочного материала из нижних отделов литорали и с верхней сублиторали вниз по профилю, так и, при вдольбереговом переносе, он приводит к появлению крупных фракций грунта на песчаных пляжах. На пляжи Новой Зеландии на квадратный метр в год выносятся водорослями от 0.5 до 7.5 г валунов, гальки и гравия [60].

Предполагается, что в холодные климатические эпохи и в высоких широтах основную роль в переносе крупнообломочного материала играет лед [62], объем водорослевого переноса на три порядка меньше [63]. В теплые периоды и в умеренных широтах ведущая роль в этом переносе может переходить к макрофитам [61].

Активная седиментация. Многие виды двустворчатых моллюсков — активные фильтраторы. С использованием мышечных сил они пропускают через себя большие объемы воды, отсеживая из нее пищевые частицы. Минеральная взвесь отсеивается и выводится из организма в виде псевдофекальных пеллет. При этом происходит увеличение модальных размеров частиц: моллюски отфильтровывают частицы размером $1\text{--}7 \text{ мкм}$ и выбрасывают пеллеты по $500\text{--}3000 \text{ мкм}$ [18]. Доля минеральной фракции достигает в пеллетах $70\text{--}90\%$.

В обобщенном виде интенсивность фильтрации (F , л/час) связана с массой тела (W , г сухого веса) уравнением вида: $F = aW^b$, коэффициенты a и b лежат в пределах от 3.0 до 11.6 и от 0.6 до 0.9 , и зависят от видовой принадлежности и, отчасти, от метода измерения [64]. Вклад биоседиментации в процесс осаждения взвешенного вещества на дно на мидиевой банке в Балтийском море достигал в отдельные сезоны 150% (в среднем 24%), около трети массы приходилось на минеральную фракцию. В абсолютных цифрах скорость седиментации составляла $0.2\text{--}3.3 \text{ г}$ минерального вещества на 1 м^2 в сутки, скорость биоседиментации — $0.2\text{--}1.2 \text{ г/м}^2$ в сутки [65]. В масштабах моря биоседиментация может давать весьма заметный вклад в формирование донных отложений: на акватории моря Ваттов моллюски-кардиумы осаждают до $100\,000 \text{ т}$ взвеси, а мидии — $75\text{--}100 \text{ тыс. т}$ в сухом весе [66].

Биогенное взмучивание. Обратный процесс, ресуспензия осадочного материала, его разрыхление и перенос в толщу воды тоже могут происходить под действием живых организмов. Многие виды-бентофаги (серые киты, моржи, каланы, морские черепахи, многие виды рыб) в поисках корма “вспахивают” донные отложения, извлекающая из них съедобное [67]. Количественно оценена такая деятельность для двух видов крупных морских млекопитающих — серого кита (*Eschrichtius robustus*) и моржа (*Odobenus rosmarus*). По расчетам [42], серые киты, питаясь, ежегодно взмучивают в северо-восточной части Берингова моря $172 \times 10^6 \text{ т}$ осадка. Эти цифры сопоставимы с твердым стоком такой реки, как Юкон. Еще $107 \times 10^6 \text{ т}$ осадка перекапывают моржи, кормящиеся в этой же части моря.

Питание мелких, менее заметных, но гораздо более массовых организмов, от рыб (линейные размеры — десятки сантиметров) до гарпактикоидных копепод (миллиметры — доли миллиметров), тоже связано с взмучиванием верхнего слоя осадка и нарушением его связности. Попытки количественно оценить этот процесс в масштабах Океана, вероятно, даже не предпринимались, однако, по отдельным наблюдениям, его последствия могут быть значительными [12, с. 347].

БИОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изменение условий осадконакопления в грунте — не единственный путь изменения свойств осадков биотой. Живые организмы способны изменять физические и химические свойства донных отложений и коренных пород разными способами и в разных направлениях. Биогенному воздействию подвержено морское дно, сложенное любым материалом, от илов до базальтов.

Трансформация твердых субстратов. Биогенному разрушению твердых пород посвящена обширная литература, в том числе — несколько хороших обзоров, содержащих как описания процессов [68–71], так и их количественные оценки для разных природных зон и субстратов [68, 72]. Карбонатные породы наиболее подвержены биологическому разрушению, большинство количественных оценок относится именно к ним, но и все остальные породы, в той или иной степени, трансформируются и разрушаются живыми организмами [70].

Начальный этап разрушения скал — это образование сообщества микроскопических организмов на поверхности и в расщелинах субстрата. Микробиота на поверхности скал включает микроводоросли (диатомовые и цианобактерии), образующих особое сообщество литотрофов и биопленки (“biofilm”). В составе микробиоты

различают эпилиты, обитающие на поверхности субстрата, и эндолиты, активно внедряющиеся в толщу осадка, либо заселяющие готовые поры и трещины [68]. Далее в процесс вступают макроорганизмы — сверлильщики и соскребыватели. Первые химически или механически разрушают породы, строя в них свои норки, вторые — соскребают поверхность скал вместе с микробиотой, которой питаются (рис. 5). В процессе разрушения пород участвуют организмы самых разных таксономических групп: губки, моллюски, многощетинковые черви, иглокожие и рыбы. Так, сверлящая губка *Cliona lampa* удаляет с 1 м² дна 6–7 кг материала за 100 дней [73], а рыбы-попугаи, питаясь живыми кораллами, сгрызают на рифах от 0.2 до 5 и более кг известковых пород в год в с 1 м² [74]. Подробный обзор скоростей биоэрозии коралловых рифов с оценкой вклада всех участвующих организмов — от цианобактерий до рыб, приведен в работе [72]. Величины современной суммарной биоэрозии рифов — от 0.5 до 9.1 кг CaCO₃ с 1 м² в год [72], сопоставимы по порядку величин со средними значениями роста коралловых рифов: 3–5 кг CaCO₃ с 1 м² в год [75], что существенно замедляет их рост.

Результатом эрозионной деятельности микро- и макроорганизмов является не только разрушение твердых пород, но и формирование элементов мезорельефа, например, глубоких ниш вблизи уреза воды — явление, называемое “биокарстом”, широко распространено на берегах Средиземного моря. Сочетание ниш биокарста с кораллиновыми тротуарами создает на скалистых побережьях сложные формы рельефа из углублений, выступов и барьеров [69].

Для описания биогенного разрушения пород некоторые авторы используют термин “биовыветривание” [70]. Под ним понимается два процесса: химическое растворение пород (биохимическая эрозия) и механическое их разрушение (биоабразия). Эти процессы, при сходном воздействии на коренную породу, различаются судьбой продуктов разрушения. В первом случае это растворенные соединения, остающиеся в воде, во втором — взвесь, переходящая в осадок.

Обрастание как защита от эрозии. Водорослевый покров препятствует механической эрозии. Макроводоросли формируют защитный покров на поверхности скал, скорость абразии на обросших скалах снижается. Водорослевый покров защищает и от сверлильщиков — количество норок на обросших камнях гораздо меньше [76]. На очищенных от водорослей карбонатных платформах скорость снижения уровня дна (разрушения поверхности) была до четырех раз выше, чем на контрольных (до 4 и до 1 мм в год соответственно).

Помимо механической защиты, покров водорослей предохраняет скалы от выветривания, ста-



Рис. 5. Участок литорали на побережье о-ва Чеджу (Южная Корея) со следами активности камнеточцев (а). Агенты биоабразии в приливно отливной зоне Желтого моря (б): двустворчатые моллюски-сверлильщики (1, видны торчащие из глубоких нор сифоны), брюхоногие моллюски-акмеиды (2) и литторины (3).

билизируя микроклимат. Плотный покров водорослей предохраняет поверхность от избыточного нагрева и высыхания во время отлива. В экспериментах с искусственным удалением фукоидов на литорали юго-восточной Англии было показано, что влажность под покровом фукусов сохраняется стабильно высокой (90–95% против 60% на открытых участках), а температура — низкой, без выраженных пиков во время дневных отливов [77]. По-видимому, покров обрастания, как растительного, так и животного происхождения, эффективно препятствует не только биологической, но и механической абразии, но количественно измерить это сложно.

Биогенная трансформация осадочных отложений — биотурбация и биостабилизация. Два процесса — биотурбация и биостабилизация, приводят к изменению физических свойств поверхности донных осадков: акустической проницаемости, температуры, связности грунта (снижение порога эрозии). Биотурбация — это процесс вертикального перемещения осадков, иногда сопряженный с их

сортировкой или перемешиванием. Агенты биотурбации – роющие грунт животные многих таксономических групп: кольчатые черви, моллюски, ракообразные и многие другие. Часть из них питается органическим веществом осадка (“грунтоеды”), другие используют норки в качестве убежищ, а пищу получают из придонного слоя воды или собирают ее на поверхности дна. Разнообразие форм норок очень велико, их глубина и расположение в грунте зависят от размеров, образа жизни и морфологии животных [78]. Биотурбации подвержены донные отложения на всех глубинах, а глубина перемешиваемого слоя, в зависимости от локальных условий, составляет сантиметры – десятки сантиметров. Средние оценки для Мирового океана лежат в пределах 2–10 см, разброс значений определяется как пространственными различиями в интенсивности биологического перемешивания грунта, так и различиями в методах расчета [79].

Очевидный результат биотурбации – увеличение обводненности грунта и снижение порога эрозии. Так, измеренный порог начала эрозии был ниже в обитаемом грунте, чем в дефаунированном: 20 кПа против 50–60 кПа [80]; ниже в обитаем грунте был и уровень дна за счет размыва его поверхности.

Деятельность роющих животных может приводить и к противоположному результату – уплотнению грунта и повышению порога эрозии. Распространенный тип движения в грунте, характерный для роющих червеобразных животных, при котором с помощью гидроскелета и мышечных усилий животное раздвигает частицы грунта в стороны. Так, давление гидроскелета, передающееся на стенки норки, у приапулиды *Priapulid* *caudatus* составляет 4–10 кПа, у полихет *Nereis diversicolor*, *Neanthes virens* и *Arenicola marina* – от 7 до 15 кПа. В результате происходит уплотнение грунта в ближайшей окрестности норки, а суммарный эффект зависит от плотности поселений роющих видов: в плотных поселениях кольца уплотненного грунта от соседних норок перекрываются, увеличивая связность грунта на большой площади. В разреженных поселениях того же вида прочность грунта на сдвиг снижается из-за большей пористости и обводненности [67]. Морские травы стабилизируют грунт, не только снижая скорость придонных течений, но и механически закрепляя его многочисленными корнями: на Белом море суммарная протяженность погруженных в грунт корневищ взморника (*Zostera marina*) может достигать 300 м/м², а на 1 м корневища приходится до 300–400 корней, уходящих в грунт на глубину до 10 см [81].

Поселения организмов-трубкостроителей на илистом или песчаном дне приводят не только к накоплению тонких фракций, но изменяют фи-

зико-химические свойства осадков. В осадках меняются содержание кислорода, окислительно-восстановительный потенциал, рН, степень обводненности и плотность грунта. Хорошим примером может служить изменение свойств осадков в противоположных направлениях в поселениях двух конкурирующих за пространство литоральных видов полихет: *Arenicola marina* и *Fabricia sabella* [82]. Пескожил *A. marina* – активный биотурбатор, а ковер из трубок фабриций стабилизирует осадок. Такую же пару антагонистов составляют строящий трубки рачок *Corrophium volutator* и роющая полихета *Nereis diversicolor* [83].

Организмы-трубкостроители демонстрируют огромное разнообразие размеров и форм трубок, различающихся и материалом, и механической прочностью [78]. Варианты конструкций образуют непрерывный ряд от выстланной тонким слоем слизи норки до прочной трубки, состоящей из плотно склеенных частиц песка строго определенного размера [7]. Столь же разнообразно и влияние трубок на донные осадки в ближней и дальней окрестности. Характеристики грунта могут менять знак в радиусе первых сантиметров от трубки [7, fig. 1]. Вертикально расположенные крупные трубки увеличивают прочность грунта на сдвиг, а ковер из переплетенных мелких трубок увеличивает порог эрозии и, одновременно, приводит к накоплению тонких фракций грунта. Сами трубки могут сохраняться в осадке и после смерти их хозяина, поэтому вклад каждого вида в такую трансформацию осадков больше, чем актуальная плотность его поселений.

Роль слизистых продуктов экскреции не сводится к строительству трубок и выстилке норок роющих животных. Внеклеточные биополимеры (extracellular polymeric substances – EPS) могут играть самостоятельную роль в стабилизации осадка. Пленка биополимеров, производимых бактериями и нематодами, может снижать поверхностное сопротивление потоку на границе раздела грунт–вода на 50–60% [67]. В синтезе внеклеточных биополимеров, присутствующих в донных осадках, участвуют микроорганизмы [84], диатомовые водоросли [85], нематоды, полихеты и многие другие группы (рис. 6). Химический состав выделяемой слизи включает полисахариды, белки и нуклеиновые кислоты [84, 86]. Белки выделяемой бактериями слизи увеличивают силу сцепления частиц в грунте в 2–3 раза [87].

В эксперименте было показано [88], что диатомовые водоросли увеличивают устойчивость осадков к сдвиговым нагрузкам в 2–4 раза, это хорошо коррелирует с содержанием полисахаридов в осадке. Об этом же может свидетельствовать отрицательная корреляция между содержанием хлорофилла “a” в осадке и скоростью эрозии [89]. Трехкратные сезонные изменения порога эрозии

на побережье Нидерландов могут объясняться сезонным развитием диатомовых [90].

Количественных оценок объемов экстракции экзополимеров нет. Ряд авторов предполагают, что ведущая роль в стабилизации осадков внеклеточными полимерами принадлежит нематодам — самой массовой и наиболее широко распространенной группе бентосных организмов [67, 91]. Нематоды сами могут секретировать мукус, а также стимулируют рост бактерий и диатомовых [85].

Вероятно, воздействие биоты на илистые и песчаные донные отложения — один из наиболее сложных разделов биогеоморфологии. В процессах трансформации таких отложений участвуют представители многих таксономических групп с индивидуальными размерами от десятков микрон до нескольких сантиметров и более. Механизмы воздействия представлены в самом широком спектре — от биохимических до поведенческих. При этом деятельность совместно обитающих видов может либо усиливать, либо компенсировать друг друга.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВИДОВ, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ПРОСТРАНСТВЕ И СМЕНА РОЛЕЙ

Схематическое представление о смене процессов в пространстве описано на примере эстуария в Северной Англии [89]. На разрезе через осушку к берегу меняются формы воздействия биоты на донные отложения, интенсивность и знак этого воздействия. У нижней границы литорали расположены мидиевые банки, механически защищающие грунт от эрозии, выше основную роль в стабилизации осадков начинают играть микробиота и выделяемые ей продукты экскреции. В среднем горизонте, где максимальна численность крупных роющих форм макробентоса, преобладают процессы биотурбации, осадок легко размывается с поверхности. Ближе к верхнему горизонту литорали развиваются маты нитчатых водорослей, защищающие грунт от размыва. Осадки верхнего горизонта литорали и супралиторали стабилизированы зарослями высших растений. Размах колебаний эрозивной устойчивости на этом градиенте авторы оценивают в два порядка величин.

Однако один и тот же вид может играть разные, часто противоположные роли в геоморфологическом процессе. Влияние роющих и выделяющих слизь червей (и макроскопических полихет, и миниатюрных нематод) увеличивает прочность осадка на сдвиг из-за увеличения связности между склеенными слизью частицами. С другой стороны, активность этих же организмов увеличивает обводненность грунта за счет

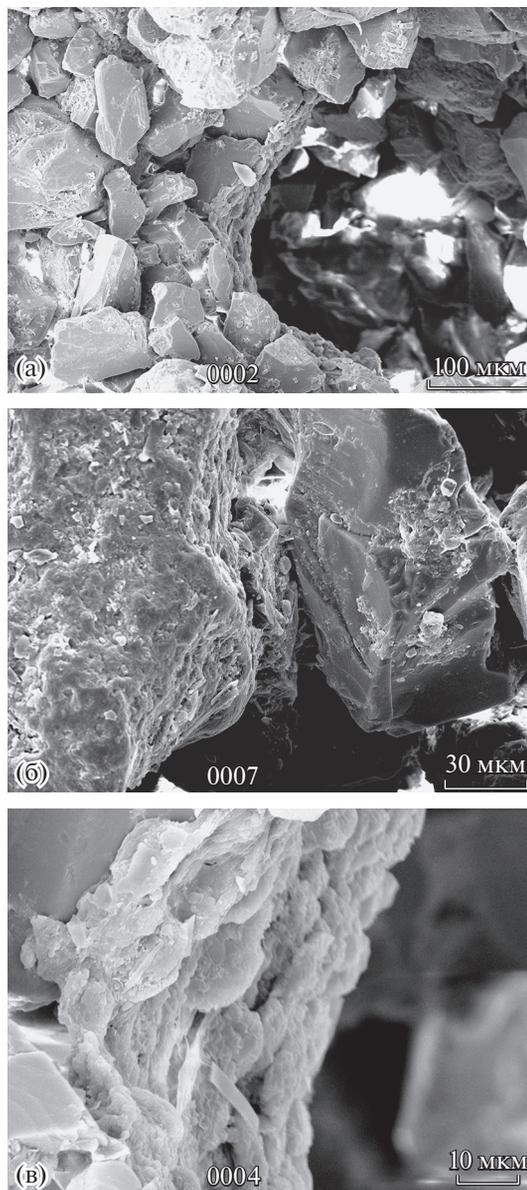


Рис. 6. Микрофотографии (сканирующий электронный микроскоп) верхнего сантиметра грунта на песчаной литорали Белого моря. При разных увеличениях (а, б, в) видно, что все поверхности частиц грунта покрыты слоем биогенной слизи (EPS), продуцируемой, в первую очередь, свободноживущими нематодами. Фото Е. Наймарк и В. Мокиевского.

увеличения пространств ходов и капилляров, что приводит к уменьшению сдвиговой прочности.

Биогенные структуры, создаваемые одним и тем же видом, могут работать и на аккумуляцию осадка, и увеличивать эрозию грунта. Так, норки краба *Neohelice granulata* на побережье Аргентины служат ловушками для тонких фракций, а холмики выброшенного из норок грунта размываются приливными течениями; суммарный баланс между эрозией и аккумуляцией зависит от плотности

поселений краба, интенсивности течений и наличия растительности [92]. Одни и те же водоросли могут и препятствовать эрозии осадка, и увеличивать ее. Так, неприкрепленные или слабо прикрепленные водоросли (зеленые *Ulva* и *Chaetomorpha*, красные *Ceramium*) могут усиливать эрозию: даже при слабых движениях воды скопления водорослей перемещаются по дну, взмучивая верхний слой осадка. В присутствии водорослей взмучивание начиналось при скоростях потока в несколько раз меньших, чем на чистом грунте [93]. Этот эффект прямо противоположен многократно описанному стабилизирующему воздействию водорослевых матов на грунт [54].

Даже в очень сходных условиях существует большая пространственная изменчивость в наборе биотических факторов, определяющих подвижность грунта [94]. На уровне ассоциаций видов их взаимодействие может и усиливать, и ослаблять эффект. Так, при раздельном содержании, плотные поселения строящих трубки рачков *Corophium volutator* увеличивали устойчивость грунта в три раза, почти не влияя на пористость осадка, а норки роющей полихеты *Nereis diversicolor*, наоборот, увеличивали пористость, но мало влияли на устойчивость к сдвигу. При совместном содержании оба эффекта гасили друг друга, и результат статистически не отличался от контроля [83].

В результате подобного наложения эффектов многие наблюдаемые в природе процессы носят нелинейный характер. Так, нелинейны связи между осадконакоплением и плотностью мидий [89], между концентрацией EPS и стабильностью грунта [84].

Дополнительную сложность создает вариабельность биологических процессов во времени. Так, порог эрозии на литорали менялся от 0.1–0.3 Н/м² в марте, достигал максимума в апреле (0.4–0.6 Н/м²) и снова снижался до 0.1 Н/м² в июне [95]. Это может быть связано с тем, что эффективность стабилизации грунта видоспецифична у диатомовых и различается у разных видов в несколько раз [96], а на протяжении года в сообществе диатомовых происходит неоднократная смена руководящих видов.

ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ БИОГЕОМОРФОЛОГИИ

Применительно к морским системам прикладная биогеоморфология – это, прежде всего, берегоукрепление во всех вариантах: закрепление дюн, маршей, создание защитных лесополос мангров, предохраняющих населенные пункты от наиболее разрушительных штормов [1]. Один из наиболее ярких примеров биологических методов защиты берегов – посадки мангров. Мангро-

вые леса, окаймляющие побережья тропических морей, способны заметно ослабить волновую нагрузку на берег [97]. При небольшой высоте волн стометровая полоса леса, по натурным наблюдениям, снижает высоту волны в два-пять раз [98]. Наиболее эффективны леса из мангровых деревьев с развитыми опорными корнями (*Rhizophora* и *Bruguiera*). В зависимости от видового состава и структуры леса, достаточную защиту от ветрового волнения может обеспечить полоса мангрового леса шириной от 40 до 600 м [98]. Разрушительное цунами 2004 г. вызвало всплеск интереса к роли мангров в укреплении берегов и большое количество работ, посвященных описанию и моделированию защитной роли мангровых лесов [99]. Эти работы, подтверждая в целом важную роль мангров для защиты от катастрофических волн, не приводят к однозначным выводам. Разнообразие вариантов растительности, морфологии берегов и характеристик тайфунов и цунами не позволяют построить обобщенную модель, а результаты наблюдений за обычным волнением малоприменимо к прогнозу распространения катастрофических волн [100].

Растительность приморских маршей ослабляет волновую нагрузку на берег и препятствует волновой эрозии. Натурными наблюдениями и на моделях было показано, что штормовые волны теряют до 20% энергии на маршах и 60% этих потерь обеспечивается растительностью [101, 102]. При этом устойчивость к эрозии тем выше, чем выше видовое разнообразие растительности маршей [103]. Заросли морских трав тоже могут препятствовать эрозии берега и рифов. В равной мере этому способствует и диссипация энергии волн в зарослях [52], и стабилизация грунта корнями морских трав [104]. Экспериментальные посадки *Zostera marina* на литорали уже через год привели к заметному заилению грунта и существенному, на 4–7 мм, повышению уровня дна в зарослях [105].

В последнее время популярность приобретают решения, сочетающие технические и биологические приемы защиты берегов [106, 107]. На микроуровне это создание на защитных сооружениях рельефа, привлекательного для организмов-обрастателей, защищающих материал от механической абразии. На макроуровне – создание устричных и мидиевых банок или искусственных рифов, снижающих волновую нагрузку на берег, укрепление верхних отделов литорали и прибрежных дюн с помощью высшей растительности (посадки мангров в тропическом поясе и маршевой растительности – в умеренной зоне). На уровне ландшафтного планирования – сочетание разных элементов биологической и технической стабилизации берега [106, 108, 109].

Еще один аспект прикладной биogeоморфологии – это материаловедение, в частности, оценка устойчивости берегозащитных сооружений к биоабразии [77, 110]. Обрастание подводных конструкций может мешать их функционированию, а может и предохранять от механической абразии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Живые организмы участвуют во многих геоморфологических процессах. Они влияют на донные ландшафты в разных масштабах пространства и времени и часто – противоположным образом. Для любого процесса с участием животных или растений можно подобрать примеры с противоположным знаком влияния: живые организмы создают и положительные, и отрицательные формы рельефа, скорости биогенного накопления карбоната кальция и биоабразии известняков примерно совпадают, роющие животные могут и повышать, и снижать порог эрозии, и так далее. Группы совместно обитающих видов, а иногда одни и те же виды воздействуют на донные ландшафты противоположным образом. Такое разнообразие процессов может маскировать вклад биоты в трансформацию дна и сильно затрудняет количественную оценку этого вклада. Состояние обитаемого грунта воспринимается исследователями как “нормальное”, и только специальные эксперименты, например, с дефаунированным осадком, позволяют увидеть, какие свойства донных отложений и в какой степени определяются именно биотой, во всей ее совокупности. Другая трудность совмещения биологического и геоморфологического подходов – различие в масштабах изучаемых явлений. За некоторыми яркими исключениями пространственный масштаб деятельности отдельных организмов редко превышает первые сантиметры. Заметной для геоморфологии становится только совокупная деятельность многих совместно обитающих организмов, но здесь, на уровне сообществ бентоса, начинает проявляться маскирующий эффект разнонаправленности биологических процессов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен Т.Ю. Репкиной (МГУ) за идею обратиться к этой теме и ценные комментарии. Автор очень признателен Е.Б. Наймарк, О.В. Максимовой и А.И. Азовскому за критические замечания к первому варианту рукописи. Работа поддержана РФФИ – проект 19-15-50246.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Coombes M.A.* Biogeomorphology. In: *Richardson D., Castree N., Goodchild M., Kobayashi A., Liu W., Marston D.* (Eds.) *International Encyclopedia of Geogra-*

- phy: People, the Earth, Environment and Technology.* John Wiley & Sons, Inc. 2017. 8464 p.
2. *Biogeomorphology.* *Viles H.* (Ed.). Oxford: Blackwell. 1988. 352 p.
3. *Möbius K.* Die Auster und die Austernwirtschaft. Wiegumdt, Hempel and Parey, Berlin. 1877. 126 s.
4. *Jones C.G., Lawton J.H., and Shachak M.* Organisms as ecosystem engineers // *Oikos.* 1994. Vol. 69. P. 373–86.
5. *Jones C.G., Lawton J.H., and Shachak M.* Positive and negative effects of organisms as physical ecosystem engineers // *Ecology.* 1997. Vol. 78. P. 1946–57.
6. *Jones C.G.* Ecosystem engineers and geomorphological signatures in landscapes // *Geomorphology.* 2012. Vol. 157. P. 75–87.
7. *Jumars P.A. and Nowell A.R.M.* Effects of benthos on sediment transport: difficulties with functional grouping // *Continental Shelf Research.* 1984. Vol. 3. No. 2. P. 115–130.
8. *Jumars P.A., Self R.F.L., and Nowell A.R.M.* Mechanics of particle selection by tentaculate deposit feeders // *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology.* 1982. Vol. 64. P. 47–70.
9. *Montague C.L.* Influence of Biota on Erodibility of Sediments. Mehta A.J. (Ed.) *Estuarine Cohesive Sediment Dynamics. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies,* Vol. 14. Springer, New York, NY. 1986. P. 251–269.
10. *Volkenborn N., Robertson D.M., and Reise K.* Sediment destabilizing and stabilizing bio-engineers on tidal flats: cascading effects of experimental exclusion // *Helgoland Marine Research.* 2009. Vol. 63. No. 1. P. 27–35.
11. *Леонтьев О.К., Рычагов Г.И.* Общая геоморфология: Учеб. для студ. геогр. спец. вузов. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Высш. шк., 1988. 319 с.
12. *Сафьянов Г.А.* Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1996. 400 с.
13. *Заварзин Г.А.* Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.
14. *Naylor L.A., Viles H.A., and Carter N.E.A.* Biogeomorphology revisited: looking towards the future // *Geomorphology.* 2002. Vol. 47. P. 3–14.
15. *Fei S., Phillips J., and Shouse M.* Biogeomorphic Impacts of Invasive Species // *Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst.* 2014. Vol. 45. P. 69–87.
16. *Лисицин А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
17. *Gutiérrez J.L., Jones C.G., Strayer D.L., and Iribarne O.O.* Mollusks as ecosystem engineers: the role of shell production in aquatic habitats // *Oikos.* 2003. Vol. 101. No. 1. P. 79–90.
18. *Gallardi D.* Effects of Bivalve Aquaculture on the Environment and Their Possible Mitigation: A Review // *Fish. Aquac. J.* 2014. Vol. 5. P. 105.
19. *Coral Reefs in the Anthropocene.* Birkeland C. (Ed.). Springer, Dordrecht. 2015. 271 p.
20. *Fox W.T.* Reefs, Non-Coral. Schwartz M.L. (Ed). *Encyclopedia of Coastal Science. Encyclopedia of Earth Science Series.* Springer, Dordrecht. 2005. P. 795.
21. *Nelson C.S.* An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates // *Sedimentary geology.* 1988. Vol. 60. No. 1–4. P. 3–12.

22. *Pedley M., and Carannante G.* Cool-water carbonate ramps: a review // Geological Society, London, Special Publications. 2006. Vol. 255. No. 1. P. 1–9.
23. *Freiwald A., Fosså J.H., Grehan A., Koslow T., and Roberts J.M.* Cold-water Coral Reefs. UNEP-WCMC, Cambridge, UK. 2004. 85 p.
24. *Freiwald A., Hühnerbach V., Lindberg B., Wilson J.B., and Campbell J.* The Sula reef complex, Norwegian shelf // *Facies*. 2002. Vol. 47. No. 1. P. 179–200.
25. *Büscher J.V., Wisshak M., Form A.U., Titschack J., Nachtigall K., and Riebesell U.* In situ growth and bioerosion rates of *Lophelia pertusa* in a Norwegian fjord and open shelf cold-water coral habitat // *Peer J*. 2019. Vol. 7. e7586.
26. *Freiwald A.* Reef-Forming Cold-Water Corals. Wefer G., Billett D., Hebbeln D., Jørgensen B.B., Schlüter M., and van Weering T.C.E. (Eds.) *Ocean Margin Systems*. Springer, Berlin, Heidelberg. 2002. p. 365–385.
27. *Roberts J.M., Wheeler A., Freiwald A., and Cairns S.* Cold-water corals: the biology and geology of deep-sea coral habitats. Cambridge University Press. 2009. 334 p.
28. *Chemello R. and Silenzi S.* Vermetid reefs in the Mediterranean Sea as archives of sea-level and surface temperature changes // *Chemistry and Ecology*. 2011. Vol. 27. No. 2. P. 121–127.
29. *Gravina M.F., Cardone F., Bonifazi A., Bertrandino M.S., Chimienti G., Longo C., Marzano C.N., Moretti M., Lisico S., Moretti V., and Corriero G.* *Sabellaria spinulosa* (Polychaeta, Annelida) reefs in the Mediterranean Sea: habitat mapping, dynamics and associated fauna for conservation management // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2018. Vol. 200. P. 248–257.
30. *Le Cam J.-B., Fournier J., Etienne S., and Couden J.* The strength of biogenic sand reefs: visco-elastic behaviour of cement secreted by the tube building polychaete *Sabellaria alveolata*, Linnaeus, 1767 // *Estuar. Coast. Shelf Sci*. 2011. Vol. 91. P. 333–339.
31. *Jones A.G., Dubois S.F., Desroy N., and Fournier J.* Interplay between abiotic factors and species assemblages mediated by the ecosystem engineer *Sabellaria alveolata* (Annelida: Polychaeta) // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2018. Vol. 200. P. 1–18.
32. *Rabaut M., Vincx M., and Degraer S.* Do *Lanice conchilega* (sandmason) aggregations classify as reefs? Quantifying habitat modifying effects // *Helgol. Mar. Res.* 2009. Vol. 63. P. 37–46.
33. *Ballesteros E.* Mediterranean coralligenous assemblages: a synthesis of present knowledge // *Oceanogr. Mar. Biol.* 2006. Vol. 44. P. 123–195.
34. *Maximova O.V. and Fayes S.* Deep-Sea Calcareous Rhodophycophyta Communities in the Levantine Sea. In *The Eastern Mediterranean as a Laboratory Basin for the Assessment of Contrasting Ecosystems*. Springer, Dordrecht. 1999. P. 437–440.
35. *Pérès J.-M.* The mediterranean benthos // *Oceanography and Marine Biology: an annual review*. 1967. Vol. 5. P. 449–533.
36. *Максимова О.В.* Сообщества морских макрофитов // Жизнь на дне. Биогеография и биоэкология бентоса. М.: КМК, 2010. С. 116–169.
37. *Barbera C., Bordehore C., Borg J.A., Glémarec M., Grall J., Hall-Spencer J.M., De La Huz C.H., Lanfranco E., Lastra M., Moore P.G., and Mora J.* Conservation and management of northeast Atlantic and Mediterranean maerl beds // *Aquatic conservation: marine and freshwater ecosystems*. 2003. Vol. 13. No. S1. P. S65–S76.
38. *Hall-Spencer J.M.* Conservation issues relating to maerl beds as habitats for molluscs // *Journal of Conchology. Special Publication*. 1998. No. 2. P. 271–286.
39. *Чербаджи И.И., Пронн Л.Н.* Содержание органического углерода, азота и фосфора у глубоководных биоценозов кораллиновых водорослей Южно-Китайского моря // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 4. С. 569–578.
40. *Bosence D. and Wilson J.* Maerl growth, carbonate production rates and accumulation rate in the north-eastern Atlantic // *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*. 2003. Vol. 13. P. 21–31.
41. *Chisholm J.R.* Calcification by crustose coralline algae on the northern Great Barrier Reef, Australia // *Limnology and Oceanography*. 2000. Vol. 45. No. 7. P. 1476–1484.
42. *Nelson C.H., Johnson K.R., and Barber Jr.J.H.* Gray whale and walrus feeding excavation on the Bering Shelf, Alaska // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1987. Vol. 57. P. 419–430.
43. *Matthew L.R. and Mayorga-Dussarrat J.* The impact of feeding by Chilean flamingos (*Phoenicopterus chilensis*) on the meiofaunal assemblage of a tidal flat // *Marine Biology Research*. 2016. Vol. 12. No. 10. P. 1039–1052.
44. *Widdows J., Pope N.D., Brinsley M.D., Asmus H., and Asmus R.M.* Effects of seagrass beds (*Zostera noltii* and *Z. marina*) on near-bed hydrodynamics and sediment resuspension // *Marine Ecology Progress Series*. 2008. Vol. 358. P. 125–136.
45. *Koch E.W.* Sediment resuspension in a shallow *Thalassia testudinum* banks ex König bed // *Aquatic Botany*. 1999. Vol. 65. No. 1–4. P. 269–280.
46. *van Katwijk M.M., Bos A.R., Hermus D.C.R., and Suykerbuyk W.* Sediment modification by seagrass beds: Muddification and sandification induced by plant cover and environmental conditions // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2010. Vol. 89. No. 2. P. 175–181.
47. *Ghisalberti M. and Nepf H.M.* Mixing layers and coherent structures in vegetated aquatic flows // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2002. Vol. 107. No. C2. P. 1–11.
48. *Ward L.G., Kemp W.M., and Boynton W.R.* The influence of waves and seagrass communities on suspended particulates in an estuarine embayment // *Marine Geology*. 1984. Vol. 59. No. 1–4. P. 85–103.
49. *Koch E.W., Ackerman J.D., Verduin J., and van Keulen M.* Fluid dynamics in seagrass ecology from molecules to ecosystems // *Seagrasses: biology, ecology and conservation*. Springer, Dordrecht. 2007. P. 193–225.
50. *Potouroglou M., Bull J.C., Krauss K.W., Kennedy H.A., Fusi M., Daffonchio D., Mangora M.M., Githaiga M.N., Diele K., and Huxham M.* Measuring the role of seagrasses in regulating sediment surface elevation // *Scientific reports*. 2017. Vol. 7. No. 1. P. 1–11.

51. *Ellison J.C.* Biogeomorphology of mangroves. Coastal Wetlands. Elsevier. 2019. P. 687–715.
52. *Madsen J.D., Chambers P.A., James W.F., Koch E.W., and Westlake D.F.* The interaction between water movement, sediment dynamics and submersed macrophytes // *Hydrobiologia*. 2001. Vol. 444. No. 1–3. P. 71–84.
53. *Gamenick I., Jahn A., Vopel K., and Giere O.* Hypoxia and sulphide as structuring factors in a macrozoobenthic community on the Baltic Sea shore: colonisation studies and tolerance experiments // *Marine Ecology Progress Series*. 1996. Vol. 144. P. 73–85.
54. *Venier C., da Silva J.F., McLelland S.J., Duck R.W., and Lanzoni S.* Experimental investigation of the impact of macroalgal mats on flow dynamics and sediment stability in shallow tidal areas // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2012. Vol. 112. P. 52–60.
55. *Bardach J.E.* Transport of calcareous fragments by reef fishes // *Science*. 1961. Vol. 133. No. 3446. P. 98–99.
56. *Bellwood D.R.* Carbonate Transport and within-Reef Patterns of Bioerosion and Sediment Release by Parrotfishes (Family Scaridae) on the Great Barrier Reef // *Marine Ecology Progress Series*. 1995. Vol. 117. No. 1/3. P. 127–136.
57. *Frey S.E. and Dashtgard S.E.* Seaweed-assisted, benthic gravel transport by tidal currents // *Sedimentary Geology*. 2012. Vol. 265. P. 121–125.
58. *Waters J.M., King T.M., Fraser C.I., and Craw D.* Crossing the front: contrasting storm-forced dispersal dynamics revealed by biological, geological and genetic analysis of beach-cast kelp // *Journal of the Royal Society Interface*. 2018. Vol. 15. No. 140. P. 1–8.
59. *Smith J.M.B. and Bayliss-Smith T.P.* Kelp-plucking: coastal erosion facilitated by bull-kelp *Durvillaea antarctica* at subantarctic Macquarie Island // *Antarctic Science*. 1998. Vol. 10. No. 4. P. 431–438.
60. *Garden C.J. and Smith A.M.* The role of kelp in sediment transport: observations from southeast New Zealand // *Marine Geology*. 2011. Vol. 281. No. 1–4. P. 35–42.
61. *Garden C.J. and Smith A.M.* Voyages of seaweeds: The role of macroalgae in sediment transport // *Sedimentary Geology*. 2015. Vol. 318. P. 1–9.
62. *Романенко Ф.А., Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Булочникова А.С.* Динамика ледового покрова и особенности ледового переноса осадочного материала на приливных осушках Кандалакшского залива Белого моря // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 5. С. 710–720.
63. *Репкина Т.Ю., Шевченко Н.В., Ефимова Л.Е.* Стационарные наблюдения за процессами ледового и биогенного морфолитогенеза на берегах Кандалакшского залива Белого моря. Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике. М.: МАКС Пресс, 2015. С. 501–504.
64. *Riisgård H.U.* On measurement of filtration rates in bivalves the stony road to reliable data: review and interpretation // *Marine Ecology Progress Series*. 2001. Vol. 211. P. 275–291.
65. *Kautsky N. and Evans S.* Role of biodeposition by *Mytilus edulis* in the circulation of matter and nutrients in a Baltic coastal ecosystem // *Marine Ecology Progress Series*. 1987. Vol. 38. P. 201–212.
66. *Haven D.S. and Morales-Alamo R.* Aspects of biodeposition by oysters and other invertebrate filter feeders. 1 // *Limnology and Oceanography*. 1966. Vol. 11. No. 4. P. 487–498.
67. *Murray J.M., Meadows A., and Meadows P.S.* Biogeomorphological implications of microscale interactions between sediment geotechnics and marine benthos: a review // *Geomorphology*. 2002. Vol. 47. No. 1. P. 15–30.
68. *Spencer T.* Limestone coastal morphology: the biological contribution // *Progress in Physical Geography*. 1988. Vol. 12. No. 1. P. 66–101.
69. *Kelletat D.H.* Mediterranean coastal biogeomorphology: processes, forms and sea-level indicators // *Bulletin Institut Oceanographique Monaco*. 1997. Numero Special. P. 209–226.
70. *Coombes M.A.* The rock coast of the British Isles: weathering and biogenic processes // *Geological Society, London, Memoirs*. 2014. Vol. 40. No. 1. P. 57–76.
71. *Naylor L.A., Coombes M.A., and Viles H.A.* Reconceptualising the role of organisms in the erosion of rock coasts: a new model // *Geomorphology*. 2012. Vol. 157–158. P. 17–30.
72. *Glynn P.W. and Manzello D.P.* Bioerosion and coral reef growth: a dynamic balance. In *Coral reefs in the Anthropocene*. Springer, Dordrecht. 2015. P. 67–97.
73. *Neumann A.C.* Observations on coastal erosion in Bermuda and measurements of the boring rate of the sponge, *Cliona lampa* // *Limnology and Oceanography*. 1966. Vol. 11. No. 1. P. 92–108.
74. *Kinsey D.W.* Standards of performance in coral reef primary production and carbonate turnover. Barnes D.J. (Ed.) *Perspectives on coral reefs*. Brian Clouston, Manuka, 1983. P. 209–220.
75. *Bellwood D.R.* Direct estimate of bioerosion by two parrotfish species, *Chlorurus gibbus* and *Ch. sordidus*, on the Great Barrier Reef, Australia // *Marine Biology*. 1995. Vol. 121. No. 3. P. 419–429.
76. *Moura D., Gabriel S., Gamito S., Santos R., Zugasti E., Naylor L., Gomes A., Tavares A.M., and Martins A.L.* Integrated assessment of bioerosion, biocover and downwearing rates of carbonate rock shore platforms in southern Portugal // *Continental Shelf Research*. 2012. Vol. 38. P. 79–88.
77. *Coombes M.A., Naylor L.A., Viles H.A., and Thompson R.C.* Bioprotection and disturbance: seaweed, microclimatic stability and conditions for mechanical weathering in the intertidal zone // *Geomorphology*. 2013. Vol. 202. P. 4–14.
78. *Zorn M.E., Gingras M.K., and Pemberton S.G.* Variation in burrow-wall micromorphologies of select intertidal invertebrates along the Pacific Northwest coast, USA: behavioral and diagenetic implications // *Palaios*. 2010. Vol. 25. No. 1. P. 59–72.
79. *Teal L.R., Bulling M.T., Parker E.R., and Solan M.* Global patterns of bioturbation intensity and mixed depth of marine soft sediments // *Aquatic Biology*. 2008. Vol. 2. No. 3. P. 207–218.
80. *Montserrat F., Van Colen C., Degraer S., Ysebaert T., and Herman P.M.* Benthic community-mediated sediment

- dynamics // Marine ecology progress series. 2008. Vol. 372. P. 43–59.
81. Вехов В.Н. Зостера морская (*Zostera marina* L.) Белого моря. М.: Изд-во МГУ, 1992. 143 с.
 82. Матвеева Т.А., Никитина Н.С., Черновская Е.Н. Причины и следствия неравномерного распределения червей *Fabricia sabella* и *Arenicola marina* на литорали // Докл. АН СССР. 1955. Т. 105. Вып. 2. С. 370–373.
 83. Meadows P.S. and Tait J. Modification of sediment permeability and shear strength by two burrowing invertebrates // Marine Biology. 1989. Vol. 101. P. 75–82.
 84. Decho A.W. and Gutierrez T. Microbial Extracellular Polymeric Substances (EPSs) in Ocean Systems // Front. Microbiol. 2017. Vol. 8. Art. 922. P. 1–28.
 85. Hubas C., Sachidhanandam C., Rybarczyk H., Lubarsky H.V., Rigaux A., Moens T., and Paterson D.M. Bacterivorous nematodes stimulate microbial growth and exopolymer production in marine sediment microcosms // Marine Ecology Progress Series. 2010. Vol. 419. P. 85–94.
 86. Wotton R.S. The ubiquity and many roles of exopolymers (EPS) in aquatic systems // Scientia marina. 2004. Vol. 68. No. S1. P. 13–21.
 87. Gerbersdorf S.U., Manz W., and Paterson D.M. The engineering potential of natural benthic bacterial assemblages in terms of the erosion resistance of sediments // FEMS Microbiol. Ecol. 2008. Vol. 66. P. 282–294.
 88. Madsen K.N., Nilsson P., and Sundbäck K. The influence of benthic microalgae on the stability of a subtidal sediment // Journal of experimental marine biology and ecology. 1993. Vol. 170. No. 2. P. 159–177.
 89. Widdows J. and Brinsley M. Impact of biotic and abiotic processes on sediment dynamics and the consequences to the structure and functioning of the intertidal zone // Journal of sea Research. 2002. Vol. 48. No. 2. P. 143–156.
 90. Stal L.J. Microphytobenthos as a biogeomorphological force in intertidal sediment stabilization // Ecological Engineering. 2010. Vol. 36. No. 2. P. 236–245.
 91. Urban-Malinga B. Meiobenthos in marine coastal sediments // Geological Society, London, Special Publications. 2014. Vol. 388. No. 1. P. 59–78.
 92. Escapa M., Perillo G.M., and Iribarne O. Sediment dynamics modulated by burrowing crab activities in contrasting SW Atlantic intertidal habitats // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2008. Vol. 80. No. 3. P. 365–373.
 93. Canal-Vergés P., Vedel M., Valdemarsen T., Kristensen E., and Flindt M.R. Resuspension created by bedload transport of macroalgae: implications for ecosystem functioning // Hydrobiologia. 2010. Vol. 649. No. 1. P. 69–76.
 94. Defew E.C., Tolhurst T.J., and Paterson D.M. Site-specific features influence sediment stability of intertidal flats // Hydrology and Earth System Sciences Discussions, European Geosciences Union. 2002. Vol. 6. No. 6. P. 971–982.
 95. Kornman B.A. and de Deckere E.M.G.T. Temporal variation in sediment erodibility and suspended sediment dynamics in the Dollard Estuary. In: Black K.S., Paterson D.M., Cramp A. (Eds). Sedimentary Processes in the Intertidal Zone. Geological Society, London, 1998. Special Publications. Vol. 139. P. 231–241.
 96. Holland A.F., Zingmark R.G., and Dean J.M. Quantitative evidence concerning the stabilization of sediments by marine benthic diatoms // Marine Biology. 1974. Vol. 27. No. 3. P. 191–196.
 97. Mazda Y., Magi M., Kogo M., and Hong P.N. Mangroves as a coastal protection from waves in the Tong King delta, Vietnam // Mangroves and Salt marshes. 1997. Vol. 1. No. 2. P. 127–135.
 98. Tran Quang Bao. Effect of mangrove forest structures on wave attenuation in coastal Vietnam // Oceanologia. 2011. Vol. 53. No. 3. P. 807–818.
 99. Dahdouh-Guebas F. and Jayatissa L.P. A bibliometrical review on pre- and post-tsunami assumptions and facts about mangroves and other coastal vegetation as protective buffers // Ruhuna Journal of Science. 2009. Vol. 4. P. 28–50.
 100. Krauss K.W. and Osland M.J. Tropical cyclones and the organization of mangrove forests: a review // Annals of Botany. 2020. Vol. 125. No. 2. P. 213–234.
 101. Möller I., Spencer T., French J.R., Leggett D.J., and Dixon M. Wave transformation over salt marshes: a field and numerical modelling study from North Norfolk, England // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1999. Vol. 49. No. 3. P. 411–426.
 102. Möller I., Kudella M., Rupprecht F., Spencer T., Paul M., Van Wesenbeeck B.K., Wolters G., Jensen K., Bouma T.J., Miranda-Lange M., and Schimmels S. Wave attenuation over coastal salt marshes under storm surge conditions // Nature Geoscience. 2014. Vol. 7. No. 10. P. 727–731.
 103. Ford H., Garbutt A., Ladd C., Malarkey J., and Skov M.W. Soil stabilization linked to plant diversity and environmental context in coastal wetlands // Journal of vegetation science. 2016. Vol. 27. No. 2. P. 259–268.
 104. Christianen M.J.A., van Belzen J., Herman P.M.J., van Katwijk M.M., Lamers L.P.M., van Leent P.J.M., and Bouma T.J. Low-canopy seagrass beds still provide important coastal protection services // PLoS ONE. 2013. Vol. 8. No. 5. e62413. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0062413>
 105. Bos A.R., Bouma T.J., de Kort G.L., and van Katwijk M.M. Ecosystem engineering by annual intertidal seagrass beds: sediment accretion and modification // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2007. Vol. 74. No. 1–2. P. 344–348.
 106. Borsje B.W., van Wesenbeeck B.K., Dekker F., Paalvast P., Bouma T.J., van Katwijk M.M., and de Vries M.B. How ecological engineering can serve in coastal protection // Ecological Engineering. 2011. Vol. 37. No. 2. P. 113–122.
 107. Spalding M.D., Ruffo S., Lacambra C., Meliane I., Hale L.Z., Shepard C.C., and Beck M.W. The role of ecosystems in coastal protection: Adapting to climate change and coastal hazards // Ocean & Coastal Management. 2014. Vol. 90. P. 50–57.
 108. Schoonees T., Gijón Mancheño A., Scheres B., Bouma T.J., Silva R., Schlurmann T., and Schüttrumpf H. Hard Structures for Coastal Protection, Towards Greener Designs // Estuaries and Coasts. 2019. Vol. 42. P. 1709–1729.

109. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д., Шербина В.В. Особенности современной динамики лагунных берегов Куршской косы, юго-восток Балтики //Литодинамика донной контактной зоны океана. М.: ГЕОС, 2009. С. 124–130.
110. Coombes M.A., Naylor L.A., Thompson R.C., Roast S.D., Gómez-Pujol L., and Fairhurst R.J. Colonization and weathering of engineering materials by marine micro-organisms: an SEM study // Earth Surface Processes and Landforms. 2011. Vol. 36. No. 5. P. 582–593.

Marine biogeomorphology: biotic transformation of marine bottom landforms

V. O. Mokievsky^{a, #}

^a Shirshov Institute of oceanology, Moscow, Russia

[#] E-mail: vadim@ocean.ru

Biogenic transformation is one of the leading factors responsible for the state of the modern sea bottom. The goal of marine biogeomorphology is to understand all of the processes responsible for biological modification of the sea bottom. This review includes description, classification and quantitative analysis of the influence of biota on the sea bottom landscapes. The living organisms create biogenic structures and marine sediments, change bottom landscape, and physical and chemical properties of sediments and bedrock. They participate in biological weathering, redistribution of sediments at the sea bottom and within the near-bottom layer, convert dissolved calcium and silica into stable carbonates and silicates. Examples of marine biogenic forms include coral and polychaetes reefs, mussel and oyster banks. The organisms create both, positive and negative marine landform that may reach 10 and more meters in size. Borrowings, holes, ditches, funnels created by walrus, turtles, whales, seals etc. may persist on the bottom from weeks to months. Micro and macro organisms create notches at the sea level (bio-karst). Mangroves, algae and seagrass protect sea bottom from erosion and trap fine grain sediments. Fish transport sediments from reefs to lagoons. Macrophyte algae are capable to move cobbles and pebble size material to long distances (rafting). Many bivalve mollusks and other filter feeder organisms sieve mineralogic fraction filtering large volumes of water. Bioturbation performed by borrowing worms change physical and chemical properties, stabilize and compact marine sediments. The same species of organisms may both, increase and decrease strength properties of marine sediments. Diversity and variability of biological processes obstruct the understanding and quantitative assessment of the role of biota in geomorphological processes. With rare exceptions, the impact of single organisms on marine landscape is limited to a few cm, but integrated activities of organisms within the same habitat are causing noticeable changes. Practical applications of biogeomorphology are particularly useful in developing measures to protect coast from erosion.

Keywords: geomorphology, ecological engineering, bioturbation, bioweathering, bioaccumulation, biostabilization, benthos

ACKNOWLEDGMENTS

I am grateful for Tatiana Repkina (MSU) who initiates this study and made valuable comments on the first version of the manuscript. I am greatly appreciated comments and advices given by Elena Naimark (PIN), Olga Maximova (IO RAS) and Andrey Azovsky (MSU). The study was supported by RFBR grant 19-15-50246.

REFERENCES

1. Coombes M.A. Biogeomorphology. Richardson D., Castree N., Goodchild M., Kobayashi A., Liu W., and Marston D. (Eds.). *International Encyclopedia of Geography: People, the Earth, Environment and Technology*. John Wiley & Sons, Inc. 2017. 8464 p.
2. Biogeomorphology. Viles H. (Ed.). Oxford: Blackwell. 1988. 352 p.
3. Möbius K. Die Auster und die Austernwirtschaft. Wiegand, Hempel and Parey, Berlin. 1877. 126 s.
4. Jones C.G., Lawton J.H., and Shachak M. Organisms as ecosystem engineers. *Oikos*. 1994. Vol. 69. P. 373–86.
5. Jones C.G., Lawton J.H., and Shachak M. Positive and negative effects of organisms as physical ecosystem engineers. *Ecology*. 1997. Vol. 78. P. 1946–57.
6. Jones C.G. Ecosystem engineers and geomorphological signatures in landscapes. *Geomorphology*. 2012. Vol. 157. P. 75–87.
7. Jumars P.A. and Nowell A.R.M. Effects of benthos on sediment transport: difficulties with functional grouping. *Continental Shelf Research*. 1984. Vol. 3. No. 2. P. 115–130.
8. Jumars P.A., Self R.F.L., and Nowell A.R.M. Mechanics of particle selection by tentaculate deposit feeders. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*. 1982. Vol. 64. P. 47–70.
9. Montague C.L. Influence of Biota on Erodibility of Sediments. Mehta A.J. (Ed.) *Estuarine Cohesive Sediment Dynamics. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*. Vol. 14. Springer, New York, NY. 1986. P. 251–269.
10. Volkenborn N., Robertson D.M., and Reise K. Sediment destabilizing and stabilizing bio-engineers on tidal flats: cascading effects of experimental exclusion.

- Helgoland Marine Research*. 2009. Vol. 63. No. 1. P. 27–35.
11. Leont'ev O.K. and Rychagov G.I. *Obshchaya geomorfologiya: Ucheb. dlya stud. geogr. spets. vuzov* (The general geomorphology). Moscow: Vysshaya Shkola (Publ.), 1988. 319 p. (in Russ.)
 12. Saf'yanov G.A. *Geomorfologiya morskikh beregov* (Seashores geomorphology). Moscow: Moscow State Univ. (Publ.), 1996. 400 p. (in Russ.)
 13. Zavarzin G.A. *Lektsii po prirodovedcheskoi mikrobiologii* (Lectures on the environmental microbiology). Moscow: Nauka (Publ.), 2003. 348 p. (in Russ.)
 14. Naylor L.A., Viles H.A., and Carter N.E.A. Biogeomorphology revisited: looking towards the future. *Geomorphology*. 2002. Vol. 47. P. 3–14.
 15. Fei S., Phillips J., and Shouse M. Biogeomorphic Impacts of Invasive Species. *Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst.* 2014. Vol. 45. P. 69–87.
 16. Lisitsin A.P. *Osadkoobrazovanie v okeanakh* (Sedimentation in the oceans). Moscow: Nauka (Publ.), 1974. 438 p. (in Russ.)
 17. Gutiérrez J.L., Jones C.G., Strayer D.L., and Iribarne O.O. Mollusks as ecosystem engineers: the role of shell production in aquatic habitats. *Oikos*. 2003. Vol. 101. No. 1. P. 79–90.
 18. Gallardi D. Effects of Bivalve Aquaculture on the Environment and Their Possible Mitigation: A Review. *Fish. Aquac. J.* 2014. Vol. 5. P. 105.
 19. Coral Reefs in the Anthropocene. Birkeland C. (Ed.). Springer, Dordrecht. 2015. 271 p.
 20. Fox W.T. Reefs, Non-Coral. Schwartz M.L. (Ed.). *Encyclopedia of Coastal Science. Encyclopedia of Earth Science Series*. Springer, Dordrecht. 2005. P. 795.
 21. Nelson C.S. An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates. *Sedimentary geology*. 1988. Vol. 60. No. 1–4. P. 3–12.
 22. Pedley M., Carannante G. Cool-water carbonate ramps: a review. *Geological Society, London, Special Publications*. 2006. Vol. 255. No. 1. P. 1–9.
 23. Freiwald A., Fosså J.H., Grehan A., Koslow T., Roberts J.M. Cold-water Coral Reefs. UNEP-WCMC, Cambridge, UK. 2004. 85 p.
 24. Freiwald A., Hühnerbach V., Lindberg B., Wilson J. B., and Campbell J. The Sula reef complex, Norwegian shelf. *Facies*. 2002. Vol. 47. No. 1. P. 179–200.
 25. Büscher J.V., Wisshak M., Form A.U., Titschack J., Nachtigall K., and Riebesell U. In situ growth and bioerosion rates of *Lophelia pertusa* in a Norwegian fjord and open shelf cold-water coral habitat. *Peer J.* 2019. Vol. 7. e7586.
 26. Freiwald A. Reef-Forming Cold-Water Corals. Wefer G., Billett D., Hebbeln D., Jørgensen B.B., Schlüter M., and van Weering T.C.E. (Eds.). *Ocean Margin Systems*. Springer, Berlin, Heidelberg. 2002. P. 365–385.
 27. Roberts J.M., Wheeler A., Freiwald A., and Cairns S. Cold-water corals: the biology and geology of deep-sea coral habitats. *Cambridge University Press*. 2009. 334 p.
 28. Chemello R. and Silenzi S. Vermetid reefs in the Mediterranean Sea as archives of sea-level and surface temperature changes. *Chemistry and Ecology*. 2011. Vol. 27. No. 2. P. 121–127.
 29. Gravina M.F., Cardone F., Bonifazi A., Bertrandino M.S., Chimienti G., Longo C., Marzano C.N., Moretti M., Lisco S., Moretti V., and Corriero G. *Sabellaria spinulosa* (Polychaeta, Annelida) reefs in the Mediterranean Sea: habitat mapping, dynamics and associated fauna for conservation management. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2018. Vol. 200. P. 248–257.
 30. Le Cam J.-B., Fournier J., Etienne S., and Couden J. The strength of biogenic sand reefs: visco-elastic behaviour of cement secreted by the tube building polychaete *Sabellaria alveolata*, Linnaeus, 1767. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 2011. Vol. 91. P. 333–339.
 31. Jones A.G., Dubois S.F., Desroy N., and Fournier J. Interplay between abiotic factors and species assemblages mediated by the ecosystem engineer *Sabellaria alveolata* (Annelida: Polychaeta). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2018. Vol. 200. P. 1–18.
 32. Rabaut M., Vincx M., and Degraer S. Do *Lanice conchilega* (sandmason) aggregations classify as reefs? Quantifying habitat modifying effects. *Helgol. Mar. Res.* 2009. Vol. 63. P. 37–46.
 33. Ballesteros E. Mediterranean coralligenous assemblages: a synthesis of present knowledge. *Oceanogr. Mar. Biol.* 2006. Vol. 44. P. 123–195.
 34. Maximova O.V. and Fayes S. Deep-Sea Calcareous Rhodophycophyta Communities in the Levantine Sea. *In The Eastern Mediterranean as a Laboratory Basin for the Assessment of Contrasting Ecosystems*. Springer, Dordrecht. 1999. P. 437–440.
 35. Pérès J.-M. The mediterranean benthos. *Oceanography and Marine Biology: an annual review*. 1967. Vol. 5. P. 449–533.
 36. Maksimova O.V. *Soobshchestva morskikh makrofitov*. (Associations of marine macrophytes). *Zhizn' na dne* (The life on sea-bottom). Moscow: KMK Ltd (Publ.), 2010. P. 116–169. (in Russ.)
 37. Barbera C., Bordehore C., Borg J.A., Glémarec M., Grall J., Hall-Spencer J.M., De La Huz C.H., Lanfranco E., Lastra M., Moore P.G., and Mora J. Conservation and management of northeast Atlantic and Mediterranean maerl beds. *Aquatic conservation: marine and freshwater ecosystems*. 2003. Vol. 13. No. S1. P. S65–S76.
 38. Hall-Spencer J.M. Conservation issues relating to maerl beds as habitats for molluscs. *Journal of Conchology. Special Publication*. 1998. No. 2. P. 271–286.
 39. Cherbadzhi I.I. and Propp L.N. *Soderzhanie organicheskogo ugleroda, azota i fosfora u glubokovodnykh biosenozov korallinovykh vodoroslei Yuzhno-Kitaiskogo morya* (Content of Organic Carbon, Nitrogen, and Phosphorus in Deep-Water Coralline Algae Biocenoses, South China Sea). *Oceanology*. 2019. Vol. 59. No. 4. P. 514–522. (in Russ.)
 40. Bosence D. and Wilson J. Maerl growth, carbonate production rates and accumulation rate in the north-eastern Atlantic. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*. 2003. Vol. 13. P. 21–31.
 41. Chisholm J.R. Calcification by crustose coralline algae on the northern Great Barrier Reef, Australia. *Limnology and Oceanography*. 2000. Vol. 45. No. 7. P. 1476–1484.

42. Nelson C.H., Johnson K.R., and Barber Jr. J.H. Gray whale and walrus feeding excavation on the Bering Shelf, Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*. 1987. Vol. 57. P. 419–430.
43. Matthew L.R. and Mayorga-Dussarrat J. The impact of feeding by Chilean flamingos (*Phoenicopterus chilensis*) on the meiofaunal assemblage of a tidal flat. *Marine Biology Research*. 2016. Vol. 12. No. 10. P. 1039–1052.
44. Widdows J., Pope N.D., Brinsley M.D., Asmus H., and Asmus R.M. Effects of seagrass beds (*Zostera noltii* and *Z. marina*) on near-bed hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Ecology Progress Series*. 2008. Vol. 358. P. 125–136.
45. Koch E.W. Sediment resuspension in a shallow *Thalassia testudinum* banks ex König bed. *Aquatic Botany*. 1999. Vol. 65. No. 1–4. P. 269–280.
46. van Katwijk M.M., Bos A.R., Hermus D.C.R., and Suykerbuyk W. Sediment modification by seagrass beds: Muddification and sandification induced by plant cover and environmental conditions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2010. Vol. 89. No. 2. P. 175–181.
47. Ghisalberti M. and Nepf H.M. Mixing layers and coherent structures in vegetated aquatic flows. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2002. Vol. 107. No. C2. P. 1–11.
48. Ward L.G., Kemp W.M., and Boynton W.R. The influence of waves and seagrass communities on suspended particulates in an estuarine embayment. *Marine Geology*. 1984. Vol. 59. No. 1–4. P. 85–103.
49. Koch E.W., Ackerman J.D., Verduin J., and van Keulen M. Fluid dynamics in seagrass ecology from molecules to ecosystems. In *Seagrasses: biology, ecology and conservation*. Springer, Dordrecht. 2007. P. 193–225.
50. Potouroglou M., Bull J.C., Krauss K.W., Kennedy H.A., Fusi M., Daffonchio D., Mangora M.M., Githaiga M.N., Diele K., and Huxham M. Measuring the role of seagrasses in regulating sediment surface elevation. *Scientific reports*. 2017. Vol. 7. No. 1. P. 1–11.
51. Ellison J.C. Biogeomorphology of mangroves. *Coastal Wetlands*. Elsevier. 2019. P. 687–715.
52. Madsen J.D., Chambers P.A., James W.F., Koch E.W., and Westlake D.F. The interaction between water movement, sediment dynamics and submersed macrophytes. *Hydrobiologia*. 2001. Vol. 444. No. 1–3. P. 71–84.
53. Gamenick I., Jahn A., Vopel K., and Giere O. Hypoxia and sulphide as structuring factors in a macrozoobenthic community on the Baltic Sea shore: colonisation studies and tolerance experiments. *Marine Ecology Progress Series*. 1996. Vol. 144. P. 73–85.
54. Venier C., da Silva J.F., McLelland S.J., Duck R.W., and Lanzoni S. Experimental investigation of the impact of macroalgal mats on flow dynamics and sediment stability in shallow tidal areas. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2012. Vol. 112. P. 52–60.
55. Bardach J.E. Transport of calcareous fragments by reef fishes. *Science*. 1961. Vol. 133. No. 3446. P. 98–99.
56. Bellwood D.R. Carbonate Transport and within-Reef Patterns of Bioerosion and Sediment Release by Parrotfishes (Family Scaridae) on the Great Barrier Reef. *Marine Ecology Progress Series*. 1995. Vol. 117. No. 1/3. P. 127–136.
57. Frey S.E. and Dashtgard S.E. Seaweed-assisted, benthic gravel transport by tidal currents. *Sedimentary Geology*. 2012. Vol. 265. P. 121–125.
58. Waters J.M., King T.M., Fraser C.I., and Craw D. Crossing the front: contrasting storm-forced dispersal dynamics revealed by biological, geological and genetic analysis of beach-cast kelp. *Journal of the Royal Society Interface*. 2018. Vol. 15. No. 140. P. 1–8.
59. Smith J.M.B. and Bayliss-Smith T.P. Kelp-plucking: coastal erosion facilitated by bull-kelp *Durvillaea antarctica* at subantarctic Macquarie Island. *Antarctic Science*. 1998. Vol. 10. No. 4. P. 431–438.
60. Garden C.J. and Smith A.M. The role of kelp in sediment transport: observations from southeast New Zealand. *Marine Geology*. 2011. Vol. 281. No. 1–4. P. 35–42.
61. Garden C.J. and Smith A.M. Voyages of seaweeds: The role of macroalgae in sediment transport. *Sedimentary Geology*. 2015. Vol. 318. P. 1–9.
62. Romanenko F.A., Repkina T.Yu., Efimova L.E., and Bulochnikova A.S. *Dinamika ledovogo pokrova i osobennosti ledovogo perenosa osadochnogo materiala na prilivnykh osushkakh Kandalakshskogo zaliva Belogo morya* (Dynamics of the ice cover and peculiarities of the ice transportation of the sediments at the tidal flats of the Kandalaksha Gulf of the White Sea). *Oceanology*. 2012. Vol. 52. No. 5. P. 710–720. (in Russ.)
63. Repkina T.Yu., Shevchenko N.V., and Efimova L.E. *Statsionarnye nablyudeniya za protsessami ledovogo i biogennogo morfolitogeneza na beregakh Kandalakshskogo zaliva Belogo morya. Geomorfologicheskie resursy i geomorfologicheskaya bezopasnost': ot teorii k praktike* (Continuous observations on the processes of ice- and biogenic-induced morpholithogenesis on the White Sea coasts in Kandalaksha Bay In. Geomorphological resources and geomorphological safety: from the theory to the practice). Moscow: MAKS Press Ltd (Publ.), 2015. P. 501–504. (in Russ.)
64. Riisgård H.U. On measurement of filtration rates in bivalves the stony road to reliable data: review and interpretation. *Marine Ecology Progress Series*. 2001. Vol. 211. P. 275–291.
65. Kautsky N. and Evans S. Role of biodeposition by *Mytilus edulis* in the circulation of matter and nutrients in a Baltic coastal ecosystem. *Marine Ecology Progress Series*. 1987. Vol. 38. P. 201–212.
66. Haven D.S. and Morales-Alamo R. Aspects of biodeposition by oysters and other invertebrate filter feeders. 1. *Limnology and Oceanography*. 1966. Vol. 11. No. 4. P. 487–498.
67. Murray J.M., Meadows A., and Meadows P.S. Biogeomorphological implications of microscale interactions between sediment geotechnics and marine benthos: a review. *Geomorphology*. 2002. Vol. 47. No. 1. P. 15–30.
68. Spencer T. Limestone coastal morphology: the biological contribution. *Progress in Physical Geography*. 1988. Vol. 12. No. 1. P. 66–101.
69. Kelleat D.H. Mediterranean coastal biogeomorphology: processes, forms and sea-level indicators. *Bulletin Institut Oceanographique Monaco*. 1997. Numero Special. P. 209–226.

70. Coombes M.A. The rock coast of the British Isles: weathering and biogenic processes. *Geological Society, London, Memoirs*. 2014. Vol. 40. No. 1. P. 57–76.
71. Naylor L.A., Coombes M.A., and Viles H.A. Reconceptualising the role of organisms in the erosion of rock coasts: a new model. *Geomorphology*. 2012. Vol. 157–158. P. 17–30.
72. Glynn P.W. and Manzello D.P. Bioerosion and coral reef growth: a dynamic balance. In *Coral reefs in the Anthropocene*. Springer, Dordrecht. 2015. P. 67–97.
73. Neumann A.C. Observations on coastal erosion in Bermuda and measurements of the boring rate of the sponge, *Cliona lampa*. *Limnology and Oceanography*. 1966. Vol. 11. No. 1. P. 92–108.
74. Kinsey D.W. Standards of performance in coral reef primary production and carbonate turnover. Barnes D.J. (Ed.). *Perspectives on coral reefs*. Brian Clouston, Manuka, 1983. P. 209–220.
75. Bellwood D.R. Direct estimate of bioerosion by two parrotfish species, *Chlorurus gibbus* and *Ch. sordidus*, on the Great Barrier Reef, Australia. *Marine Biology*. 1995. Vol. 121. No. 3. P. 419–429.
76. Moura D., Gabriel S., Gamito S., Santos R., Zugasti E., Naylor L., Gomes A., Tavares A.M., and Martins A.L. Integrated assessment of bioerosion, biocover and downwearing rates of carbonate rock shore platforms in southern Portugal. *Continental Shelf Research*. 2012. Vol. 38. P. 79–88.
77. Coombes M.A., Naylor L.A., Viles H.A., and Thompson R.C. Bioprotection and disturbance: seaweed, microclimatic stability and conditions for mechanical weathering in the intertidal zone. *Geomorphology*. 2013. Vol. 202. P. 4–14.
78. Zorn M.E., Gingras M.K., and Pemberton S.G. Variation in burrow-wall micromorphologies of select intertidal invertebrates along the Pacific Northwest coast, USA: behavioral and diagenetic implications. *Palaios*. 2010. Vol. 25. No. 1. P. 59–72.
79. Teal L.R., Bulling M.T., Parker E.R., and Solan M. Global patterns of bioturbation intensity and mixed depth of marine soft sediments. *Aquatic Biology*. 2008. Vol. 2. No. 3. P. 207–218.
80. Montserrat F., Van Colen C., Degraer S., Ysebaert T., and Herman P.M. Benthic community-mediated sediment dynamics. *Marine ecology progress series*. 2008. Vol. 372. P. 43–59.
81. Vekhov V.N. *Zostera morskaya (Zostera marina L.) Belogo morya (The White Sea Eel-grass (Zostera marina L.))*. Moscow: Moscow State University (Publ.), 1992. 143 p. (in Russ.)
82. Matveeva T.A., Nikitina N.S., and Chernovskaya E.N. *Prichiny i sledstviya neravnomernogo raspredeleniya chervei Fabricia sabella i Arenicola marina na litorali (Causes and consequences of uneven spatial distribution of intertidal worms Fabricia sabella and Arenicola marina)*. *Doklady Akademii Nauk SSSR*. 1955. Vol. 105. No. 2. P. 370–373. (in Russ.)
83. Meadows P.S. and Tait J. Modification of sediment permeability and shear strength by two burrowing invertebrates. *Marine Biology*. 1989. Vol. 101. P. 75–82.
84. Decho A.W. and Gutierrez T. Microbial Extracellular Polymeric Substances (EPSs) in Ocean Systems. *Front. Microbiol.* 2017. Vol. 8. Art. 922. P. 1–28.
85. Hubas C., Sachidhanandam C., Rybarczyk H., Lubarsky H.V., Rigaux A., Moens T., and Paterson D.M. Bacterivorous nematodes stimulate microbial growth and exopolymer production in marine sediment microcosms. *Marine Ecology Progress Series*. 2010. Vol. 419. P. 85–94.
86. Wotton R.S. The utility and many roles of exopolymers (EPS) in aquatic systems. *Scientia marina*. 2004. Vol. 68. No. S1. P. 13–21.
87. Gerbersdorf S.U., Manz W., and Paterson D.M. The engineering potential of natural benthic bacterial assemblages in terms of the erosion resistance of sediments. *FEMS Microbiol. Ecol.* 2008. Vol. 66. P. 282–294.
88. Madsen K.N., Nilsson P., and Sundbäck K. The influence of benthic microalgae on the stability of a subtidal sediment. *Journal of experimental marine biology and ecology*. 1993. Vol. 170. No. 2. P. 159–177.
89. Widdows J. and Brinsley M. Impact of biotic and abiotic processes on sediment dynamics and the consequences to the structure and functioning of the intertidal zone. *Journal of sea Research*. 2002. Vol. 48. No. 2. P. 143–156.
90. Stal L.J. Microphytobenthos as a biogeomorphological force in intertidal sediment stabilization. *Ecological Engineering*. 2010. Vol. 36. No. 2. P. 236–245.
91. Urban-Malinga B. Meiobenthos in marine coastal sediments. *Geological Society, London, Special Publications*. 2014. Vol. 388. No. 1. P. 59–78.
92. Escapa M., Perillo G.M., and Iribarne O. Sediment dynamics modulated by burrowing crab activities in contrasting SW Atlantic intertidal habitats. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2008. Vol. 80. No. 3. P. 365–373.
93. Canal-Vergés P., Vedel M., Valdemarsen T., Kristensen E., and Flindt M.R. Resuspension created by bedload transport of macroalgae: implications for ecosystem functioning. *Hydrobiologia*. 2010. Vol. 649. No. 1. P. 69–76.
94. Defew E.C., Tolhurst T.J., and Paterson D.M. Site-specific features influence sediment stability of intertidal flats. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions, European Geosciences Union*. 2002. Vol. 6. No. 6. P. 971–982.
95. Kornman B.A. and de Deckere E.M.G.T. Temporal variation in sediment erodibility and suspended sediment dynamics in the Dollard Estuary. Black K.S., Paterson D.M., Cramp A. (Eds.). *Sedimentary Processes in the Intertidal Zone*. Geological Society, London, 1998. Special Publications. Vol. 139. P. 231–241.
96. Holland A.F., Zingmark R.G., and Dean J.M. Quantitative evidence concerning the stabilization of sediments by marine benthic diatoms. *Marine Biology*. 1974. Vol. 27. No. 3. P. 191–196.
97. Mazda Y., Magi M., Kogo M., and Hong P.N. Mangroves as a coastal protection from waves in the Tong King delta, Vietnam. *Mangroves and Salt marshes*. 1997. Vol. 1. No. 2. P. 127–135.

98. Tran Quang Bao. Effect of mangrove forest structures on wave attenuation in coastal Vietnam. *Oceanologia*. 2011. Vol. 53. No. 3. P. 807–818.
99. Dahdouh-Guebas F. and Jayatissa L.P. A bibliometrical review on pre-and post-tsunami assumptions and facts about mangroves and other coastal vegetation as protective buffers. *Ruhuna Journal of Science*. 2009. Vol. 4. P. 28–50.
100. Krauss K.W. and Osland M.J. Tropical cyclones and the organization of mangrove forests: a review. *Annals of Botany*. 2020. Vol. 125. No. 2. P. 213–234.
101. Möller I., Spencer T., French J.R., Leggett D.J., and Dixon M. Wave transformation over salt marshes: a field and numerical modelling study from North Norfolk, England. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 1999. Vol. 49. No. 3. P. 411–426.
102. Möller I., Kudella M., Rupprecht F., Spencer T., Paul M., Van Wesenbeeck B.K., Wolters G., Jensen K., Bouma T.J., Miranda-Lange M., and Schimmels S. Wave attenuation over coastal salt marshes under storm surge conditions. *Nature Geoscience*. 2014. Vol. 7. No. 10. P. 727–731.
103. Ford H., Garbutt A., Ladd C., Malarkey J., and Skov M.W. Soil stabilization linked to plant diversity and environmental context in coastal wetlands. *Journal of vegetation science*. 2016. Vol. 27. No. 2. P. 259–268.
104. Christianen M.J.A., van Belzen J., Herman P.M.J., van Katwijk M.M., Lamers L.P.M., van Leent P.J.M., and Bouma T.J. Low-canopy seagrass beds still provide important coastal protection services. *PLoS ONE*. 2013. Vol. 8. No. 5. e62413.
105. Bos A.R., Bouma T.J., de Kort G.L., and van Katwijk M.M. Ecosystem engineering by annual intertidal seagrass beds: sediment accretion and modification. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2007. Vol. 74. No. 1–2. P. 344–348.
106. Borsje B.W., van Wesenbeeck B.K., Dekker F., Paalvast P., Bouma T.J., van Katwijk M.M., and de Vries M.B. How ecological engineering can serve in coastal protection. *Ecological Engineering*. 2011. Vol. 37. No. 2. P. 113–122.
107. Spalding M.D., Ruffo S., Lacambra C., Meliane I., Hale L.Z., Shepard C.C., and Beck M.W. The role of ecosystems in coastal protection: Adapting to climate change and coastal hazards. *Ocean & Coastal Management*. 2014. Vol. 90. P. 50–57.
108. Schoonees T., Gijón Mancheño A., Scheres B., Bouma T.J., Silva R., Schlurmann T., and Schüttrumpf H. Hard Structures for Coastal Protection, Towards Greener Designs. *Estuaries and Coasts*. 2019. Vol. 42. P. 1709–1729.
109. Badyukova E.N., Zhindarev L.A., Luk'yanova S.A., Solov'eva G.D., and Shcherbina V.V. *Osobennosti sovremennoi dinamiki lagunnykh beregov Kurshskoi kossy, yugo-vostok Baltiki* (Peculiarities of recent coastal dynamics of the lagoon of the Kuronian Spit, the SE Baltic). *Litodinamika donnoi kontaktnoi zony okeana* (The lithodynamics of ocean bottom contact zone). Moscow: GEOS (Publ.), 2009. P. 124–130. (in Russ.)
110. Coombes M.A., Naylor L.A., Thompson R.C., Roast S.D., Gómez-Pujol L., and Fairhurst R.J. Colonization and weathering of engineering materials by marine microorganisms: an SEM study. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2011. Vol. 36. No. 5. P. 582–593.

УДК 551.89+551.4.07(-924.2/.3 + -924.7/.9)

ДИНАМИКА ЛАНДШАФТОВ И КЛИМАТА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЕ В ГОЛОЦЕНЕ – ПРОГНОЗНЫЕ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

© 2021 г. Е. Ю. Новенко^{1,2,*}

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

² *Институт географии РАН, Москва, Россия*

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

Поступила в редакцию 29.06.2020 г.

После доработки 17.02.2021 г.

Принята к публикации 09.04.2021 г.

В статье представлен обзор ландшафтно-климатических реконструкций для лесной зоны Центральной и Восточной Европы, выполненных различными методами, в сопоставлении с основными этапами развития рельефа и осадконакопления в голоцене. Рассмотрены ожидаемые климатические изменения согласно сценариям репрезентативных траекторий концентраций парниковых газов, разработанных Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК). Анализ данных показал, что в раннем голоцене (11.7–8.2 тыс. кал. л. н.) в условиях быстрого потепления климата произошла трансформация всех ландшафтных компонентов, значительные изменения претерпели рельефообразующие процессы. В этот период происходила деградация многолетней мерзлоты, сформировалась реликтовая криогенная морфоскульптура, кардинальные изменения претерпели гидрологический режим рек и флювиальное рельефообразование, имело место постепенное ослабление эоловых процессов. В среднем голоцене для временного интервала 8.2–5.7 тыс. кал. л. н. были характерны максимальная теплообеспеченность по сравнению с остальными периодами голоцена и ослабление градиента температур в направлении с запада на восток. В это время в среднеширотной области Европы существовала единая зона широколиственных лесов. Начиная с 5.7 тыс. кал. л. н., похолодание климата привело к усилению секторной дифференциации растительного покрова. В западных районах начинается экспансия бука и граба, на востоке увеличивается роль ели в лесных сообществах. Климатические реконструкции для позднего голоцена (4.2 тыс. кал. л. н. – настоящее время) показали, что на фоне общего тренда к снижению теплообеспеченности выделяются периоды потеплений и похолоданий. Сформировался современный ландшафтный покров, усилилось влияние антропогенного фактора. Согласно данным палеоботанических, изотопно-геохимических и палеогидрологических исследований в различных регионах Центральной и Восточной Европы в периоды потеплений климат был более сухой, чем в настоящее время, преимущественно за счет изменения баланса осадки/испарение, а похолодания сопровождалось ростом увлажнения, увеличением частоты и высоты весенних половодий с соответствующим усилением осадконакопления на поймах рек, формированием вторичных врезов в оврагах и балках. Считая климатические реконструкции для голоцена изучаемой территории сценариями возможных изменений климата в текущем столетии, можно ожидать, что рост температур, особенно в летний период, будет причиной возрастания частоты засух и опасных геоморфологических процессов, связанных с неравномерностью выпадения осадков.

Ключевые слова: палеоклиматические реконструкции, палеогеоморфология, палеогеография, Европейская территория России, лесная зона

DOI: 10.31857/S0435428121030093

ВВЕДЕНИЕ

Ретроспективному анализу ландшафтно-климатических изменений в голоцене посвящено большое количество работ [1–15], в то же время это направление исследований остается очень востребованным на современном этапе развития палеогеографических знаний. Подобные иссле-

дования необходимы для решения актуальной в настоящее время фундаментальной научной проблемы, связанной с оценкой современного состояния, устойчивости и изменчивости природной среды под влиянием природных и антропогенных факторов [16–18].

Согласно данным по изотопно-кислородному составу льдов скважины NGRIP в Гренландии,

принятой Международной стратиграфической комиссией (МСК) как стратотипический разрез голоцена, возраст нижней границы составляет 11,7 тыс. кал. (календарных) л. н. [19, 20]. В 2018 г. Международный союз геологических наук ратифицировал деление голоцена на три подэпохи: ранний голоцен (гренландий, 11 700–8236 лет до 2000 г. н. э.), средний (нордгриппий, 8236–4250 лет до 2000 г. н. э.) и поздний (мегхалий, 4250 л. н. – настоящее время), которые были выделены на основе изучения ледовых кернов и спелеотем [19, 20]. Однако границы подэпох, особенно между средним и поздним голоценом, вызвали серьезные дискуссии среди исследователей. В России для изучения изменений природной среды часто используется схема периодизации голоцена Блитта–Сернандера, модифицированная для европейской части России Н.А. Хотинским [21]. Согласно этой схеме, голоцен разделяется на пять периодов: пребореальный, бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический. В последнее время исследователи при реконструкции динамики растительности и климата в голоцене, в основном, оперируют определениями абсолютного возраста, используя периоды голоцена схемы Блитта–Сернандера, скорее, как хронологические, а не климатостратиграфические подразделения [7, 8, 11, 15, 22].

В статье представлен обзор ландшафтно-климатических реконструкций для лесной зоны Центральной и Восточной Европы (рис. 1), обобщены накопленные к настоящему моменту палеоботанические данные и основанные на них палеоклиматические реконструкции, выполненные различными методами, в сопоставлении с опубликованными для этой территории материалами геоморфологических, изотопно-геохимических и других методов исследований.

РАННИЙ ГОЛОЦЕН (11,7–8,2 тыс. кал. л. н.)

Согласно концепции об асимметрии основного климатического тренда в межледниковье [16] для начальных фаз голоцена был характерен быстрый рост теплообеспеченности по всей территории Северной Евразии. Ландшафтно-климатические реконструкции для Центральной и Восточной Европы свидетельствуют о существенной перестройке природной среды в раннем голоцене в результате потепления климата, деградации ледниковых покровов, гляциоэвстатических и гляциоизостатических колебаний уровня Мирового океана, изменений гидрологической сети [16, 23–26]. В начале голоцена происходила постепенная деградация многолетней мерзлоты на обширных пространствах позднеледниковой перигляциальной зоны, за исключением крайнего севера и северо-востока Европы [1].

Сформировалась реликтовая криогенная морфоскульптура, имели место вытаивание повторно-жильных льдов и погребение плейстоценового полигонально-валикового рельефа на всех геоморфологических уровнях, активно развивался термокарст [27]. В этот же период началось интенсивное заболачивание депрессий рельефа и термокарстовых западин. Как показывают обобщения большого массива данных радиоуглеродных датировок базальных горизонтов торфа в болотах по всей территории субарктической и бореальной областей Северной Евразии, большинство болот образовалось между 11 и 9 тыс. кал. л. н. [28, 29].

Ранний голоцен – эпоха кардинальных изменений гидрологического режима рек и флювиального рельефообразования. Одним из наиболее ярких палеогидрологических феноменов на равнинах в Центральной и Восточной Европе являются непропорционально большие палеоруслы в речных долинах, формирование которых связывают с увеличением стока в позднеледниковье [23]. В Центральной Европе они описаны на Среднедунайской [30–32] и Великопольской низменностях [33, 34], и широко распространены на Восточно-Европейской равнине [23, 35]. Уменьшение стока в результате потерь влаги на испарение и инфильтрацию при повышении температуры воздуха и таяния многолетней мерзлоты в раннем голоцене привели к отмиранию макроизлучин и формированию рек существенно меньших размеров, близких к современным [23, 26].

В начале голоцена происходило постепенное ослабление эоловых процессов, игравших значительную роль в рельефообразовании в предшествующую эпоху [36]. Согласно с имеющимися результатами исследований, время активного формирования древних материковых дюн охватывает интервал от 15 до 8 тыс. кал. л. н. Дюны представляют собой типичные формы мезорельефа на флювиогляциальных песчаных равнинах в Дании, Германии и Польше [37, 38], а также являются характерными элементами ландшафтов в поясе полесий Восточно-Европейской равнины, протянувшемся от бассейна Припяти до Камы [39–41]. Несмотря на то что пик активности эолового рельефообразования в этих регионах пришелся на позднеледниковье, эоловые процессы протекали на протяжении всего раннего голоцена, постепенно затухая по мере нарастания влажности климата и появления сомкнутого растительного покрова [37].

Согласно палеоботаническим данным в раннем голоцене в Центральной и Восточной Европе были распространены березово-сосновые и березовые леса, в которые трансгрессивно в направлении с ЮЗ на СВ начали внедряться широколиственные породы деревьев (рис. 2, 3). Расселение

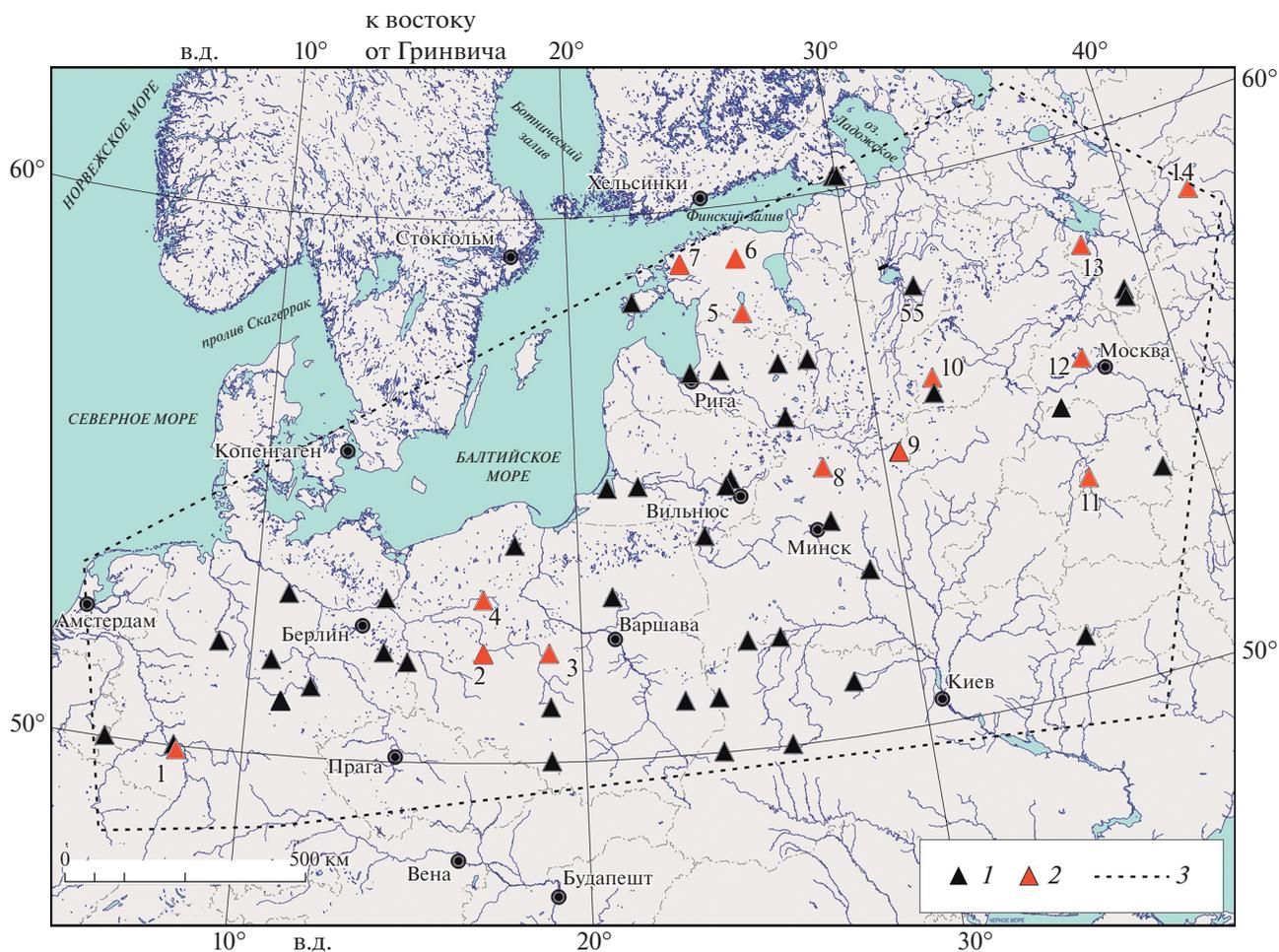


Рис. 1. Изучаемая территория и положение основных разрезов отложений голоцена, упоминаемых в тексте.

Разрезы: 1 – детально изученные и подробно датированные (по Е.Ю. Новенко [22] с дополнениями), 2 – упоминаемые в тексте (1 – оз. Хольцмаар, 2 – оз. Ледница, 3 – оз. Гостенж, 4 – болото Тухола, 5 – оз. Райгаствере, 6 – оз. Виитна, 7 – оз. Руила, 8 – оз. Старое, 9 – оз. Межузол, 10 – болото Старосельский мох, 11 – болото Клюква, 12 – оз. Долгое, 13 – Половецко-Купанское болото, 14 – Галичское озеро); 3 – границы территории, для которой выполнен обзор палеогеографических данных, представленных в статье.

относительно термофильных видов дендрофлоры зависело не только от климатических условий региона, но и от расстояний от позднеплейстоценовых рефугиумов [42]. На территории современной Германии, Польши и стран Балтии березово-сосновые и дубово-сосновые леса с участием вяза и подлеском из лещины были распространены уже начиная с 10.5 тыс. кал. л. н. (рис. 2) [43–51]. В разрезах Белорусского Поозерья подъем кривой пыльцы широколиственных пород относится к рубежу 9.5 тыс. кал. л. н. [52, 53]. В центральных районах Восточно-Европейской равнины широколиственные породы деревьев начали составлять значительную долю в древостоях около 9.0–8.9 тыс. кал. л. н. на Смоленско-Московской и Среднерусской возвышенностях [54, 55] и только после 8.0 тыс. кал. л. н. в бассейне Верхней Волги (рис. 3) [56, 57].

Климатические реконструкции, основанные на палеоботанических данных, показали, что в Центральной Европе в раннем голоцене средняя температура января не превышала -2°C , а в июле не опускалась ниже 15°C [58]. Согласно реконструкциям, полученным по результатам анализа экологических предпочтений видов фауны жесткокрылых, летние температуры в Северной Европе находились в интервале $17-19^{\circ}\text{C}$, а в Центральной Европе могли быть даже выше [59]. На севере Белоруссии среднегодовые, зимние и летние температуры, рассчитанные с использованием результатов спорово-пыльцевого анализа в период 10.5–9.5 тыс. кал. л. н., были на 2°C ниже, чем в настоящее время (4 , -8 и 16°C соответственно), а в интервале 9.5–8.5 тыс. кал. л. н. теплообеспеченность достигла современного уровня [52]. Быстрое потепление и относительно теплые кли-

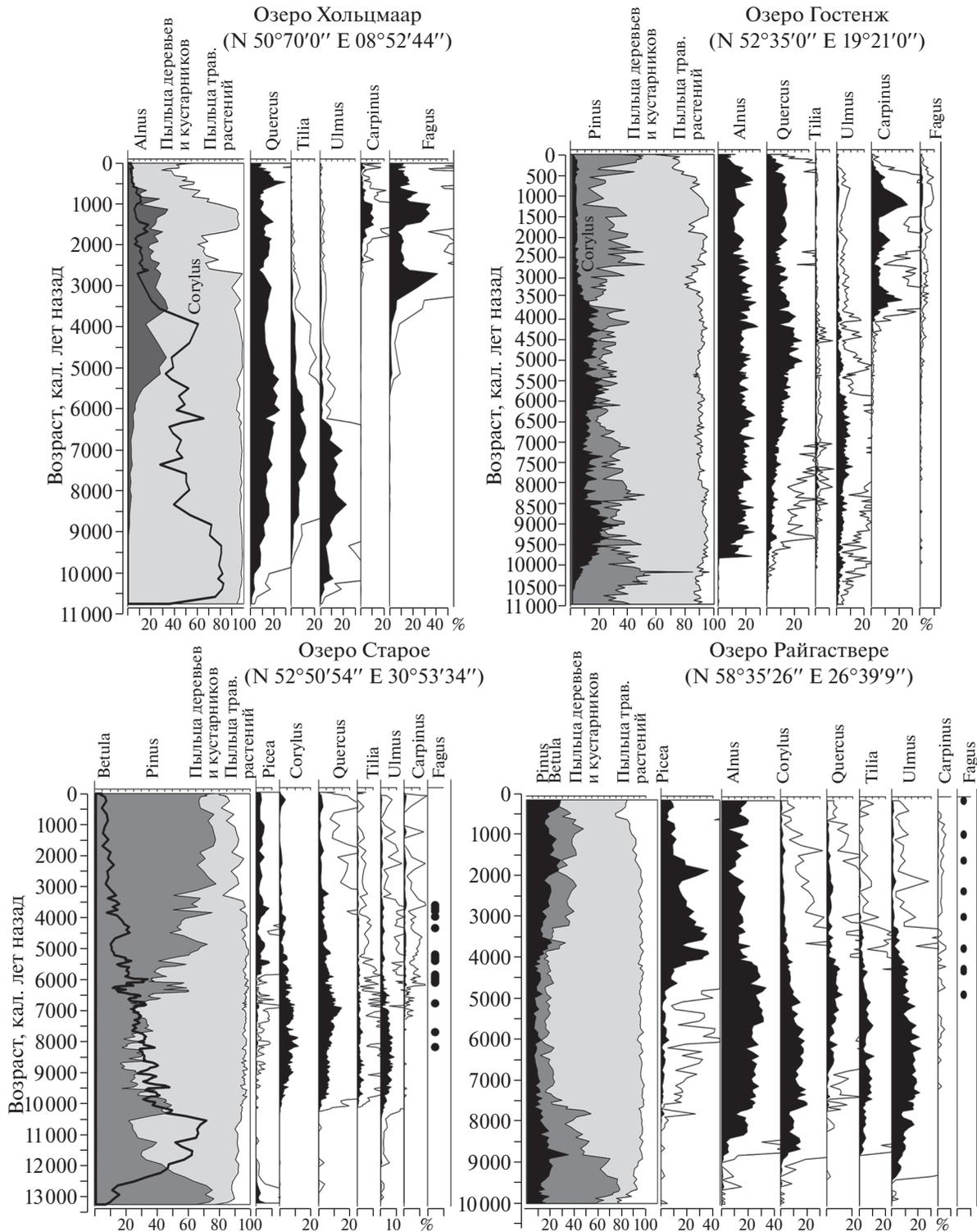


Рис. 2. Изменение содержания пыльцы основных лесобразующих пород в голоцене: сокращенные спорово-пыльцевые диаграммы разрезов отложений озер Хольцмаар (Германия [50]), Гостенж (Польша [51], Старое (Белоруссия [52]) и Райгаствере (Эстония [49]). Дополнительный контур показывает увеличение базового пыльцевого таксона в 10 раз. Точками обозначены единичные пыльцевые зерна.

матические условия в начале голоцена выявлены и для побережья Балтийского моря. Так, например, 10,0 тыс. кал. л. н. в Латвии летние темпера-

туры составляли около 17°C (на 1°C ниже современных значений), но уже к 9,0 тыс. кал. л. н. повысились на 1,5°C [60]. В центральных районах

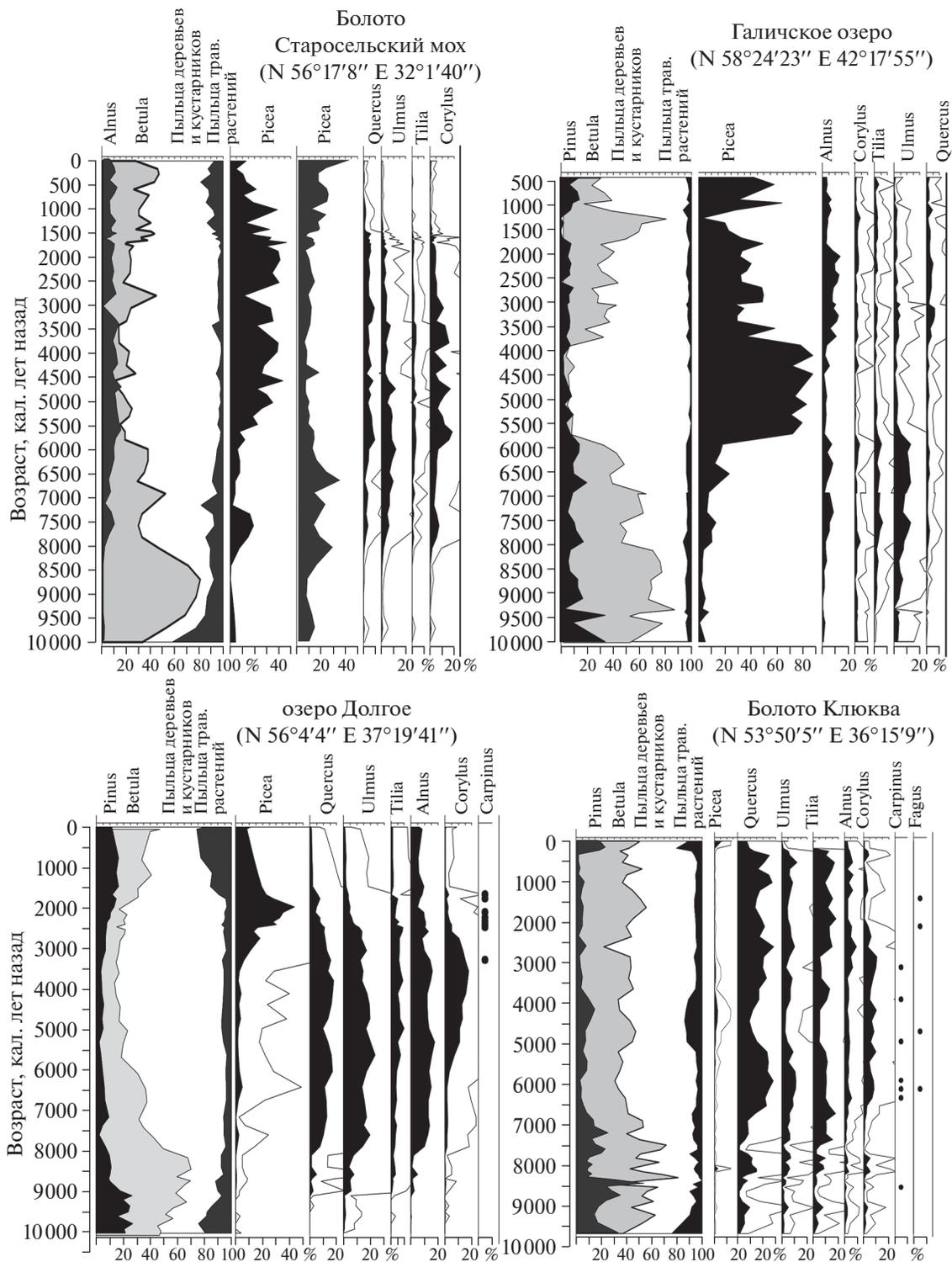


Рис. 3. Изменение содержания пыльцы основных лесобразующих пород в голоцене.

Сокращенные спорово-пыльцевые диаграммы разрезов голоценовых отложений европейской части России: болото Старосельский мох [56], оз. Галичское [81], оз. Долгое [92], болото Клюква [55]. Усл. обозначения – см. рис. 2.

Восточно-Европейской равнины все температурные показатели были ниже современных значений в период 10.1–7.9 тыс. кал. л. н. [61, 62].

Детальные исследования разрезов континентальных и морских отложений в Северной Европе [63], а также изменения изотопно-кислородного

состава ледяных кернов в Гренландии [64] свидетельствуют о климатических флуктуациях в раннем голоцене на фоне общего тренда к потеплению климата (рис. 4). Выделено несколько ярко выраженных кратковременных фаз похолоданий: “пребореальная осцилляция” (11.3–11.15 тыс. кал. л. н.), “событие 10.2 тыс. кал. л. н.” и “событие 8.2 тыс. кал. л. н.” [64–70]. Последнее из этих событий изучено наиболее детально. Реконструкции палеотемператур, полученные по палинологическим данным, показали, что в бассейне Верхней Волги на Европейской территории России, на севере Беларуси и в Литве в период похолодания, соответствующего “событию 8.2 тыс. кал. л. н.”, среднегодовая температура понизилась на 2–3°C [62, 71], а в Эстонии, Финляндии и южной Швеции падение среднегодовых температур составило 1.5–2.0°C [48, 49, 72, 73]. Реконструкции, основанные на данных диатомового анализа, указывают на снижение летних температур на 0.75–1.0°C на севере Финляндии [74]. Обобщение большого количества пыльцевых диаграмм и климатических реконструкций позволило Б. Дэвису и соавт. [7] реконструировать снижение среднегодовой температуры в целом для Европы на 1°C около 8.2 тыс. кал. л. н. (рис. 4).

Причины короткопериодных и резких похолоданий климата в раннем голоцене остаются предметом дискуссий. По данным изменения содержания катиона K^+ в ледяном керне скважины GISP2 в Гренландии [8], являющегося индикатором интенсивности Сибирского антициклона, и катиона Na^+ , отражающего глубину развития Исландского минимума, в периоды этих похолоданий происходило ослабление западного переноса воздушных масс и усиление Сибирского антициклона (рис. 4). Одной из возможных причин климатических флуктуаций было ослабление термогалинной циркуляции в Северной Атлантике [75]. Во время похолодания 8.2 тыс. кал. л. н. эти изменения могли быть вызваны выбросом в океан больших масс пресной воды из крупного приледникового оз. Агассис в Северной Америке [68, 76].

Реконструкции количества осадков в раннем голоцене немногочисленны [61, 62, 77–79] и свидетельствуют о сложной временной и пространственной динамике увлажнения. Согласно данным Е.Ю. Новенко и А.В. Ольчева [62], в период до 9.5 тыс. кал. л. н. среднегодовое количество осадков было меньше современных значений в бассейне Верхней Волги и на Валдае, но превышало их на северо-западе Среднерусской возвышенности (рис. 5). Почти синхронное увеличение количества осадков на всей территории центральных районов европейской части России реконструировано для периода 9.1–8.5 тыс. кал. л. н., когда осадков выпадало в год на 100–200 мм больше, чем в настоящее время [62].

Косвенными источниками информации о влажности климата могут служить данные о колебаниях уровня озер. Результаты изучения серии озер в Швейцарии и Французских Альпах [80], основанные на 180 радиоуглеродных, дендрохронологических и археологических датировках, показали сложную динамику увлажнения в раннем голоцене. Выявлены фазы повышения уровня озер 10.3–10.0 и 9.55–9.15 тыс. кал. л. н., разделенные периодом, когда уровень озер был значительно ниже современного. Исследования в Южной Швеции [78] показали экстремально низкий уровень озер в интервале примерно 10.5–9.7 тыс. кал. л. н., который затем сменился его быстрым подъемом.

СРЕДНИЙ ГОЛОЦЕН (8.2–4.2 тыс. кал. л. н.)

Большое количество исследований, посвященных изменению условий окружающей среды в голоцене, показали, что средняя его подэпоха включает две четко выраженные фазы – термический максимум (8.2–5.7 тыс. кал. л. н.) и последующее похолодание климата [1, 6–8, 11, 21, 58, 81].

Термический максимум голоцена 8.2–5.7 тыс. кал. л. н.

В среднем голоцене литогенная основа ландшафтов в целом была близка к современному состоянию. Наиболее активные преобразования охватывали поймы рек и малые эрозионные формы, продолжалось накопление торфа на слабодренированных водоразделах и на речных террасах. Как показывают результаты палеогидрологических исследований, в период между 8 и 5 тыс. кал. л. н. поймы формировались реками в 1.5–2 раза меньших размеров, чем в раннем голоцене, но с более крутыми излучинами [23, 26]. Размеры палеорусел, образовавшихся в этот период, свидетельствуют о довольно низких расходах воды. По данным А.Ю. Сидорчука и соавт. [82], сток рек на северном мегасклоне Восточно-Европейской равнины был на 30%, а в бассейнах Дона и Днепра на 40% меньше, чем в настоящее время с той же водосборной площади. В бассейне Волги сток рек был почти вдвое ниже современных значений.

В период термического максимума голоцена продолжают активные процессы болотообразования во многих регионах Европы. Так, например, в Карелии, в этот период образовалось около 40% болотных массивов [83]. Обобщение радиоуглеродных датировок базальных горизонтов торфа в болотах Мещерской низменности показало, что большая часть болот, образовавшихся путем суходольного заболачивания, имеют возраст 8.8–5.7 кал. л. н. [84]. Подобные закономерности про-

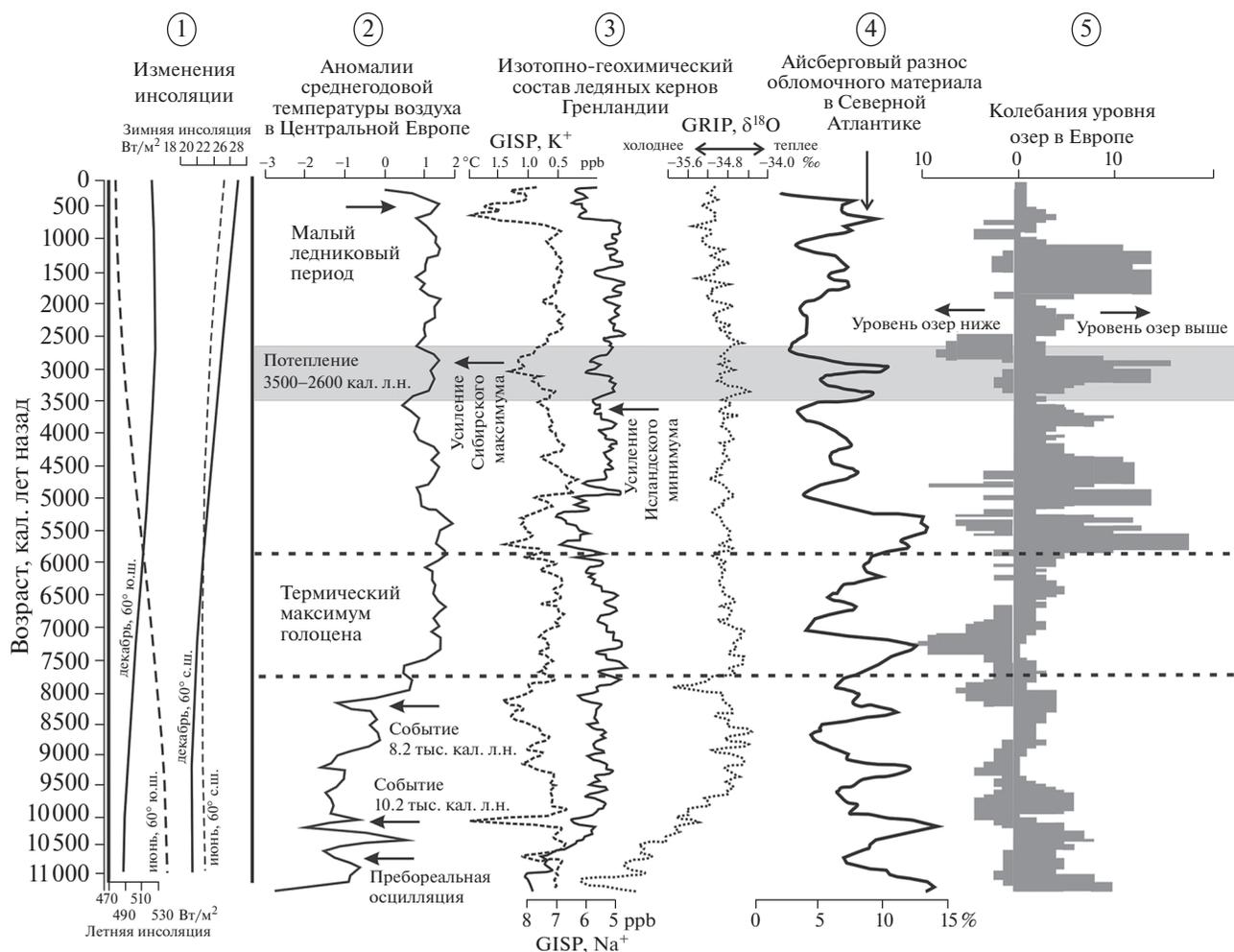


Рис. 4. Климатические изменения на территории Европы в голоцене (реконструкции по данным различных природных архивов).

1 – зимняя и летняя инсоляция на 60° с. ш. и 60° ю. ш. [111]; 2 – реконструкция среднегодовой температуры в Европе по палинологическим данным, выраженная в отклонениях от современных значений [7]; 3 – изменения изотопно-геохимического состава льда в ядрах скважин GISP2 и GRIP в Гренландии: содержание катиона K^+ и катиона Na^+ скважины GISP2 [8], изменения $\delta^{18}O$ скважины GRIP [110]; 4 – изменение интенсивности айсбергового разроса обломочного материала в Северной Атлантике, выраженное в процентном соотношении петрологических маркеров [112]; 5 – колебания уровня озер на территории Франции и Швейцарии (количество радиоуглеродных дат с шагом 50 лет, характеризующих более высокий или низкий уровень озер по сравнению с современным [80]).

слежены также для болот в восточной Польше и на западе Украины [85].

В интервале 8.0–5.7 тыс. кал. л. н. широколиственные леса были распространены повсеместно в среднширотной области Европы (рис. 2, 3). На северо-западе Европы лесные формации были образованы дубом, липой и вязом с небольшим участием тиса и падуба. В Германии, в южной Швеции, Дании и Польше наивысшего развития достигали дубовые леса с примесью вяза, липы и ольхи и сосново-дубовые леса на песчаных равнинах [43, 44, 46–51, 86–88]. В области герцинских массивов (Шварцвальд, Тюрингский бассейн, Чешский массив) в состав древостоев входили ель и пихта [89].

На Восточно-Европейской равнине, в странах Балтии, на севере и востоке Беларуси и в центральных районах европейской части России хорошо дренированные местообитания на вторичных моренных равнинах занимали смешанные дубово-вязово-липовые леса с подлеском из лещины, в переувлажненных экотопах произрастали ольшаники [21, 22, 54–57, 90–95]. На низменностях Белорусского Полесья, Принеманья и Мещерской полесской низины, сложенных флювиогляциальными песками, произрастали сосновые боры с участием широколиственных пород и ольхи [53, 96, 97].

Обширная литература посвящена реконструкциям климатических условий термического мак-

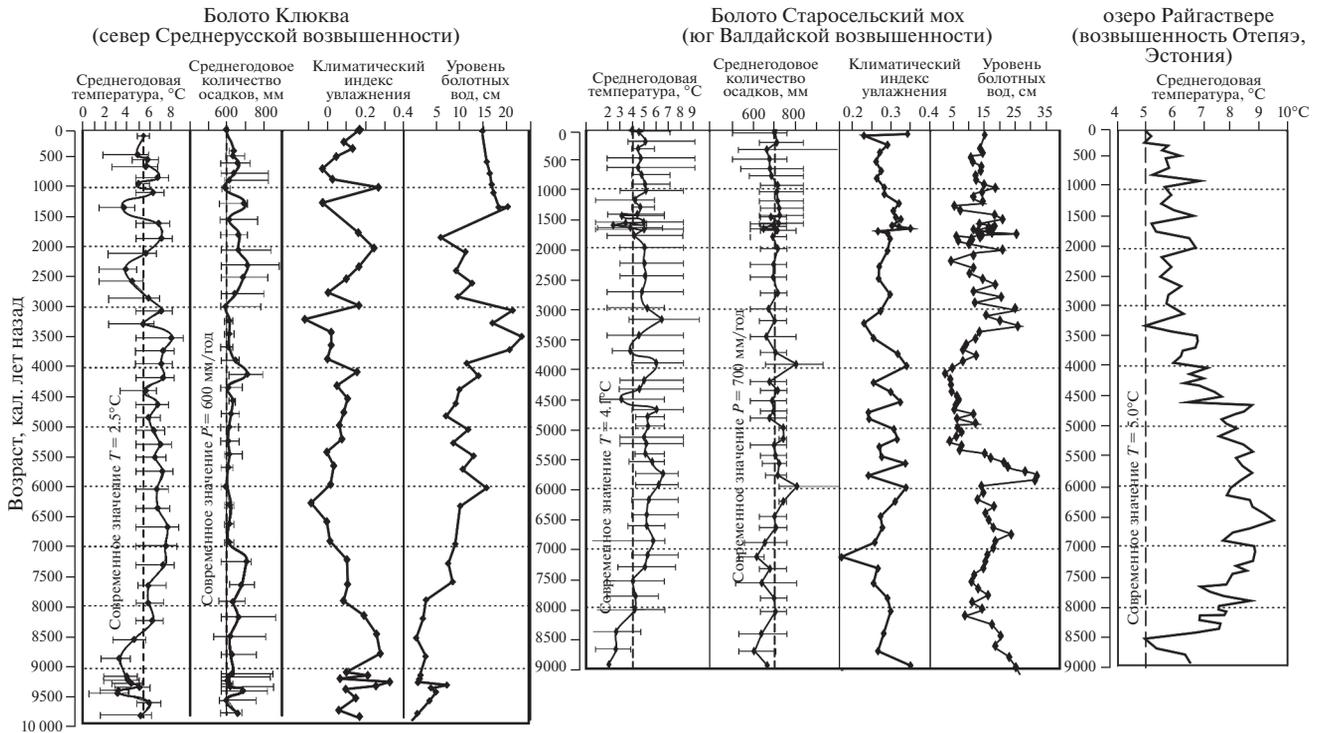


Рис. 5. Климатические изменения на Восточно-Европейской равнине в голоцене: палеоклиматические реконструкции по разрезам болот Клюква [105], Старосельский мох [104] и озера Райгаствере [49].

симума голоцена, как в глобальном масштабе [2, 7, 8, 98–101], так и на региональном уровне [49, 72–74, 102]. Рассматривая имеющиеся данные о палеоклиматических условиях периода 8.0–5.7 тыс. кал. л. н. в Центральной и Восточной Европе, можно сделать заключение о потеплении климата и ослаблении градиента температур в направлении с запада на восток. Так, например, реконструкции В. Загвийна [58] методом индикаторных видов на основе данных по 136 разрезам в Европе показали, что средние температуры января и июля на территории Германии и на западе Польши были близки к современным ($T_1 = -1...0^\circ\text{C}$; $T_{VII} = 19^\circ\text{C}$). Реконструкции палеотемператур “методом лучших аналогов” по данным разреза оз. Ледница в центральной Польше [77] также выявили среднюю температуру января около 0°C , что на 2°C выше современных значений.

Реконструкции, полученные при помощи переходной функции по палинологическим данным по разрезам озер Райгаствере (рис. 5), Виитна и Руила в Эстонии, свидетельствуют о повышении среднегодовых температур в среднем голоцене до $8-9^\circ\text{C}$, что на $3-3.5^\circ\text{C}$ превышает современный уровень [49]. Реконструкции летних температур этим же методом по данным разреза озера Курьяновас в Латвии указывают на рост летних температур до $19-20^\circ\text{C}$, что на $2-3^\circ\text{C}$ выше, чем в настоящее время [60]. Обобщение па-

леотемпературных данных, выполненное Х. Септэ и соавт. [49], основанное на 36 реконструкциях среднегодовой и июльской температуры по отдельным разрезам Скандинавии и стран Балтии, показало, что в период 8.0–4.8 тыс. кал. л. н. имел место четко выраженный максимум теплообеспеченности климата, когда годовые температуры превышали современные значения в среднем на 2°C .

Значительное потепление климата в период 8.5–5.7 тыс. кал. л. н. установлено также для территории северной Беларуси. Выявлено повышение среднегодовых температур на $2-4^\circ\text{C}$ по сравнению с современными значениями, а также существенный рост зимних температур [52].

В центре европейской части России реконструкции климатических характеристик, проведенные по палинологическим данным болота Старосельский мох (рис. 5), выявили, что в интервале 7.5–6.5 тыс. кал. л. н. условия теплообеспеченности юга Валдайской возвышенности были близки к современным, а в период 6.5–5.9 тыс. кал. л. н. среднегодовая температура превышала современные значения на 2°C и была равна 6°C . Согласно реконструкциям О.К. Борисовой [102], основанным на анализе ископаемой флоры, теплообеспеченность в бассейне Верхней Волги была значительно выше для всего периода 7.6–5.9 тыс. кал. л. н. Средняя температура января превышала современ-

менные значения на 6°C, средняя температура июля была близка к современным значениям (17°C). Южнее, как показывают наши реконструкции по палинологическим данным по болоту Клюква (рис. 5) на северо-западе Среднерусской возвышенности, существенное потепление установлено для периода 7.5–5.7 тыс. кал. л. н., когда средняя температура года была на 3°C выше, чем в настоящее время.

Согласно реконструкции среднего отклонения годовой суммы осадков от современных значений для Северного полушария для хроносреза примерно 6.8–6.3 тыс. кал. л. н. (6.0–5.5 тыс. ¹⁴C л. н.), полученной А.А. Величко и соавт. [2], на территории Центральной Европы количество осадков было близко к современным показателям, а для территории Восточной Европы было характерно их сокращение на 25 мм в год. Расчеты разности между осадками и потенциальным испарением, выполненные Ж. Гуйо и соавт. [98], показали, что около 6.8 тыс. кал. л. н. (6000 ¹⁴C л. н.) климат был немного более сухим в Центральной Европе, а на территории Восточно-Европейской равнины условия увлажнения были близки к современным, за исключением восточной части Европейской территории России.

Реконструкции увлажнения климата на территории Восточно-Европейской равнины показали, что годовое количество осадков в северной части Беларуси [52], на западе европейской части России в Приильменской низменности [93] и на северо-западе Среднерусской возвышенности (разрез болота Клюква) было близким к современному, что при повышении летних температур, возможно, могло приводить к иссушению климата за счет увеличения испарения. На юге Валдайской возвышенности, согласно реконструкции по данным разреза болота Старосельский мох, в период 7.5–6.8 тыс. кал. л. н. осадков в год выпадало на 50–75 мм меньше, чем сейчас, а в период 6.8–6.1 тыс. кал. л. н. условия увлажнения были близки к современным. Реконструкции, выполненные В.А. Климановым по данным из разреза Половецко-Купанского болота, также указывают на снижение среднегодового количества осадков на 25–50 мм в Ярославском Поволжье в течение всего среднеголоценового термического максимума [61]. По оценкам О.К. Борисовой для этой же территории осадков выпадало около 600 мм в год [102], что близко к современным значениям.

Для оценки условий увлажнения в течение голоцена нами был применен климатический индекс увлажнения (climate moisture index, CMI). В основу CMI положено соотношение годового количества осадков и величины потенциального испарения (испаряемости) [103]. Необходимое для расчетов потенциальное испарение рассчитывается с помощью уравнения Пристли–Тейлора с

использованием информации об изменении растительности и температуры, реконструированном по палинологическим данным разрезов болот Старосельский мох и Клюква. Расчеты показали, что на Валдайской и Среднерусской возвышенностях величина испаряемости была почти равна количеству выпадающих осадков в период 7.0–5.5 тыс. кал. л. н. (рис. 5), что указывает на относительно сухие климатические условия [104, 105].

Одним из косвенных показателей уменьшения влажности климата в среднем голоцене являются данные о колебаниях уровня озер. Для территории Центральной Европы в целом характерно понижение уровня озер около 7.0 тыс. кал. л. н. [80]. Существенное снижение уровня озер выявлено в это же время в бассейне Верхней Волги [106]. Однако в озерах в отдельных регионах, например, в южной Швеции могло происходить как существенное снижение, так и повышение уровня [78].

В Германии широко известна и описана в многочисленных разрезах в Саксонии, Гессене и Нижней Саксонии так называемая “черноземовидная пойменная почва” (Schwarzer Auenboden), возраст которой, определенный различными методами, относится к среднему голоцену [107]. Формирование этой почвы указывает на снижение высоты половодий, стабилизацию поверхности и активные процессы почвообразования. Об уменьшении водности рек в этот же период на Восточно-Европейской равнине свидетельствуют результаты исследований морфологии речных излучин [82, 108] и строения почвенных профилей на поймах рек [25].

Другой подход к оценке условий увлажнения – реконструкции колебания уровня болотных вод по ризоподным данным. Подобные расчеты при помощи переходной функции на основе изменений видового состава сообществ раковинных амёб из разреза болота Тухола в северной Польше [47] показали экстремально сухой период 7.15–6.8 тыс. кал. л. н., что хорошо согласуется с данными по колебаниям уровня озер этого региона [109]. Исследования на юге Валдайской возвышенности позволили выделить два периода понижения поверхностной влажности в болоте Старосельский мох (рис. 4), обусловленных сухими условиями в летний период – 7.0–6.2 и 6.0–5.5 тыс. кал. л. н. [104]. Сходные результаты получены по данным ризоподного анализа болота Клюква на Среднерусской возвышенности [105], где период понижения уровня болотных вод выделен между 6.8 и 5.5 тыс. кал. л. н. (рис. 4).

Период 5.7–4.2 тыс. кал. л. н. — начало “неогляциала”, “событие 4.2 тыс. кал. л. н.”).

Климатические реконструкции, выполненные по материалам разных природных архивов с широким географическим охватом, убедительно демонстрируют смену тренда глобальных климатических изменений и начало похолодания климата после 5.7–5.5 тыс. кал. л. н. [6–9, 11, 21, 110], причиной которого, очевидно, явилось сокращение прихода солнечной радиации в летний период [111] (рис. 4). Этому времени соответствуют повсеместное наступание горных ледников (начало “неогляциала” [4, 9]), усиление западного переноса воздушных масс [8]. В морских отложениях в Северной Атлантике вновь отмечаются увеличение поступления минеральных частиц за счет айсбергового разноса (рис. 4) и появление холодолюбивых видов планктонных фораминифер [112]. Похолодание и увлажнение климата привело к существенному (в 1.5–2 раза) увеличению стока воды в речных системах Центральной и Восточной Европы и смене морфодинамического типа речных русел на значительных территориях [26], а также к возрастанию высоты половодий [113].

В Западной и Центральной Европе, начиная с 5.7 тыс. кал. л. н., происходило постепенное распространение граба и бука и усиление их роли в качестве доминантов лесных сообществ (рис. 2), на севере и северо-востоке Восточной Европы увеличилась доля ели в древостоях (рис. 3). На протяжении второй половины голоцена исследователи Восточной Европы выделяют несколько последовательных фаз увеличения и сокращения доли ели и широколиственных пород. На территории Белорусского Поозерья, в Прибалтике и в бассейне Верхней Волги на территории России первая фаза распространения еловых и широколиственно-еловых лесов относится к рубежу около 5.7–5.5 тыс. кал. л. н. [21, 49, 96, 114, 115]. В Вятско-Камском крае возрастало участие пихты в лесных сообществах [116]. На Смоленско-Московской и Среднерусской возвышенностях, а также в поясе полесий в растительном покрове в то же время продолжали преобладать смешанные широколиственные и широколиственно-сосновые леса [22, 79, 117, 118].

Реконструкции изменения палеотемператур для территории Европы [7] показали, что в центральной ее части понижение средних температур января, июля и года после 5.7 кал. л. н. не превышало 2°C. Согласно климатическим реконструкциям по данным разрезов в Эстонии [49], в Латвии [60], на севере Беларуси [52] и в европейской России на Приильменской низменности [93] и на Валдайской возвышенности [104] снижение среднегодовых температур около 5.7 тыс. кал. л. н. составляло 2–3°C (рис. 5), осад-

ки были близки к современным значениям, а около 4.5 тыс. кал. л. н. их количество возросло до 800 мм/год (на 100 мм выше, чем сейчас). На Среднерусской возвышенности [55] среднегодовые температуры понизились на 1–2°C и достигли современных значений, осадков выпадало 600 мм/год (рис. 5).

К настоящему времени существует очень мало исследований, посвященных изменению климата и окружающей среды в период “события 4.2 тыс. кал. л. н.” в Европе. Немногочисленные реконструкции, полученные по различным природным архивам, противоречивы, и выделенные климатические сигналы асинхронны [119, 120]. В целом для Северной Евразии была выдвинута гипотеза об увеличении амплитуды температур между сезонами года во время “события 4.2 кал. л. н.” [121]. Понижение зимних температур связывают с ослаблением исландского минимума [122]. На севере Африки и в Средиземноморском регионе этот период был сопряжен с длительными летними засухами [123].

ПОЗДНИЙ ГОЛОЦЕН

(4.2 тыс. кал. л. н. — настоящее время)

В позднем голоцене изменения растительности и динамика рельефообразующих процессов были обусловлены как климатическими изменениями, так и действием антропогенного фактора, влияние которого особенно усилилось в последнее тысячелетие.

Растительный покров Центральной Европы окончательно сформировался в позднем голоцене, когда наибольшие площади заняли буковые, буково-грабовые и буково-дубовые леса (рис. 2). В распространении буковых лесов отмечается некоторое запаздывание в направлении с запада на восток. Так, в западной и центральной Германии, в бассейнах Рейна, Везера и Заале подъем кривой бука на спорово-пыльцевых диаграммах относится ко времени около 3.7–3.9 тыс. кал. л. н., но уже на востоке Германии в бассейнах Эльбы и Одера и в западной Польше бук становится основной лесообразующей породой только около 2.8–2.6 тыс. кал. л. н. [43, 46, 47]. В центральной и восточной Польше [124] основными лесообразующими породами были граб и сосна, при значительном участии дуба. Бук присутствовал на этих территориях в виде примеси. Формирование грабовых лесов началось около 3.5 тыс. кал. л. н., когда граб постепенно вытеснил из древостоев дуб и липу. В Белорусском Полесье в течение интервала 2.7–1.0 тыс. кал. л. н. возрастает участие в спектрах пыльцы граба (до 10%), палинологические данные указывают на распространение смешанных сосново-широколиственных лесов с участием дуба и граба и с примесью липы, вяза, ели и, возможно, бука [51–53, 96]. Пыльца граба отме-

чена в спорово-пыльцевых спектрах позднего голоцена из разрезов в странах Балтии повсеместно. Однако ее содержание не превышает 1–2%.

На территории Центральной России перестройка растительного покрова была связана с увеличением доли ели, которое происходило трансгрессивно с севера на юг (рис. 3). И если на северо-западе России и в бассейне Верхней Волги еловые и широколиственно-еловые леса начали формироваться еще около 5.7 тыс. кал. л. н. (в среднем голоцене), то на Смоленско-Московской возвышенности и в поясе псаммофитно-боровых ландшафтов полесий увеличение доли ели в древостоях началось около 2.7–2.5 тыс. кал. л. н., хотя в небольшом количестве ель присутствовала в этих регионах и ранее [54, 91–97, 104]. Южнее, в бассейне Верхней Оки и на Среднерусской возвышенности, широколиственные леса из дуба, вяза и липы сохранялись на протяжении всего голоцена [55]. Ель, будучи на границе своего ареала, входила в лесные ценозы в виде примеси в благоприятных экотопах, начиная с 2.5 тыс. кал. л. н.

Исследования климатических изменений в позднем голоцене, как в отдельных регионах, так и для территории Европы в целом, показали, что на фоне общего тренда к снижению теплообеспеченности выделяются периоды потеплений и похолоданий. Климатические реконструкции по палинологическим данным ряда разрезов (озер Курьяновас в Латвии [60], Райгаствере, Виитна и Руила в Эстонии [49] и Межужол в Беларуси [52] и болот Старосельский мох и Клюква в европейской части России) позволили выделить теплую фазу между 3.5 и 2.5 тыс. кал. л. н. В этот период среднегодовые и летние температуры превышали современные значения на 1–2°C, количество осадков было близким к современным или немного ниже (рис. 5). Для этого временного интервала по данным разрезов болот Старосельский мох и Клюква реконструирован низкий показатель СМІ, а также наиболее низкий уровень болотных вод за весь голоцен, что указывает на существенное снижение поверхностной влажности болотных экосистем в летний период, очевидно за счет изменения баланса осадки/испарение [104, 105]. Потепление около 3.5 тыс. кал. л. н. зафиксировано также в климатических реконструкциях для Ярославского Поволжья, полученных по палинологическим материалам Половецко-Купанского болота и озера Галич [81, 117], согласно которым все температурные показатели превышали современные на 1.5°C. Увеличение содержания катиона K^+ в ледяном керне GISP2 в Гренландии в этот временной интервал (рис. 4) указывает на усиление действия Сибирского антициклона [8], что, вероятно, привело к увеличению повторяемости антициклональных обстановок на Восточно-Европейской равнине и в летний период могло вызывать засухи и создавать

условия для возникновения частых лесных пожаров [97, 105].

Потепление сменилось плавным похолоданием около 2.6–2.5 тыс. кал. л. н. Это похолодание отчетливо зафиксировано по палеоботаническим данным [7, 11] и изотопно-кислородному составу ледяных кернов Гренландии [64], а также сопровождалось синхронным увеличением размеров ледников во всех горных странах Европы [4, 9]. Данные о строении торфяных залежей, степени гумификации торфа и результатах ризоподного анализа отложений разрезов верховых болот в Великобритании, Ирландии, Нидерландах, Северной Германии, Дании и Швеции также указывают на похолодание и увлажнение климата в период 2.8–2.2 тыс. кал. л. н. [77, 125–127].

В течение первого тысячелетия нашей эры многие авторы выделяют римское потепление (2.0–1.7 тыс. кал. л. н.) и похолодание “темных веков” (1.7–1.2 тыс. кал. л. н.) [128–130]. Ландшафтно-климатические изменения последнего тысячелетия включают две ярко выраженных климатических фазы: средневековая климатическая аномалия (СКА, 950–1250 гг. н. э.) и Малый ледниковый период (МЛП, 1400–1850 гг. н. э.) [9–14, 117]. Палеоклиматические реконструкции с использованием различных природных архивов характеризуют римское потепление и СКА как теплые и относительно сухие периоды [131]. Аномалии среднегодовых температур в Центральной Европе в течение обоих периодов составили 1°C [7]. Согласно палеоклиматическим реконструкциям по данным из оз. Райгаствере, среднегодовая температура в период СКА в странах Балтии превышала современный уровень на 1°C [49]. Реконструкции палеотемператур для территории юга Валдайской возвышенности указывают на повышение среднегодовых температур на 1.5°C. Расчеты В.А. Климанова для Ярославского Поволжья показали, что все характеристики температур в течение СКА были близки к современным, а количество осадков – на 25–50 мм ниже [117, 118].

Реконструкции увлажнения климата в течение римского потепления и СКА противоречивы. Есть данные о повторяющихся летних засухах, выявленных в ряде регионов Европы около 1.2–1.0 кал. л. н. [132]. Радиоуглеродные датировки малых палеорусел в среднем течении р. Москвы (1380 ± 120 Ки–12110; 1320 ± 110 Ки–12111; 1200 ± 120 Ки–12112) и в бассейне Верхнего Днепра (1980 ± 70 ЛУ–5988; 1820 ± 70 ИГАН–3590) указывают на относительно маловодные условия в период их формирования [25].

Климат Европы во время так называемых “темных веков” был более прохладный и влажный, чем в настоящее время [129]. В интервале от 1.7 до 1.5 тыс. кал. л. н. происходило увеличение

горного оледенения [4], подъем уровня озер [80], увеличение лесистости в лесостепной зоне [22]. Согласно результатам изучения сообществ раковинных амеб и степени гумификации торфа в болотах Западной Европы [125, 126], поверхностная влажность в болотных экосистемах возростала в периоды 1.8–1.7 и 1.4–1.3 тыс. кал. л. н. Однако реконструкции, полученные для Восточно-Европейской равнины по данным болота Усвятский мох (Западная Двина) и Половецко-Купанского болота в Ярославском Поволжье, свидетельствуют о потеплении климата и относительно сухих условиях в то же время [117, 133].

Резкое и глубокое снижение теплообеспеченности в течение МЛП прослеживается повсеместно, как на рассматриваемой территории, так и по всему Северному полушарию [12]. Для Центральной Европы аномалии летних, зимних и среднегодовых температур в это время составляли -1°C [7, 11]. Реконструкции К. Барбер и соавт. [77] с использованием палинологических данных по разрезу оз. Ледница в западной Польше выявили более значительное похолодание в зимнее время, когда средние температуры января и среднегодовые температуры были ниже современных значений на 2.5°C . В странах Балтии существенное снижение теплообеспеченности также установлено по данным ряда разрезов. Среднегодовые температуры были на 2°C ниже, чем в настоящее время [49].

МЛП на Валдайской возвышенности характеризовался понижением средней температуры января на 3°C (до -12°C) и среднегодовой температуры на 2°C , июльская температура менялась незначительно. В спорово-пыльцевых спектрах этого временного интервала происходит резкое падение доли термофильных элементов, практически до их полного исчезновения, и увеличение роли пыльцы ели. В спорово-пыльцевых спектрах Половецко-Купанского болота МЛП проявился, помимо деградации широколиственных пород, в существенном увеличении доли кустарниковых берез. В.А. Климанов охарактеризовал это похолодание не только падением зимних температур, но и летних, и среднегодовых [117]. Отклонения последних от современных значений составляли 2°C . Осадков выпадало на 50 мм в год больше, чем в настоящее время.

Реконструкции среднегодового количества осадков для МЛП противоречивы. Так, по данным разреза Старосельский мох нами получены данные о снижении количества осадков на 25–50 мм в год на Валдайской возвышенности, а по данным разреза болота Клюква следует их рост на 50–70 мм на Среднерусской возвышенности (рис. 5). Следы увеличения влажности климата в течение холодных фаз позднего голоцена прослеживаются в морфологии речных русел и флюви-

альном осадконакоплении на обширных пространствах в Центральной и Восточной Европе. Это время было отмечено ростом частоты и высоты весенних половодий с соответствующим усилением осадконакопления на поймах рек, формированием вторичных врезов в оврагах и балках [26]. Данные статистической обработки массивов количественных датировок аллювия на Восточно-Европейской равнине [134] свидетельствуют об увеличении стока в периоды похолоданий позднего голоцена. В течение последних 500 лет существенно активизировались процессы болотообразования, не только в Европе, но и в Северной Евразии в целом [135]; возросли скорости горизонтального и вертикального прироста торфа; на слабодренированных вторичных моренных равнинах в таежной зоне начал развиваться процесс площадного заболачивания лесов [136].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЛАНДШАФТНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Проведенный анализ ландшафтно-климатических реконструкций для территории Центральной и Восточной Европы показал, что выделенные периоды похолоданий и разделяющих их потеплений климата в целом совпадают с этапами, установленными в глобальном масштабе [8]. Расхождения во времени начала и конца теплых и холодных фаз в различных районах составляют 100–200 лет, что находится в пределах допустимой погрешности радиоуглеродных дат и также может быть связано с неточностями построения моделей возраст/глубина для конкретных разрезов, по которым проводились реконструкции.

“Критическая точка” климатических изменений, связанная с “событием 8.2 тыс. кал. л. н.”, предложенным МСК как граница раннего и среднего голоцена [19, 20], в Центральной и Восточной Европе является поворотным событием при переходе климатической системы от потепления раннего голоцена к его термическому максимуму. Изменения климата, связанные с “событием 4.2 тыс. кал. л. н.”, предложенным как рубеж среднего и позднего голоцена [19], по нашим данным прослеживаются не так отчетливо, как похолодание около 5.7 тыс. кал. л. н. В Центральной и Восточной Европе, начиная с 5.7 тыс. кал. л. н., меняется направленность климатического тренда и усиливается секторная дифференциация растительного покрова.

Согласно последним оценкам МГЭИК [18], основанным на результатах модельных экспериментов CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5) по четырем основным сценариям репрезентативных траекторий концентраций парниковых газов (RCP2.6; RCP4.5; RCP6.0 и RCP8.5), рост среднеглобальной температуры к

концу текущего столетия составит от 0.3 (наиболее мягкий сценарий RCP2.6) до 4.8°C (наиболее жесткий сценарий RCP8.5). Увеличение количества осадков составит от 6% (RCP2.6) до 12% (RCP8.5). Оценка роста среднегодовой температуры воздуха в Центральной и Восточной Европе к концу XXI века в рамках этих сценариев предполагает ее увеличение на 2.0–2.5°C по наиболее мягкому сценарию и на 6.0–7.0°C по наиболее жесткому. Прирост среднегодового количества осадков составит от 7% (RCP2.6) до 15% (RCP8.5) [18].

Используя метод палеоаналогов, предложенный М.И. Будыко [137] и широко применяемый А.А. Величко и соавт. [16] для прогнозирования возможной динамики ландшафтов и климата с использованием палеогеографических данных, можно предложить условия термического максимума голоцена (8.0–5.7 тыс. кал. л. н.), когда среднегодовые температуры превышали современные в рассматриваемом регионе на 2–3°C, и условия периодов потеплений в интервалах 3.5–2.5 тыс. кал. л. н., 2.0–1.7 тыс. кал. л. н. (римский теплый период) и средневековой климатической аномалии, когда отклонения среднегодовых температур от современных значений составляли от 1.0 до 2.0°C в качестве возможных траекторий изменения природной среды при потеплении климата в случае реализации сценариев RCP2.6 и RCP4.5. Сценарии RCP6.0 и RCP8.5 предполагают большее отклонение температур от современных значений, чем было выявлено в течение голоцена. Палеоаналоги этих обстановок следует искать в условиях более ранних межледниковий.

Принимая во внимание ландшафтно-климатические реконструкции для голоцена Центральной и Восточной Европы, можно ожидать изменений внутренней структуры геосистем особенно в восточной части рассматриваемой территории, а также возрастания частоты катастрофических явлений, связанных с неравномерностью выпадения осадков, и природных пожаров. Однако даже для наиболее резких перестроек ландшафтных компонентов в голоцене требовались столетия и даже тысячелетия, в то время как ожидаемое в XXI веке потепление климата может занять период менее ста лет. Адаптивные механизмы геосистем обладают определенной инерцией и, очевидно, при прогнозе следует учитывать некоторое запаздывание отклика ландшафтных компонентов на потепление климата.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при поддержке проекта РФФИ 19-15-50126.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет (общая палеогеография). Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
2. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северной Евразии. Поздний плейстоцен-голоцен. Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.
3. Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии. Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2010. 220 с.
4. *Solomina O., Haeblerli W., Kull C., and Wiles G.* Historical and Holocene glacier–climate variations: General concepts and overview // *Global and Planetary Change*. 2008. No. 60. P. 1–9.
5. *Соломина О.Н.* Климатические причины колебаний горных ледников в голоцене // *Лед и снег*. 2010. № 1. С. 103–110.
6. *Борисова О.К.* Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2014. № 2. С. 5–20.
7. *Davis B.A.S., Brewer S., Stevenson A.C., and Guiot J.* The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data // *Quaternary Science Reviews*. 2003. No. 22. P. 1701–1716.
8. *Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlén W., Maasch K., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse F., van Kreveld S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack R., Staubwasser M., Schneider R.R., and Steig E.J.* Holocene climate variability // *Quaternary Research*. 2004. No. 62. P. 243–255.
9. *Wanner H., Beer J., Butikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., and Widmann M.* Mid- to Late Holocene climate change: an overview // *Quaternary Science Reviews*. Vol. 27. P. 1791–1828.
10. *Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R.S., Hughes M.K., Shindell D., Ammann C., Faluvegi G., and Ni.F.* Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly // *Science*. 2009. No. 326. P. 1256–1260.
11. *Mauri A., Davis B.A.S., Collins P.M., and Kaplan J.O.* The climate of Europe during the Holocene: a gridded pollen-based reconstruction and its multi-proxy evaluation // *Quaternary Science Reviews*. 2015. No. 112. P. 109–127.
12. *Christiansen B. and Ljungqvist F.C.* Challenges and perspectives for large-scale temperature reconstructions of the past two millennia // *Reviews of Geophysics*. 2017. No. 55 (1). P. 40–96.
13. *PAGES 2k Consortium.* Continental-scale temperature variability during the past two millennia // *Nature Geoscience*. 2013. No. 6. P. 339–346.
14. *PAGES 2k Consortium.* A global multiproxy database for temperature reconstructions of the Common Era // *Scientific Data*. 2017. No. 4 (170088). P. 1–33.
15. *Kaufman D., McKay N., Routson C., and data Contributors.* A global database of Holocene paleotemperature records // *Scientific data*. 2020. No. 7 (1). P. 1–34.

16. *Величко А.А.* Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 563 с.
17. *Bradley R.S.* Holocene perspectives on future climate change // Natural climate variability and global warming: A Holocene perspective / R.W. Battarbee and H.A. Binney (Eds.). Chichester: J. Wiley & Sons, 2008. P. 254–268.
18. IPCC. 2013. Climate change 2013. The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press. 1535 p.
19. *Head M.J.* Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Present status and future directions // Quaternary International. 2019. No. 500. P. 32–51.
20. *Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Swynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., and Weiss H.* Subdividing the Holocene Series / Epoch: formalisation of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes // Journal of Quaternary Science. 2019. No. 34. P. 173–186.
21. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
22. *Новенко Е.Ю.* Изменения растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов. М.: ГЕОС, 2016. 228 с.
23. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Водные ресурсы. 2008. Т. 35. № 4. С. 406–416.
24. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Речной сток на Восточно-Европейской равнине за последние 20 тысяч лет и проблема изменения уровней южных морей // Вопросы географии. 2018. № 145. С. 144–168.
25. *Брылев В.А., Мозжерин В.В., Панин А.В., Сидорчук А.Ю.* Палеопотамология речной системы Волги // Эрозионные и русловые процессы / Ред. Р.С. Чалов. М.: Макс-пресс, 2010. С. 116–147.
26. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В.* Основные этапы формирования пойм равнинных рек Северной Евразии // Геоморфология. 2011. № 3. С. 20–31.
27. *Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М.* Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
28. *MacDonald G.M., Beilman D.W., Kremenetski K.V., Sheng Y., Smith L.C., and Velichko A.A.* Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric CH₄ and CO₂ variations // Science. 2006. No. 314. P. 285–288.
29. *Korhola A., Ruppel M., Seppä H., Väliranta M., Virtanen N., and Weckström J.* The importance of northern peatland expansion to the late-Holocene rise of atmospheric methane // Quaternary Science Reviews. 2010. No. 29. P. 611–617.
30. *Howard A.J., Macklin M.G., Bailey D.W., Mills S., and Andreescu R.* Late-glacial and Holocene river development in the Teleorman Valley on the southern Romanian Plain // Journal of Quaternary Science. 2004. Vol. 19. P. 271–280.
31. *Kasse C., Bohncke S.J.P., Vandenberghe J., and Gábris G.* Fluvial style changes during the last glacial-interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary) // Proceedings of Geology Association. 2010. No. 121. P. 80–194.
32. *Perşoiu I., Radoane M., and Urdea P.* River behavior during Pleniglacial–Late Glacial // Landform Dynamics and Evolution in Romania / M. Radoane, A. Vespremeanu-Stroe (Eds.). Springer Geography. 2017. P. 443–468.
33. *Starkel L.* Evolution of the Carpathian valleys and the Forecarpathian basins in the Vistulian and Holocene // Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica. 1995. No. 29. P. 5–40.
34. *Starkel L., Michczyńska D.J., Gębica P., Kiss T., Panin A., and Perşoiu I.* Climatic fluctuations reflected in the evolution of fluvial systems of Central-Eastern Europe (60–8 ka cal BP) // Quaternary International. 2015. No. 388. P. 97–118.
35. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В.* Макроизлучины рек ЕТС и проблемы палеогидрологических реконструкций // Водные ресурсы. 1992. Т. 19. № 4. С. 93–96.
36. *Vandenberghe D.A.G., Derese C., Kasse C., and Van den Haute P.* Late Weichselian (fluvio-aeolian sediments and Holocene drift-sands of the classic type locality in Twente (E Netherlands): a high-resolution dating study using optically stimulated luminescence // Quaternary Science Reviews. 2013. No. 68. P. 96–113.
37. *Kalinska E. and Nartiss M.* Pleistocene and Holocene Aeolian sediments of different location and geological history: A new insight from rounding and frosting of quartz grains. // Quaternary International. 2014. No. 328–329. P. 311–322.
38. *Kalińska-Nartiša E., Thiel C., Nartišs M., Buylaert J.-P., and Murray A.S.* The north-eastern aeolian ‘European Sand Belt’ as potential record of environmental changes: A case study from Eastern Latvia and Southern Estonia // Aeolian Research. 2016. No. 22. P. 59–72.
39. *Stancikaite M., Baltrunas V., Karmaza B., Karmazienė D., Molodkov A., Obukhowsky V.S., Sidoro-wich W.M., and Motuzko A.N.* The Late Glacial history of Gornitsa foreland and Kovaltsy Palaeolithic site, W Belarus // Baltica. 2011. No. 24 (1). P. 25–36.
40. *Drenova A.N., Timireva S.N., and Chikolini N.I.* Late Glacial dune-building in the Russian Plain // Quaternary International. 1997. No. 41 (42). P. 59–66.
41. *Velichko A.A., Catto N., Drenova A.N., Klimanov V.A., Kremenetski K.V., and Nechaev V.P.* Climate changes in East Europe and Siberia at the Late glacial–Holocene transition // Quaternary International. 2002. No. 91. P. 75–99.
42. *Гричук В.П.* История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
43. *Jahns S.* Late-glacial and Holocene woodland dynamics and land-use history of the Lower Oder valley, north-eastern Germany, based on two, AMS ¹⁴C-dated, pollen profiles // Vegetation History and Archaeobotany. 2000. No. 9. P. 111–123.

44. *Jahns S.* Palynological investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and settlement at the Löddigsee, Mecklenburg, Germany // *Vegetation History and Archaeobotany*. 2007. No. 16. P. 157–169.
45. *Bos J.A.A. and Urz R.* Late Glacial and early Holocene environment in the middle Lahn river valley (Hessen, central-west Germany) and the local impact of early Mesolithic people – pollen and macrofossil evidence // *Vegetation History and Archaeobotany*. 2003. No. 12. P. 19–36.
46. *Galka M., Miotk-Szpiganowicz G., Goslar T., Jęśko M., van der Knaap W.O., and Lamentowicz M.* Palaeohydrology, fires and vegetation succession in the southern Baltic during the last 7500 years reconstructed from a raised bog based on multi-proxy data // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. No. 370. P. 209–221.
47. *Lamentowicz M., Obremaska M., and Mitchell E.A.D.* Autogenic succession, land-use change, and climatic influences on the Holocene development of a kettle-hole mire in Northern Poland // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2008. No. 151. P. 21–40.
48. *Heikkilä M. and Seppä H.* A 11,000 yr palaeotemperature reconstruction from southern boreal zone in Finland // *Quaternary Science Reviews*. 2003. No. 22. P. 541–554.
49. *Seppä H. and Poska A.* Holocene annual mean temperature changes in Estonia and their relationship to solar insolation and atmospheric circulation patterns // *Quaternary Research*. 2004. No. 61. P. 22–31.
50. *Leroy S.A.G., Zolitschka B., Negendank J.F.W., and Sereet G.* Palynological analyses in the laminated sediment of Lake Holzmaar (Eifel, Germany): duration of Late-glacial and Preboreal biozone // *Boreas*. 2000. No. 29 (1). P. 52–71.
51. *Goslar T., Kuc T., Ralska-Jasiewiczowa M., Różanski K., Arnold M., Bard E., van Geel B., Pazdur M., Szeroczyńska K., Wicik B., Więckowski K., and Walanus A.* High-resolution lacustrine record of the Late Glacial/Holocene transition in central Europe // *Quaternary Science Reviews*. 1993. No. 12. P. 287–294.
52. *Зерницкая В.П., Новенко Е.Ю.* Реконструкция климата Беларуси в позднеледниковье и голоцене // *Инженерный журнал: наука и инновации*. 2016. Т. 9. № 163. С. 21–24.
53. *Зерницкая В.П., Новенко Е.Ю., Станчикайте М., Власов Б.П.* Изменения окружающей среды в позднеледниковье и голоцене на юго-востоке Беларуси // *Доклады НАН Беларуси*. 2019. Т. 63. № 5. С. 584–596.
54. *Низовцев В.А., Новенко Е.Ю., Эрман Н.М., Мазей Н.Г., Матасов В.М., Лаврова Н.Б., Филимонова Л.В.* Эволюция ландшафтов бассейна Средней Протвы в голоцене // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 2020. № 1. С. 73–86.
55. *Novenko E.Yu., Tsyganov A.N., Volkova E.M., Babeshko K.V., Lavrentiev N.V., Payne R.J., and Mazei Y.A.* The Holocene palaeoenvironmental history of Central European Russia reconstructed from pollen, plant macrofossil and testate amoeba analyses of the Klukva peatland, Tula region // *Quaternary Research*. 2015. No. 83. P. 459–468.
56. *Novenko E.Yu., Volkova E.M., Nosova M.B., and Zaganova I.S.* Late Glacial and Holocene landscape dynamics in the southern taiga zone of East European Plain according to pollen and macrofossil records from the Central Forest State Reserve (Valdai Hills, Russia) // *Quaternary International*. 2009. No. 207. P. 93–103.
57. *Tarasov P.E., Savelieva L.A., Long T., and Leipe C.* Postglacial vegetation and climate history and traces of early human impact and agriculture in the present-day cool mixed forest zone of European Russia // *Quaternary International*. 2019. No. 516. P. 21–41.
58. *Zagwijn W.H.* Reconstruction of climate change during the Holocene in western and central Europe based on pollen records of indicator species // *Vegetation History and Archaeobotany*. 1994. No. 3. P. 65–88.
59. *Coope G.R., Lemdahl G., Lowe J.J., and Walkling A.* Temperature gradients in northern Europe during the last glacial-Holocene transition (14–9 ¹⁴C kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages // *Journal of Quaternary Science*. 1998. No. 5. P. 419–433.
60. *Heikkilä M. and Seppä H.* Holocene climate dynamics in Latvia, eastern Baltic region: a pollen-based summer temperature reconstruction and regional comparison // *Boreas*. 2010. No. 39. P. 705–719.
61. *Khotinski N.A. and Klimanov V.A.* Allerod, Younger Dryas and Early Holocene palaeo-environmental stratigraphy // *Quaternary International*. 1997. No. 41/42. P. 67–70.
62. *Novenko E.Yu. and Olchev A.V.* Early Holocene vegetation and climate dynamics in the central part of the East European Plain (Russia) // *Quaternary International*. 2015. No. 388. P. 12–22.
63. *Björck S., Kromer B., Johnsen S., Bennike O., Hammarlund D., Lemdahl G., Possnert G., Rasmussen T.L., Wohlfarth B., Hammer C.U., and Spurk M.* Synchronised terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic // *Science*. 1996. No. 274. P. 1155–1160.
64. *Thomas E.R., Wolff E.W., Mulvaney R., Steffensen J.P., Johnsen S.J., Arrowsmith C., White J.W.C., Vaughn B., and Popp T.* The 8.2 ka event from Greenland ice cores // *Quaternary Science Reviews*. 2007. No. 26. P. 70–81.
65. *Bos J.A.A., van Geel B., van der Plicht J., and Bohncke S.J.P.* Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multi-proxy records // *Quaternary Science Reviews*. 2007. No. 26. P. 1927–1950.
66. *Lotter A.F., Eicher U., Birks H.J.B., and Siegenthaler U.* Late Glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments // *Journal of Quaternary Science*. 1992. No. 7. P. 187–204.
67. *Субетто Д.А., Давыдова Н.Н., Сапелко Т.В., Вольфарт Б., Вастегорд С., Кузнецов Д.Д.* Климат северо-запада России на рубеже плейстоцена и голоцена // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2003. № 5. С. 80–91.
68. *Борзенкова И.И., Борисова О.К., Жильцова Е.Л., Сапелко Т.В.* Холодный эпизод около 8200 лет назад в Северной Европе: анализ эмпирических данных и возможных причин // *Лед и снег*. 2017. Т. 57. № 1. С. 117–132.

69. *Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C., and Clark P.U.* Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago // *Geology*. 1997. No. 25. P. 483–486.
70. *Daley T.J., Thomas E.R., Holmes K., Street-Perrott F.A., Chapman M.R., Tindall J.C., Valdes P.J., Loader N.J., Marshall J.D., Wolff E.W., Hopley P.J., Atkinson T., Barber K.E., Fisher E.H., Robertson I., Hughes P.D.M., and Roberts C.N.* The 8200 yr BP cold event in stable isotope records from the North Atlantic region // *Global and Planetary Change*. 2011. No. 79. P. 288–302.
71. *Veski S., Seppä H., Stancikaite M., Zernitskaya V., Reitalu T., Gryguc G., Heinsalu A., Stivrins N., Amon L., Vassiljev J., and Heir O.* Quantitative summer and winter temperature reconstructions from pollen and chironomid data between 15 and 8 ka BP in the Baltic-Belarus area // *Quaternary International*. 2015. No. 388. P. 4–11.
72. *Seppä H. and Birks H.J.B.* Holocene climate reconstructions from the Fennoscandian tree-line area based on pollen data from Toskaljavi // *Quaternary Research*. 2001. No. 57 (2). P. 191–199.
73. *Antonsson K. and Seppä H.* Holocene temperatures in Bohuslän, southwest Sweden: a quantitative reconstruction from fossil pollen Data // *Boreas*. 2007. No. 36. P. 400–410.
74. *Korhola A., Weckström J., Holmström L., and Erästö P.* A quantitative Holocene climatic record from diatoms in northern Fennoscandia // *Quaternary Research*. 2000. No. 54. P. 284–294.
75. *Teller J.T., Leverington D.W., and Mann J.D.* Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation // *Quaternary Science Reviews*. 2002. No. 21. P. 879–887.
76. *Keigwin L.D. and Boyle E.A.* Detecting Holocene changes in thermohaline circulation // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2000. No. 4. P. 1343–1346.
77. *Barber K., Zolitschka B., Tarasov P., and Lotter A.F.* Atlantic to Urals – the Holocene climatic record of mid-latitude Europe // *Past Climate Variability through Europe and Africa* / R.W. Battarbee, F. Gasse, C.E. Stickley (Eds.). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2004. P. 417–442.
78. *Harrison S.P. and Digerfeld G.* European lakes as palaeoclimatic indicators // *Quaternary Science Reviews*. 1993. No. 12. P. 233–248.
79. *Allen J.R.M., Long A.J., Chris J., Pearson D.G., and Huntley B.* Holocene climate variability in northernmost Europe // *Quaternary Science Reviews*. 2007. No. 26. P. 1432–1453.
80. *Magny M.* Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements // *Quaternary International*. 2004. No. 113. P. 65–79.
81. *Величко А.А., Кременецкий К.В., Негенданк Й., Минграм Й., Борисова О.К., Зеликсон Э.М., Новенко Е.Ю., Писарева В.В.* Позднечетвертичная палеогеография северо-востока Европы (по данным комплексного изучения осадков Галичского озера) // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2001. № 3. С. 42–54.
82. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Снижение стока рек равнин Северной Евразии в оптимум голоцена // *Водные ресурсы*. 2012. Т. 39. № 1. С. 40–53.
83. *Инишева Л.И., Кобак К.И., Турчинович И.Е.* Развитие процесса заболачивания и скорость аккумуляции углерода в болотных экосистемах России // *География и природные ресурсы*. 2013. № 3. С. 60–68.
84. *Novenko E.Y., Mazei N.G., Kupriyanov D.A., Kusilman M.V., and Olchev A.V.* Peatland initiation in Central European Russia during the Holocene: Effect of climate conditions and fires // *The Holocene*. 2020. Vol. 31.4. P. 545–555. <https://doi.org/10.1177/0959683620981709>
85. *Dobrowolski R., Ziótek M., Bałaga K., Melke J., and Bogucki A.* Radiocarbon age and geochemistry of the infillings of small closed depressions from western Polesie (Poland Se, Ukraine Nw) // *Geochronometria*. 2010. No. 36. P. 39–46.
86. *Latalowa M. and Nalepka D.* A study of the Late-Glacial and Holocene vegetational history of the Wolbrom area (Silesian-Cracovian Upland – S. Poland) // *Acta Palaeobotanica*. 1987. No. 27. No. 1. P. 75–115.
87. *Kalis A.J., Merkt J., and Wunderlich J.* Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe – human impact and natural causes // *Quaternary Science Reviews*. 2003. No. 22. P. 33–79.
88. *Kulesza P., Suchora M., Irena A., Pidek J.A., Dobrowolski R., and Alexandrowicz W.P.* The Holocene palaeoenvironmental changes reflected in the multi-proxy studies of Lake Słone sediments (SE Poland) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2012. No. 363. P. 79–98.
89. *Harmata K.* Late-glacial and Holocene history of vegetation at Roztoki and Tarnowiec near Jasło (Jasło-Sanok Depression) // *Acta Palaeobotanica*. 1987. No. 27. No. 1. P. 43–65.
90. *Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Корнеевкова Н.Ю., Денисенков В.П., Лудикова А.В.* Палеолимнология внутренних озер острова Путаари (Ладожское озеро) // *Изв. РГО*. 2014. Т. 146. № 3. С. 29–40.
91. *Ершова Е.Г., Кренке Н.А.* Изучение природных и культурных ландшафтов железного века в долине Москвы-реки методами палинологии и археологии // *Вестник археологии, антропологии и этнографии*. 2014. № 3. С. 159–172.
92. *Kremetski K.V., Borisova O.K., and Zelikson E.M.* The Late Glacial and Holocene history of vegetation in the Moscow region // *Paleontological Journal*. 2000. No. 34. No. 1. P. 67–74.
93. *Nosova M.B., Novenko E.Yu., Severova E.E., and Nokova O.A.* Vegetation and climate changes within and around the Polistovo-Lovatskaya mire system (Pskov Oblast, North-Western Russia) during the past 10 500 years // *Vegetation History and Archaeobotany*. 2019. No. 28. P. 123–140.
94. *Miagkaia A. and Ershova E.* A 10 000-year pollen and plant macrofossil record from the LosinyOstrov National Park (Moscow, Russia) // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2020. No. 438. P. 012018.

95. *Болховская Н.С.* К истории растительности и климата Подмосковной Мещеры в голоцене // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. М.: Наука, 1988. С. 76–85.
96. *Зерницкая В.П., Матвеев А.В., Тимирева С.Н.* История формирования болота Иванисовка (Белорусское Полесье) // Литасфера. 2010. № 1 (32). С. 20–30.
97. *Novenko E., Tsyganov A., Volkova E., Kupriyanov D., Mironenko I., Babeshko K., Utkina A., Popov V., and Mazei Yu.* Mid- and Late Holocene vegetation dynamics and fire history in the boreal forest of European Russia: A case study from Meshchera Lowlands // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2016. No. 459. P. 570–584.
98. *Guiot J., Harrison S.P., and Prentice C.* Reconstruction of Holocene precipitation in Europe using pollen and lake level data // Quaternary Research. 1993. No. 49. P. 139–149.
99. *Cheddadi R., Yu G., Guiot J., Harrison S.P., and Prentice I.C.* The climate of Europe 6000 years ago // Climate Dynamics. 1997. No. 13. P. 1–9.
100. *Tarasov P.E., Guiot J., Cheddadi R., and Andreev A.* Climate in northern Eurasia 6000 years ago reconstructed from pollen data // Earth and Planetary Science Letters. 1999. No. 171. P. 635–645.
101. *Wu H., Guiot J., Brewer S., and Guo Z.* Climatic changes in Eurasia and Africa at the last glacial maximum and mid-Holocene: reconstruction from pollen data using inverse vegetation modeling // Climate Dynamics. 2007. No. 29. P. 211–229.
102. *Borisova O.* Environmental and climatic conditions of human occupation in the central east European plain during the middle Holocene: Reconstruction from palaeofloristic data // Quaternary International. 2019. No. 516. P. 42–57.
103. *Olchev A.V., Getmanova E.R., and Novenko E.Y.* A modeling approach for reconstruction of annual land surface evapotranspiration using palaeoecological data // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2020. No. 438. P. 012021.
104. *Novenko E.Y., Tsyganov A.N., and Olchev A.V.* Palaeoecological data as a tool to predict possible future vegetation changes in the boreal forest zone of European Russia: a case study from the Central Forest Biosphere Reserve // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2018. No. 107. P. 012104.
105. *Novenko E.Y., Tsyganov A.N., Babeshko K.V., Payne R.J., Li J., Mazei Y.A., and Olchev A.V.* Climatic moisture conditions in the north-west of the Mid-Russian Upland during the Holocene // Geography, Environment, Sustainability. 2019. No. 12. P. 188–202.
106. *Тарасов П.Е., Гунова В.С., Успенская О. Н.* Уровни озер бассейна Волги как индикатор изменения климата в голоцене // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1997. № 3. С. 40–41.
107. *Rittweger H.* The “Black Floodplain Soil” in the Amöneburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic and Subboreal dry period in Central Europe // Catena. 2000. No. 41. P. 143–164.
108. *Панин А.В., Каревская И.А.* История формирования поймы р. Протвы в районе Сатинской станции МГУ // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2000. № 4. С. 55–62.
109. *Ralska-Jasiewiczowa M.* Environmental changes recorded in lakes and mires of Poland during the last 13000 years // Acta Palaeobotanica. 1989. No. 29. P. 1–120.
110. *Vinther B.M., Clausen H.B., Johnsen S.J., Rasmussen S.O., Andersen K.K., Buchardt S.L., Dahl-Jensen D., Seierstad I.K., Siggaard-Andersen M.-L., Steffensen J.P., Svensson A., Olsen J., and Heinemeier J.* A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene // Journal of Geophysical Research. 2006. No. 111. P. D13102.
111. *Berger A. and Loutre M.F.* Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quaternary Science Reviews. 1991. No. 10. P. 297–317.
112. *Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M., Showers W., and Hoffmann S.* Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene // Science. 2001. No. 294. P. 2130–2136.
113. *Starkel L., Michczyńska D.J., Krapiec M., Margielewski W., Nalepka D., and Pazdur A.* Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory // Geochronometria. 2013. No. 40. No. 1. P. 1–21.
114. *Zernitskaya V. and Mikhailov N.* Evidence of early farming in the Holocene pollen spectra of Belarus // Quaternary International. 2009. No. 203. P. 91–104.
115. *Niinemets E. and Saarse L.* Holocene vegetation and land-use dynamics of south-eastern Estonia // Quaternary International. 2009. No. 207. P. 104–116.
116. *Лычагина Е.Л., Зарецкая Н.Е., Чернов А.В., Лантева Е.Г., Трофимова С.С., Зиновьев Е.В.* Палеоэкологические исследования в районе Чашкинского озера (Среднее Предуралье) // Седьмые Берсовские чтения / Мат-лы всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием. Екатеринбург: КВАДРАТ, 2016. С. 294–302.
117. *Климанов В.А., Хотинский Н.А., Благовещенская Н.В.* Колебания климата за исторический период в центре русской равнины // Изв. РАН. Сер. геогр. 1995. № 1. С. 89–96.
118. *Клименко В.В., Климанов В.А.* Холодный климат ранней субатлантической эпохи в Северном полушарии // ДАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 393–397.
119. *Roland T.P., Caseldine C.J., Charman D.J., Turney C.S.M., and Amesbury M.J.* Was there a ‘4.2 ka event’ in Great Britain and Ireland? Evidence from the peatland record // Quaternary Science Reviews. 2014. No. 83. P. 11–27.
120. *Pleskot K., Apolinarska K., Kołaczek P., Suchora M., Fojutowski M., Joniak T., Kotrys B., Kramkowski M., Słowiński M., Woźniak M., and Lamentowicz M.* Searching for the 4.2 ka climate event at Lake Spore, Poland // Catena. 2020. No. 191. P. 104565.
121. *Perşoiu A., Ionita M., and Weiss H.* Atmospheric blocking induced by the strengthened Siberian High led to drying in west Asia during the 4.2 ka BP event – a hypothesis // Climate of the Past. 2019. No. 15. P. 781–793.

122. *Bradley R.S. and Bakke J.* Is there evidence for a 4.2 ka BP event in the northern North Atlantic region? // *Climate of the Past*. 2019. No. 15. P. 1665–1676.
123. *Arz H.W., Lamy F., and Pätzold J.* A pronounced dry event recorded around 4.2 ka in brine sediments from the northern Red Sea // *Quaternary Research*. 2006. No. 66. P. 432–441.
124. *Ralska-Jasiewiczowa M., Nalepka D., and Goslar T.* Some problems of forest transformation at the transition to the oligocratic/Homo sapiens phase of the Holocene interglacial in northern lowlands of central Europe // *Vegetation History and Archaeobotany*. 2003. No. 12. P. 233–247.
125. *Van Geel B.* A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands, based on the analyses of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 1978. No. 25. P. 1–120.
126. *Charman D.J. and Hendon D.* Long-term changes in soil water tables over the past 4500 years: relationships with climate and North Atlantic atmospheric circulation and sea surface temperature // *Climatic Change*. 2000. No. 47. P. 45–59.
127. *Lücke A., Schleser G.H., Zolitschka B., and Negen-dank J.F.W.* A Lateglacial and Holocene organic carbon isotope record of lacustrine palaeoproductivity and climatic change derived from varved lake sediments of Lake Holzmaar, Germany // *Quaternary Science Reviews*. 2003. No. 22. P. 569–580.
128. *Büntgen U., Tegel W., Nicolussi K., McCormick M., Frank D., Trouet V., Kaplan J.O., Herzig F., Heussner K.U., Wanner H., Luterbacher J., and Esper J.* 2500 years of European climate variability and human susceptibility // *Science*. 2011. No. 331. P. 578–582.
129. *Helama S., Jones P.D., and Briffa K.R.* Dark Ages Cold Period: A literature review and directions for future research // *The Holocene*. 2017. No. 27. P. 1600–1606.
130. *Gouw-Bouman M.T.I.J., van Asch N., Engels S., and Hoek W.Z.* Late Holocene ecological shifts and chironomid-inferred summer temperature changes reconstructed from Lake Uddelermeer, the Netherlands // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2019. No. 535. P. 109366.
131. *Goosse H., Renssen H., Timmermann A., and Bradley R.S.* Internal and forced climate variability during the last millennium: a model-data comparison using ensemble simulations // *Quaternary Science Reviews*. 2005. No. 24. P. 1345–1360.
132. *Büntgen U., Trouet V., Frank D., Leuschner H.H., Friedrichs D., Luterbacher J., and Esper J.* Tree ring indicators of German summer drought over the last millennium // *Quaternary Science Reviews*. 2010. No. 29. P. 1005–1016.
133. *Кожаринов А.В., Сирин А.А., Клименко В.В., Климанов В.А., Малясова Е.С., Слепцов А.М.* Динамика растительного покрова и климата Западнодвинской низины (Тверская область) за последние 5 тысяч лет // *Ботанический журнал*. 2003. Т. 88. № 3. С. 90–97.
134. *Panin A. and Matlakhova E.* Fluvial chronology in the East European plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // *Catena*. 2015. No. 130. P. 46–61.
135. *Климанов В.А., Сирин А.А.* Динамика торфонакопления болотами Северной Евразии за последние 3000 лет // *Доклады Академии наук*. 1997. Т. 354. № 5. С. 683–686.
136. *Писарчук Н.М., Новенко Е.Ю., Козлов Д.Н., Шилов П.М.* Влияние климатических изменений на лесные экосистемы и процессы заболачивания в Центрально-лесном заповеднике // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 2016. № 4. С. 73–82.
137. *Будыко М.И.* Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 352 с.

Landscape and climate dynamics in Central and Eastern Europe during the Holocene – assessment of future environmental changes

E. Yu. Novenko^{a,b, #}

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

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

[#] *E-mail: lenanov@mail.ru*

The paper presents a review of the Holocene landscape and climate reconstructions for the forest zone of Central and Eastern Europe revealed from various proxies and comparison of the data obtained with the main stages of relief development and sedimentation during the Holocene. Projections of expected climate change are discussed according to IPCC scenarios (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5; Representative Concentration Pathways for possible range of radiative forcing). Analysis of the data showed that in the Early Holocene (11.7–8.2 ka BP), a rapid climate warming led to crucial transformation when all of landscape components were transformed, and relief-forming processes underwent significant changes. In the Middle Holocene, the time interval of 8.2–5.7 ka BP was characterized by the maximum heat supply in comparison with the whole Holocene and the weakening of the temperature gradient in the direction from west to east. At this time, a continuous zone of broad-leaved forests occupied the mid-latitude regions of Europe. Starting from 5.7 ka BP, the climatic cooling led to the sectoral differentiation of vegetation cover. In the western regions, the expansion of beech and hornbeam began, in the east, and the role of spruce in forest communities increased. Climate reconstructions for the Late Holocene (4.2 ka BP – present) have shown that against the background of the general climate trend towards a decrease in heat supply, periods of warming and cooling

are distinguished. During the late Holocene the modern landscape cover was formed, the influence of the anthropogenic factor increased. According to paleobotanical, isotope-geochemical and paleohydrological studies in various regions of Central and Eastern Europe, the climate was drier than at present during periods of warming, mainly due to changes in the precipitation/evaporation balance, and climate cooling was accompanied by an increase in moisture. Bearing in mind the Holocene climate reconstructions as a possible scenario of climate changes during the current century, one can expect that an increase in temperatures, especially in the summer period, will cause the increase in the frequency of droughts and natural disasters, associated with irregular rainfall.

Keywords: paleoclimatic reconstructions, paleogeomorphology, paleogeography, European part of Russia, forest zone

ACKNOWLEDGMENTS

The study was funded by the Russian Foundation of Basic Research, № 19-15-50126.

REFERENCES

1. *Dinamika landshaftnykh komponentov i vnutrennikh morskikh basseinov Severnoi Evrazii za poslednie 130000 let (obshchaya paleogeografiya). Atlas-monografiya* (Dynamics of landscape components and internal sea basins of Northern Eurasia over the last 130,000 years (General paleogeography)). M.: GEOS (Publ.), 2002. 232 p. (in Russ.)
2. *Paleoklimaty i paleolandshafty vnetropicheskogo prostranstva Severnoi Evrazii. Pozdnii pleistotsen-golotsen. Atlas-monografiya* (Paleoclimates and paleolandscapes of the extratropical space of Northern Eurasia. Late Pleistocene-Holocene). M.: GEOS (Publ.), 2009. 120 p. (in Russ.)
3. *Klimaty i landshafty Severnoi Evrazii v usloviyakh global'nogo potepleniya. Retrospektivnyi analiz i stsenarii. Atlas-monografiya* (Climates and landscapes of Northern Eurasia in the context of global warming. Retrospective analysis and scenarios). M.: GEOS (Publ.), 2010. 220 p. (in Russ.)
4. Solomina O., Haeblerli W., Kull C., and Wiles G. Historical and Holocene glacier-climate variations: General concepts and overview. *Global and Planetary Change*. 2008. No. 60. P. 1–9.
5. Solomina O.N. *Klimaticheskie prichiny kolebanii gornyykh lednikov v golotsene* (Climatic reasons for fluctuations of mountain glaciers in the Holocene). *Led i Sneg*. 2010. No. 1. P. 103–110. (in Russ.)
6. Borisova O.K. *Landshaftno-klimaticheskie izmeneniya v golotsene* (Landscape and climate changes in the Holocene). *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. 2014. No. 2. P. 5–20. (in Russ.)
7. Davis B.A.S., Brewer S., Stevenson A.C., and Guiot J. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*. 2003. No. 22. P. 1701–1716.
8. Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlén W., Maasch K., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse F., van Kreveld S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack R., Staubwasser M., Schneider R.R., and Steig E.J. Holocene climate variability. *Quaternary Research*. 2004. No. 62. P. 243–255.
9. Wanner H., Beer J., Butikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., and Widmann M. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*. 2008. No. 27. P. 1791–1828.
10. Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R.S., Hughes M.K., Shindell D., Ammann C., Faluvegi G., and Ni.F. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*. 2009. No. 326. P. 1256–1260.
11. Mauri A., Davis B.A.S., Collins P.M., and Kaplan J.O. The climate of Europe during the Holocene: a gridded pollen-based reconstruction and its multi-proxy evaluation. *Quaternary Science Reviews*. 2015. No. 112. P. 109–127.
12. Christiansen B. and Ljungqvist F.C. Challenges and perspectives for large-scale temperature reconstructions of the past two millennia. *Reviews of Geophysics*. 2017. No. 55. No. 1. P. 40–96.
13. PAGES 2k Consortium. Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nature Geoscience*. 2013. No. 6. P. 339–346.
14. PAGES 2k Consortium. A global multiproxy database for temperature reconstructions of the Common Era. *Scientific Data*. 2017. No. 4 (170088). P. 1–33.
15. Kaufman D., McKay N., Routson C., and data Contributors. A global database of Holocene paleotemperature records. *Scientific data*. 2020. No. 7 (1). P. 1–34.
16. Velichko A.A. *Evolutsionnaya geografiya: problemy i resheniya* (Evolutionary geography: problems and solutions). M.: GEOS (Publ.), 2012. 563 p. (in Russ.)
17. Bradley R.S. Holocene perspectives on future climate change // Natural climate variability and global warming: A Holocene perspective. R.W. Battarbee and H.A. Binney (Eds.). Chichester: J. Wiley & Sons (Publ.), 2008. P. 254–268.
18. IPCC. 2013. Climate change 2013. The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press. P. 1535.
19. Head M.J. Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Present status and future directions. *Quaternary International*. 2019. No. 500. P. 32–51.
20. Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., and Weiss H. Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalisation of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *Journal of Quaternary Science*. 2019. No. 34. P. 173–186.

21. Khotinskii N.A. *Golotsen Severnoi Evrazii* (Holocene of Northern Eurasia). Moscow: Nauka (Publ.), 1977. 200 p. (in Russ.)
22. Novenko E.Yu. *Izmeneniya rastitel'nosti i klimata Tsentral'noi i Vostochnoi Evropy v pozdnepleistotsene i golotsene v mezhdnednikovye i perekhodnye etapy klimaticheskikh makrotsiklov* (Vegetation and climate changes of Central and Eastern Europe in the late Pleistocene and Holocene at the interglacial and transitional stages of climate macrocycles). M.: GEOS (Publ.), 2016. 228 p. (in Russ.)
23. Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., and Borisova O.K. *Klimaticheski obuslovlennyye izmeneniya rechnogo stoka na ravninakh Severnoi Evrazii v pozdnelednikov'e i golotsene* (Climatically determined changes in river flow on the plains of Northern Eurasia in the Late Glacial and Holocene). *Vodnye resursy*. 2008. No. 35(4). P. 406–416. (in Russ.)
24. Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., and Borisova O.K. *Rechnoi stok na Vostochno-Evropeiskoi ravnine za poslednie 20 tysyach let i problema izmeneniya urovnei yuzhnykh morei* (River flow in the Eastern European plain over the last 20 thousand years and the problem of changing the levels of the southern seas). *Voprosy geografii*. 2018. No 145. P. 144–168. (in Russ.)
25. Brylev V.A., Mozzherin V.V., Panin A.V., and Sidorchuk A.Yu. *Paleopotamologiya rechnoi sistemy Volgi* (Paleopotamology of the Volga river system). Erosion and riverbed processes. R.S. Chalov (Ed.). Moscow: Maks-press (Publ.), 2010. P. 116–147. (in Russ.)
26. Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., and Chernov A.V. *Osnovnye etapy formirovaniya poim ravninnykh rek Severnoi Evrazii* (The main stages of formation of floodplains of lowland rivers of Northern Eurasia). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2011. No. 3. P. 20–31. (in Russ.)
27. Velichko A.A., Morozova T.D., and Nechaev V.P., Porozhnyakova O.M. *Paleokriogenez, pochvennyi pokrov i zemledelie* (Paleocryogenesis, soil cover and agriculture). M.: Nauka (Publ.), 1996. 150 p. (in Russ.)
28. MacDonald G.M., Beilman D.W., Kremenetski K.V., Sheng Y., Smith L.C., and Velichko A.A. Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric CH₄ and CO₂ variations. *Science*. 2006. No. 314. P. 285–288.
29. Korhola A., Ruppel M., Seppä H., Väliranta M., Virtanen N., and Weckstrom J. The importance of northern peatland expansion to the late-Holocene rise of atmospheric methane. *Quaternary Science Reviews*. 2010. No. 29. P. 611–617.
30. Howard A.J., Macklin M.G., Bailey D.W., Mills S., and Andreescu R. Late-glacial and Holocene river development in the Teleorman Valley on the southern Romanian Plain. *Journal of Quaternary Science*. 2004. No. 19. P. 271–280.
31. Kasse C., Bohncke S.J.P., Vandenberghe J., and Gábris G. Fluvial style changes during the last glacial-interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary). *Proceedings of Geology Association*. 2010. No. 121. P. 80–194.
32. Perşoiu I., Radoane M., and Urdea P. River Behavior during Pleniglacial–Late Glacial. Landform Dynamics and Evolution in Romania. M. Radoane and A. Vespremeanu-Stroe (Eds.). *Springer Geography*. 2017. P. 443–468.
33. Starkel L. Evolution of the Carpathian valleys and the Forecarpathian basins in the Vistulian and Holocene. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*. 1995. No. 29. P. 5–40.
34. Starkel L., Michczyńska D.J., Gębica P., Kiss T., Panin A., and Perşoiu I. Climatic fluctuations reflected in the evolution of fluvial systems of Central-Eastern Europe (60–8 ka cal BP). *Quaternary International*. 2015. No. 388. P. 97–118.
35. Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., and Chernov A.V. *Makroizluchiny rek ETS i problemy paleogidrologicheskikh rekonstruktsii* (Macromeanders of river channels in the European part of Russia and problems of paleohydrological reconstructions). *Vodnye resursy*. 1992. No. 19 (4). P. 93–96. (in Russ.)
36. Vandenberghe D.A.G., Derese C., Kasse C., and Van den Haute P. Late Weichselian (fluvio-) aeolian sediments and Holocene drift-sands of the classic type locality in Twente (E Netherlands): a high-resolution dating study using optically stimulated luminescence. *Quaternary Science Reviews*. 2013. No. 68. P. 96–113.
37. Kalinska E. and Nartiss M. Pleistocene and Holocene Aeolian sediments of different location and geological history: A new insight from rounding and frosting of quartz grains. *Quaternary International*. 2014. No. 328–329. P. 311–322.
38. Kalińska-Nartiša E., Thiel C., Nartišs M., Buylaert J.-P., and Murray A.S. The north-eastern aeolian 'European Sand Belt' as potential record of environmental changes: A case study from Eastern Latvia and Southern Estonia. *Aeolian Research*. 2016. No. 22. P. 59–72.
39. Stancikaite M., Baltrunas V., Karmaza B., Karmazienė D., Molodkov A., Obukhowsky V.S., Sidorowich W.M., and Motuzko A.N. The Late Glacial history of Gornitsa foreland and Kovaltsy Palaeolithic site, W Belarus. *Baltica*. 2011. No. 24 (1). P. 25–36.
40. Drenova A.N., Timireva S.N., and Chikolini N.I. Late Glacial dune-building in the Russian Plain. *Quaternary International*. 1997. No. 41 (42). P. 59–66.
41. Velichko A.A., Catto N., Drenova A.N., Klimanov V.A., Kremenetski K.V., and Nechaev V.P. Climate changes in East Europe and Siberia at the Late glacial–Holocene transition. *Quaternary International*. 2002. No. 91. P. 75–99.
42. Grichuk V.P. *Istoriya flory i rastitel'nosti Russkoi ravniny v pleistotsene* (History of flora and vegetation of the Russian plain in the Pleistocene). Moscow: Nauka (Publ.), 1989. 183 p. (in Russ.)
43. Jahns S. Late-glacial and Holocene woodland dynamics and land-use history of the Lower Oder valley, north-eastern Germany, based on two, AMS ¹⁴C-dated, pollen profiles. *Vegetation History and Archaeobotany*. 2000. No. 9. P. 111–123.
44. Jahns S. Palynological investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and settlement at the Lössdigsee, Mecklenburg, Germany. *Vegetation History and Archaeobotany*. 2007. No. 16. P. 157–169.
45. Bos J.A.A. and Urz R. Late Glacial and early Holocene environment in the middle Lahn river valley (Hessen,

- central-west Germany) and the local impact of early Mesolithic people – pollen and macrofossil evidence. *Vegetation History and Archaeobotany*. 2003. No. 12. P. 19–36.
46. Gałka M., Miotk-Szpiganowicz G., Goslar T., Jęško M., van der Knaap W.O., and Lamentowicz M. Palaeohydrology, fires and vegetation succession in the southern Baltic during the last 7500 years reconstructed from a raised bog based on multi-proxy data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. No. 370. P. 209–221.
47. Lamentowicz M., Obremska M., and Mitchell E.A.D. Autogenic succession, land-use change, and climatic influences on the Holocene development of a kettle-hole mire in Northern Poland. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2008. No. 151. P. 21–40.
48. Heikkilä M. and Seppä H. A 11,000 yr palaeotemperature reconstruction from southern boreal zone in Finland // *Quaternary Science Reviews*. 2003. No. 22. P. 541–554.
49. Seppä H. and Poska A. Holocene annual mean temperature changes in Estonia and their relationship to solar insolation and atmospheric circulation patterns. *Quaternary Research*. 2004. No. 61. P. 22–31.
50. Leroy S.A.G., Zolitschka B., Negendank J.F.W., and Seret G. Palynological analyses in the laminated sediment of Lake Holzmaar (Eifel, Germany): duration of Lateglacial and Preboreal biozones. *Boreas*. 2000. No. 29 (1). P. 52–71.
51. Goslar T., Kuc T., Ralska-Jasiewiczowa M., Różanski K., Arnold M., Bard E., van Geel B., Pazdur M., Szeroczyńska K., Wicik B., Więckowski K., and Walanus A. High-resolution lacustrine record of the Late Glacial/Holocene transition in central Europe. *Quaternary Science Reviews*. 1993. No. 12. P. 287–294.
52. Zernitskaya V.P. and Novenko E.Yu. *Rekonstruktsiya klimata Belarusi v pozdnelednikov'e i golotsene* (Reconstruction of the climate of Belarus in the Late Glacial and Holocene). *Engineering Journal: Science and Innovation*. 2016. No. 9. No. 163. P. 21–24. (in Russ.)
53. Zernitskaya V.P., Novenko E.Yu., Stanchikaite M., and Vlasov B.P. *Izmeneniya okruzhayushchei sredy v pozdnelednikov'e i golotsene na yugo-vostoke Belarusi* (Environmental Changes in the Late Glacial and Holocene in the South-East of Belarus). *Reports of the national Academy of Sciences of Belarus*. 2019. Vol. 63. No. 5. P. 584–596. (in Russ.)
54. Nizovtsev V.A., Novenko E.Yu., Erman N.M., Mazei N.G., Matasov V.M., Lavrova N.B., and Filimonova L.V. *Evolutsiya landshaftov basseina Srednei Protvy v golotsene* (Landscape evolution in the Middle Protva River basin during the Holocene). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2020. No. 1. P. 73–86. (in Russ.)
55. Novenko E., Tsyganov A., Volkova E.M., Babeshko K.V., Lavrentiev N.V., Payne R.J., and Mazei Y.A. The Holocene palaeoenvironmental history of Central European Russia reconstructed from pollen, plant macrofossil and testate amoeba analyses of the Klukva peatland, Tula region. *Quaternary Research*. 2015. No. 83. P. 459–468.
56. Novenko E.Yu., Volkova E.M., Nosova M.B., and Zuganova I.S. Late Glacial and Holocene landscape dynamics in the southern taiga zone of East European Plain according to pollen and macrofossil records from the Central Forest State Reserve (Valdai Hills, Russia). *Quaternary International*. 2009. No. 207. P. 93–103.
57. Tarasov P.E., Savelieva L.A., Long T., and Leipe C. Postglacial vegetation and climate history and traces of early human impact and agriculture in the present-day cool mixed forest zone of European Russia. *Quaternary International*. 2019. No. 516. P. 21–41.
58. Zagwijn W.H. Reconstruction of climate change during the Holocene in western and central Europe based on pollen records of indicator species. *Vegetation History and Archaeobotany*. 1994. No. 3. P. 65–88.
59. Coope G.R., Lemdahl G., Lowe J.J., and Walkling A. Temperature gradients in northern Europe during the last glacial-Holocene transition (14–9 ¹⁴C kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages. *Journal of Quaternary Science*. 1998. No. 5. P. 419–433.
60. Heikkilä M. and Seppä H. Holocene climate dynamics in Latvia, eastern Baltic region: a pollen-based summer temperature reconstruction and regional comparison. *Boreas*. 2010. No. 39. P. 705–719.
61. Khotinski N.A. and Klimanov V.A. Allerod, Younger Dryas and Early Holocene palaeo-environmental stratigraphy. *Quaternary International*. 1997. No. 41/42. P. 67–70.
62. Novenko E.Yu. and Olchev A.V. Early Holocene vegetation and climate dynamics in the central part of the East European Plain (Russia). *Quaternary International*. 2015. No. 388. P. 12–22.
63. Björck S., Kromer B., Johnsen S., Bennike O., Hammarlund D., Lemdahl G., Possnert G., Rasmussen T.L., Wohlfarth B., Hammer C.U., and Spurk M. Synchronised terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*. 1996. No. 274. P. 1155–1160.
64. Thomas E.R., Wolff E.W., Mulvaney R., Steffensen J.P., Johnsen S.J., Arrowsmith C., White J.W.C., Vaughn B., and Popp T. The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*. 2007. No. 26. P. 70–81.
65. Bos J.A.A., van Geel B., van der Plicht J., and Bohncke S.J.P. Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multi-proxy records. *Quaternary Science Reviews*. 2007. No. 26. P. 1927–1950.
66. Lotter A.F., Eicher U., Birks H.J.B., and Siegenthaler U. Late Glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Science*. 1992. No. 7. P. 187–204.
67. Subetto D.A., Davydova N.N., Sapelko T.V., Vol'fart B., Vastegord S., and Kuznetsov D.D. *Klimat severo-zapada Rossii na rubezhe pleistotsena i golotsena* (Climate of the North-West of Russia at the boundary of the Pleistocene and Holocene). *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. 2003. No. 5. P. 80–91. (in Russ.)
68. Borzenkova I.I., Borisova O.K., Zhil'tsova E.L., and Sapelko T.V. *Kholodnyi epizod okolo 8200 let nazad v Severnoi Evrope: analiz empiricheskikh dannykh i vozmozhnykh prichin* (Cold episode approximately 8200 years ago in Northern Europe: an analysis of empirical evidence and possible causes). *Led i Sneg*. 2017. No. 57. No. 1. P. 117–132. (in Russ.)

69. Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C., and Clark P.U. Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*. 1997. No. 25. P. 483–486.
70. Daley T.J., Thomas E.R., Holmes K., Street-Perrott F.A., Chapman M.R., Tindall J.C., Valdes P.J., Loader N.J., Marshall J.D., Wolff E.W., Hopley P.J., Atkinson T., Barber K.E., Fisher E.H., Robertson I., Hughes P.D.M., and Roberts C.N. The 8200yr BP cold event in stable isotope records from the North Atlantic region. *Global and Planetary Change*. 2011. No. 79. P. 288–302.
71. Veski S., Seppä, H., Stancikaite M., Zernitskaya V., Reitalu T., Gryguc G., Heinsalu A., Stivrins N., Amon L., Vassiljev J., and Heir O. Quantitative summer and winter temperature reconstructions from pollen and chironomid data between 15 and 8 ka BP in the Baltic-Belarus area. *Quaternary International*. 2015. No. 388. P. 4–11.
72. Heikkilä M. and Seppä H. A 11,000 yr palaeotemperature reconstruction from southern boreal zone in Finland. *Quaternary Science Reviews*. 2003. No. 22. P. 541–554.
73. Antonsson K. and Seppä H. Holocene temperatures in Bohuslän, southwest Sweden: a quantitative reconstruction from fossil pollen Data. *Boreas*. 2007. No. 36. P. 400–410.
74. Korhola A., Weckström J., Holmström L., and Erästö P. A quantitative Holocene climatic record from diatoms in northern Fennoscandia. *Quaternary Research*. 2000. No. 54. P. 284–294.
75. Teller J.T., Leverington D.W., and Mann J.D. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*. 2002. No. 21. P. 879–887.
76. Keigwin L.D. and Boyle E.A. Detecting Holocene changes in thermohaline circulation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2000. No. 4. P. 1343–1346.
77. Barber K., Zolitschka B., Tarasov P., and Lotter A.F. Atlantic to Urals – the Holocene climatic record of mid-latitude Europe // Past Climate Variability through Europe and Africa. R.W. Battarbee, F. Gasse, C.E. Stickley (Eds.). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers (Publ.), 2004. P. 417–442.
78. Harrison S.P. and Digerfeld G. European lakes as palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews*. 1993. No. 12. P. 233–248.
79. Allen J.R.M., Long A.J., Chris J., Pearson D.G., and Huntley B. Holocene climate variability in northernmost Europe. *Quaternary Science Reviews*. 2007. No. 26. P. 1432–1453.
80. Magny M. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*. 2004. No. 113. P. 65–79.
81. Velichko A.A., Kremenetskii K.V., Negendank I., Mingram I., Borisova O.K., Zelikson E.M., Novenko E.Yu., and Pisareva V.V. *Pozdnechetvertichnaya paleogeografiya severo-vostoka Evropy (po dannym kompleksnogo izucheniya osadkov Galichskogo ozera)* (Late Quaternary paleogeography of North-Eastern Europe (according to the multi-proxy study of lake Galich sediments)). *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. 2001. No. 3. P. 42–54. (in Russ.)
82. Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., and Borisova O.K. *Snizhenie stoka rek ravnin Severnoi Evrazii v optimum golotsena* (Decrease in the river runoff in the plains of Northern Eurasia during the Holocene climatic optimum). *Vodnye resursy*. 2012. No. 39 (1). P. 40–53. (in Russ.)
83. Inisheva L.I., Kobak K.I., and Turchinovich I.E. *Razvitiye protsessa zabolachivaniya i skorost' akkumulyatsii ugleroda v bolotnykh ekosistemakh Rossii* (Development of the waterlogging process and the rate of carbon accumulation in swamp ecosystems of Russia). *Geografiya i prirodnye resursy*. 2013. No. 3. P. 60–68. (in Russ.)
84. Novenko E.Yu., Mazei N.G., Kupriyanov D.A., Kusilman M.V., and Olchev A.V. *Peatland initiation in Central European Russia during the Holocene: Effect of climate conditions and fires* (Peatland initiation in Central European Russia during the Holocene: Effect of climate conditions and fires). *The Holocene*. 2020. Vol. 31.4. P. 545–555. <https://doi.org/10.1177/0959683620981709>
85. Dobrowolski R., Ziółek M., Bałaga K., Melke J., and Bogucki A. Radiocarbon Age and Geochemistry of the Infillings of Small Closed Depressions from Western Polesie (Poland Se, Ukraine Nw). *Geochronometria*. 2010. No. 36. P. 39–46.
86. Latalowa M. and Nalepka D. A study of the Late-Glacial and Holocene vegetational history of the Wolbrom area (Silesian-Cracovian Upland – S. Poland). *Acta Palaeobotanica*. 1987. No. 27. No. 1. P. 75–115.
87. Kalis A.J., Merkt J., and Wunderlich J. Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe – human impact and natural causes. *Quaternary Science Reviews*. 2003. No. 22. P. 33–79.
88. Kulesza P., Suchora M., Irena A., Pidek I.A., Dobrowolski R., and Alexandrowicz W.P. The Holocene palaeoenvironmental changes reflected in the multi-proxy studies of Lake Słone sediments (SE Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2012. No. 363. P. 79–98.
89. Harmata K. Late-glacial and Holocene history of vegetation at Roztoki and Tarnowiec near Jasło (Jasło-Sanok Depression). *Acta Palaeobotanica*. 1987. No. 27. No. 1. P. 43–65.
90. Sapelko T.V., Kuznetsov D.D., Korneenkova N.Yu., Denisikov V.P., and Ludikova A.V. *Paleolimnologiya vnutrennikh ozer ostrova Putsaari (Ladozhskoe ozero)* (Paleolimnology of internal lakes of Putsaari island (Ladoga Lake)). *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. 2014. No. 146 (3). P. 29–40. (in Russ.)
91. Ershova E.G. and Krenke N.A. *Izuchenie prirodnykh i kul'turnykh landshaftov zheleznoego veka v doline Moskvy-reki metodami palinologii i arkheologii* (Study of natural and cultural landscapes of the Iron Age in the Moscow River valley by methods of palynology and archaeology). *Vestnik arkheologii, antropologii i etnografii*. 2014. No. 3. P. 159–172. (in Russ.)
92. Kremenski K.V., Borisova O.K., and Zelikson E.M. The Late Glacial and Holocene history of vegetation in the Moscow region. *Paleontological Journal*. 2000. No. 34. No. 1. P. 67–74.

93. Nosova M.B., Novenko E.Yu., Severova E.E., and Volkova O.A. Vegetation and climate changes within and around the Polistovo-Lovatskaya mire system (Pskov Oblast, North-Western Russia) during the past 10,500 years. *Vegetation History and Archaeobotany*. 2019. No. 28. P. 123–140.
94. Miagkaia A. and Ershova E. A 10 000-year pollen and plant macrofossil record from the LosinyOstrov National Park (Moscow, Russia). *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2020. No. 438. P. 012018.
95. Bolikhovskaya N.S. *K istorii rastitel'nosti i klimata Podmoskovnoi Meshchery v golotsene* (On the history of vegetation and climate of the Moscow Meshchera during the Holocene). *Paleoklimaty golotsena Evropeiskoi territorii SSSR* (The Holocene Paleoclimates of the European territory of the USSR). M.: Nauka (Publ.), 1988. P. 76–85. (in Russ.)
96. Zernitskaya V.P., Matveev A.V., and Timireva S.N. *Istoriya formirovaniya bolota Ivanisovka (Belorusskoe Poles'e)* (History of the Ivanisovka peatland (Belarusian Polesie)). *Litasfera*. 2010. No. 1. No. 32. P. 20–30. (in Russ.)
97. Novenko E., Tsyganov A., Volkova E., Kupriyanov D., Mironenko I., Babeshko K., Utkina A., Popov V., and Mazei Yu. Mid- and Late Holocene vegetation dynamics and fire history in the boreal forest of European Russia: A case study from Meshchera Lowlands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. No. 459. P. 570–584.
98. Guiot J., Harrison S.P., and Prentice C. Reconstruction of Holocene precipitation in Europe using pollen and lake level data. *Quaternary Research*. 1993. No. 49. P. 139–149.
99. Cheddadi R., Yu G., Guiot J., Harrison S.P., and Prentice I.C. The climate of Europe 6000 years ago. *Climate Dynamics*. 1997. No. 13. P. 1–9.
100. Tarasov P.E., Guiot J., Cheddadi R., and Andreev A. Climate in northern Eurasia 6000 years ago reconstructed from pollen data. *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. No. 171. P. 635–645.
101. Wu H., Guiot J., Brewer S., and Guo Z. Climatic changes in Eurasia and Africa at the last glacial maximum and mid-Holocene: reconstruction from pollen data using inverse vegetation modeling. *Climate Dynamics*. 2007. No. 29. P. 211–229.
102. Borisova O. Environmental and climatic conditions of human occupation in the central east European plain during the middle Holocene: Reconstruction from palaeofloristic data. *Quaternary International*. 2019. No. 516. P. 42–57.
103. Olchev A.V., Getmanova E.R., and Novenko E.Yu. A modeling approach for reconstruction of annual land surface evapotranspiration using palaeoecological data. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2020. No. 438. P. 012021.
104. Novenko E.Yu., Tsyganov A.N., and Olchev A.V. Palaeoecological data as a tool to predict possible future vegetation changes in the boreal forest zone of European Russia: a case study from the Central Forest Biosphere Reserve. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2018. No. 107. P. 012104.
105. Novenko E.Yu., Tsyganov A.N., Babeshko K.V., Payne R.J., Li J., Mazei Y.A., and Olchev A.V. Climatic moisture conditions in the north-west of the Mid-Russian Upland during the Holocene. *Geography, Environment, Sustainability*. 2019. No. 12. P. 188–202.
106. Tarasov P.E., Gunova V.S., and Uspenskaya O.N. *Urovni ozer basseina Volgi kak indikator izmeneniya klimata v golotsene* (Lake levels of the Volga basin as an indicator of climate change in the Holocene). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 1997. No 3. P. 40–41. (in Russ.)
107. Rittweger H. The “Black Floodplain Soil” in the Amöneburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic and Subboreal dry period in Central Europe. *Catena*. 2000. No. 41. P. 143–164.
108. Panin A.V. and Karevskaya I.A. *Istoriya formirovaniya poimy r. Protvy v raione Satinskoi stantsii MGU* (History of the formation of the Protva River floodplain in the area of the Satinskaya station of Moscow State University). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2000. No. 4. P. 55–62. (in Russ.)
109. Ralska-Jasiewiczowa M. Environmental changes recorded in lakes and mires of Poland during the last 13,000 years. *Acta Palaeobotanica*. 1989. No. 29. P. 1–120.
110. Vinther B.M., Clausen H.B., Johnsen S.J., Rasmussen S.O., Andersen K.K., Buchardt S.L., Dahl-Jensen D., Seierstad I.K., Siggaard-Andersen M.-L., Steffensen J. P., Svensson A., Olsen J., and Heinemeier J. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. *Journal of Geophysical Research*. 2006. No. 111. P. D13102.
111. Berger A. and Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*. 1991. No. 10. P. 297–317.
112. Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M., Showers W., and Hoffmann S. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*. 2001. No. 294. P. 2130–2136.
113. Starkel L., Michczyńska D.J., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A. Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria*. 2013. No. 40. No. 1. P. 1–21.
114. Zernitskaya V. and Mikhailov N. Evidence of early farming in the Holocene pollen spectra of Belarus. *Quaternary International*. 2009. No. 203. P. 91–104.
115. Niinemets E. and Saarse L. Holocene vegetation and land-use dynamics of south-eastern Estonia. *Quaternary International*. 2009. No. 207. P. 104–116.
116. Lychagina E.L., Zaretskaya N.E., Chernov A.V., Lapteva E.G., Trofimova S.S., and Zinov'ev E.V. *Paleoekologicheskie issledovaniya v raione Chashkinskogo ozera (Srednee Predural'e)* (Paleoecological research in the area Chashkinskoe lake (middle Urals)). *Sed'mye Bersovskie chteniya. Materialy vsrossiiskoi nauchno-prakticheskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem* (The Seventh Bers readings. Materials of the all-Russian scientific and practical conference with international participation). 2016. P. 294–302. (in Russ.)
117. Klimanov V.A., Khotinskii N.A., and Blagoveshchenskaya N.V. *Kolebaniya klimata za istoricheskii peri-*

- od v tsentre russkoi ravniny* (Climate fluctuations over the historical period in the center of the Russian plain). *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. 1995. No. 1. P. 89–96. (in Russ.)
118. Klimenko V.V. and Klimanov V.A. *Kholodnyi klimat rannei subatlanticheskoi epokhi v Severnom polusharii* (Cold climate of the early Subatlantic epoch in the Northern Hemisphere). *Doklady Akademii nauk*. 2003. No. 391 (3). P. 393–397. (in Russ.)
 119. Roland T.P., Caseldine C.J., Charman D.J., Turney C.S.M., and Amesbury M.J. Was there a ‘4.2 ka event’ in Great Britain and Ireland? Evidence from the peatland record. *Quaternary Science Reviews*. 2014. No. 83. P. 11–27.
 120. Pleskot K., Apolinarska K., Kołaczek P., Suchora M., Fojutowski M., Joniak T., Kotrys B., Kramkowski M., Słowiński M., Woźniak M., and Lamentowicz M. Searching for the 4.2 ka climate event at Lake Spore, Poland. *Catena*. 2020. No. 191. P. 104565.
 121. Perşoiu A., Ionita M., and Weiss H. Atmospheric blocking induced by the strengthened Siberian High led to drying in west Asia during the 4.2 ka BP event – a hypothesis. *Climate of the Past*. 2019. No. 15. P. 781–793.
 122. Bradley R.S. and Bakke J. Is there evidence for a 4.2kaBP event in the northern North Atlantic region? *Climate of the Past*. 2019. No. 15. P. 1665–1676.
 123. Arz H.W., Lamy F., and Pätzold J. A pronounced dry event recorded around 4.2 ka in brine sediments from the northern Red Sea. *Quaternary Research*. 2006. No. 66. P. 432–441.
 124. Ralska-Jasiewiczowa M., Nalepka D., and Goslar T. Some problems of forest transformation at the transition to the oligocratic/Homo sapiens phase of the Holocene interglacial in northern lowlands of central Europe. *Vegetation History and Archaeobotany*. 2003. No. 12. P. 233–247.
 125. Van Geel B. A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands, based on the analyses of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 1978. No. 25. P. 1–120.
 126. Charman D.J. and Hendon D. Long-term changes in soil water tables over the past 4500 years: relationships with climate and North Atlantic atmospheric circulation and sea surface temperature. *Climatic Change*. 2000. No. 47. P. 45–59.
 127. Lücke A., Schleser G.H., Zolitschka B., and Negen-dank J.F.W. A Lateglacial and Holocene organic carbon isotope record of lacustrine palaeoproductivity and climatic change derived from varved lake sedi-ments of Lake Holzmaar, Germany. *Quaternary Science Reviews*. 2003. No. 22. P. 569–580.
 128. Büntgen U., Tegel W., Nicolussi K., McCormick M., Frank D., Trouet V., Kaplan J.O., Herzig F., Heuss-ner K.U., Wanner H., Luterbacher J., and Esper J. 2500 years of European climate variability and human susceptibility. *Science*. 2011. No. 331. P. 578–582.
 129. Helama S., Jones P.D., and Briffa K.R. Dark Ages Cold Period: A literature review and directions for future research. *The Holocene*. 2017. No. 27. P. 1600–1606.
 130. Gouw-Bouman M.T.I.J., van Asch N., Engels S., and Hoek W.Z. Late Holocene ecological shifts and chironomid-inferred summer temperature changes re-constructed from Lake Uddelermeer, the Netherlands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2019. No. 535. P. 109366.
 131. Goosse H., Renssen H., Timmermann A., and Brad-ley R.S. Internal and forced climate variability during the last millennium: a model-data comparison using ensemble simulations. *Quaternary Science Reviews*. 2005. No. 24. P. 1345–1360.
 132. Büntgen U., Trouet V., Frank D., Leuschner H.H., Friedrichs D., Luterbacher J., and Esper J. Tree ring indicators of German summer drought over the last millennium. *Quaternary Science Reviews*. 2010. No. 29. P. 1005–1016.
 133. Kozharinov A.V., Sirin A.A., Klimenko V.V., Klima-nov V.A., Malyasova E.S., and Slepsov A.M. *Dinami-ka rastitel'nogo pokrova i klimata Zapadnodvinskoi niziny (Tverskaya oblast') za poslednie 5 tysyach let* (Dy-namics of vegetation cover and climate of the Zapad-no-dvinskaya lowland (Tver region) over the last 5 thousand years). *Botanicheskii zhurnal*. 2003. No. 88 (3). P. 90–97. (in Russ.)
 134. Panin A. and Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European plain over the last 20 ka and its palaeohy-drological implications. *Catena*. 2015. No. 130. P. 46–61.
 135. Klimanov V.A. and Sirin A.A. *Dinamika torfonako-pleniya bolotami Severnoi Evrazii za poslednie 3000 let* (Dynamics of peat accumulation by swamps of North-ern Eurasia over the last 3000 years). *Doklady RAN*. 1997. No. 354 (5). P. 683–686. (in Russ.)
 136. Pisarchuk N.M., Novenko E.Yu., Kozlov D.N., and Shilov P.M. *Vliyanie klimaticheskikh izmenenii na les-nye ekosistemy i protsessy zabolachivaniya v Tsentral'no-lesnom zapovednike* (Influence of climatic changes on fo-rest ecosystems and waterlogging processes in the Central Forest Reserve). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2016. No. 4. P. 73–82.
 137. Budyko M.I. *Klimat v proshlom i budushchem* (Climate in the past and future). L.: Gidrometeoizdat (Publ.), 1980. 352 p. (in Russ.)

МЕТОДИКА НАУЧНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.435.1:551.4.01:001.4

О ТЕРМИНОЛОГИИ И КЛАССИФИКАЦИИ
РАЗВЕТВЛЕНИЙ РУСЕЛ РАВНИННЫХ РЕК

© 2021 г. Р. С. Чалов^{1,*}, А. С. Чалова¹, Г. Б. Голубцов¹

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

*E-mail: rshalov@mail.ru

Поступила в редакцию 21.01.2021 г.

После доработки 26.03.2021 г.

Принята к публикации 09.04.2021 г.

Русла рек, разветвленные на рукава, отличаются очень большим разнообразием как морфологически (по количеству и водности рукавов и проток, размерам и форме островов, их взаиморасположению, соотношениям, эволюции и т.д.), так и по режиму деформаций. Тем не менее как в отечественной, так и в зарубежной литературе при их описании и анализе существуют разночтения в применении определяющих их терминов и классификаций, не позволяющих судить о типах разветвлений и характере переформирований, возможной реакции на изменения факторов из-за слишком большой схематичности и обобщенности. В статье дана развернутая, наиболее полная классификация разветвленных русел, разработанная МГУ, и обосновывается применение терминов и понятий, характеризующих каждый тип или разновидность разветвлений и их элементы. Классификация постоянно совершенствуется по мере получения новых данных на основе выполняющихся исследований. Русловые разветвления формируются на нескольких структурных уровнях — точечном, осередковом, русловом (островном), пойменно-русловом и пойменном (раздвоенные русла). Каждый более высокий уровень разветвленности включает в себя типы русла предшествующих уровней. Основными, определяющими русловой режим рек с разветвленным руслом, являются русловые (островные) разветвления, по которым выделяются морфологические однородные участки или единичные формы разветвлений русла или рукавов пойменно-русловых разветвлений и раздвоенных русел. В свою очередь, в русловых (островных) разветвлениях каждый их тип имеет несколько разновидностей в зависимости от количества и морфологии находящихся в них островов, устойчивости русла, водности рукавов и особенностей рассредоточения по ним стока воды и наносов. Выделенные типы русловых разветвлений и их разновидности характеризуются своими значениями показателей квазиоднородности потока И.Ф. Карасева и коэффициентов в гидролого-морфологических зависимостях, связывающих морфологические параметры русел с показателями определяющих факторов.

Ключевые слова: разветвленные русла, многорукавные русла, острова, осередки, рукава, протоки, русловые деформации, русловой режим

DOI: 10.31857/S0435428121030032

ВВЕДЕНИЕ

Русла рек, разветвленные на рукава (многорукавные), — самые сложные и многообразные морфологически, по режиму переформирований и возможностям регулирования при решении воднотранспортных и водохозяйственных задач. Тем не менее в литературе о разветвлениях существует большой терминологический разнобой: многорукавные русла, хотя это может быть всего два рукава; разветвленность русла и разветвленность потока (разделение его на ветви течения); осередки (отмели посередине русла, обсыхающие в межень), которые нередко называют островами, и ставится знак равенства между осередковыми и русловыми (островными) разветвлениями [1], в

обоих случаях именуемых многорукавностью (но осередки разделяют лишь межennyй поток на ветви течения — протоки; у островов, покрытых растительностью, ветви сохраняются при их затоплении в многоводную фазу режима); рукава (или протоки?), создающие собственно разветвления русла, и разветвления, возникающие на излучинах или при их спрямлении (новое русло и староречье); разветвления, созданные небольшими островами, возле которых ширина русла в пойменных бровках остается неизменной, и островами, поперечники которых превосходят ширину русла в несколько раз, а суммарная ширина обоих рукавов больше ширины русла перед узлом разветвления, и т.д. Часто один и тот же термин

применяется для обозначения совершенно разных по морфологии и условиям формирования разветвлений или их элементов. Наглядный пример тому – применение понятий “рукав” и “протока”. Протоками называют и относительно маловодные извилистые водотоки, расчленяющие пойму большой реки на отдельные, разных размеров и конфигурации массивы (о-в Симан на Оби имеет длину 36 км при ширине русла 600 м), и протоки, огибающие в межень осередки (ответвления, по Н.И. Маккавееву [2], – еще один термин для их обозначения), и равноценные по водности и морфометрическим характеристикам рукава, разделенные островами. Эти различия нашли отражение в терминологическом словаре Д.А. Тимофеева [3]. С другой стороны, на картах (как предназначенных для водных путей, так и общегеографических) и в лоциях все рукава называются протоками, если они не имеют местных наименования (полои на Сев. Двине, шары на Печоре, воложки на Волге), а в ряде случаев рукава длиной в десятки и сотни километров – реками (Ахтуба на нижней Волге, Турунчук на Днестре, Малая, Горная и Большая Обь на нижней Оби), равно как и островами – небольшие острова в русле реки, и огромные пойменные массивы между основным руслом и пойменными протоками (упомянутый о-в Симан на р. Оби длиной 36 км).

Все это обусловлено при очень большом морфологическом многообразии разветвлений [4] их слабой изученностью вплоть до середины XX века. Она была связана с рядом причин. Сложные разветвления (именно многорукавность) – прерогатива больших и крупнейших рек, хотя уже размер рек создавал трудности постановки исследований. На них, с одной стороны, глубины и другие параметры русел из-за многоводности рек не создавали затруднений при их использовании как водных путей сообщения, а прокладка коммуникаций через реки была столь редка, что позволяла изыскивать обходные пути, где река собирается в едином неразветвленном русле. С другой стороны, в большинстве случаев такие реки протекают по слабо освоенным еще в недалеком прошлом и мало населенным территориям, вследствие чего создаваемая ими опасность была эпизодична или невелика по масштабам проявления. На сравнительно небольших реках разветвления, особенно сложные по морфологии и динамике, встречаются в предгорьях и во внутригорных котловинах. И хотя здесь они всегда характеризуются повышенной опасностью, но ограниченность распространения и вместе с тем большие технические трудности организации и проведения русловых исследований (но по другим причинам, чем на крупнейших реках – большие скорости течения, галечно-валунный аллювий) обеспечивают до сих пор их состояние “белых пятен” в по-

знании руслового режима рек, и именно за их руслами закрепились определения “разбросанные” или “блуждающие”. Лишь в 1960–1980-е годы появились результаты первых серьезных исследований механизмов, условий формирования, морфологии, режима деформаций и регулирования разветвлений [5–7], приведшие к настоящему времени к созданию теоретических представлений о генезисе, морфодинамике и гидроморфологии разветвлений речных русел [8–11]. В то же время некоторые классификации русел и типизации русловых процессов продолжают сохранять выделение всего одной-двух типов разветвлений под общими названиями (в отличие от меандрирующих русел), не дающими возможности судить об их морфологии и режиме переформирования.

Задача настоящей статьи – на основе накопленных материалов исследований русловых процессов на разветвленных реках с конца 50-х годов XX века, их обобщения и новейших данных по рекам разных размеров, протекающих в разных условиях, с разной водоносностью, водным режимом и стоком наносов, в том числе получаемых с применением все более современных методов и аппаратуры (космических снимков, ГИС-технологий, доплеровских измерителей течений и т.д.), и развивая предлагаемые подходы к их типизации, обосновать усовершенствованную классификацию как разветвлений в рамках морфодинамической классификации речных русел МГУ [8, 10–12], так и составляющих их элементов (проток и рукавов, островов и островных массивов) с учетом развития их типов на разных структурных уровнях проявлений русловых процессов, установленных лишь в последнее время [12], и получения в ходе продолжающихся исследований новейших данных о морфодинамике разветвлений. Это неизбежно влечет за собой уточнение терминологии разветвлений, точнее приведение в соответствие с предлагаемой классификацией основных понятий – рукав, протока, ответвление; остров, осередок, островной массив и т.д., снабдив их необходимыми поясняющими определениями.

ОСНОВНЫЕ ТЕРМИНЫ И ПОНЯТИЯ

В связи с отмеченными терминологическими различиями следует дать определения основным понятиям, которые в статье, как и в других работах авторов, применяются для характеристики разветвленных русел:

осередки – отмели посередине реки или отдельные от берегов протоками, представляющие собой повышенные части гряд – мезо- или макроформ рельефа речного русла, в межень обсыхающие и создающие *осередковые разветвления*;

острова – части суши на реке, покрытые растительностью, отделенные от берегов рукавами, вызывающие рассредоточение стока во все фазы водного режима и затопляемые в половодье или высокие паводки; *пойменные (аккумулятивные) острова* образуются при зарастании осередков, *цокольные острова* – то же, но на выступах посередине реки коренных пород (если растительность отсутствует, то такие выступы называют *огрудками*); при врезании реки они превращаются в незатопляемые *коренные острова*; при затоплении в многоводный период (половодье, паводок) разделение потока на ветви течения сохраняется благодаря растительности (кустарниковой, лесной, луговой) и большей высотой по сравнению с осередками или огрудками, а на поверхности островов происходит аккумуляция наносов, создающих пойменную фацию аллювия; образование островов приводит к формированию *русловой (островной) разветвленности* русел;

протоки – по Н.И. Маккавееву [2, с. 309], “разветвления, длина которых близка к длине изгиба меженного русла реки (т.е. к длине периметра побочня переката) ... Разделяются ... низкими, обычно лишены растительности осередками” – *осередковая разветвленность*;

рукава – “разветвления, длина которых составляет величины одного порядка с длиной излучины весеннего русла. ... Разделены островами, затопляемыми только в высокое половодье и покрытыми растительностью” [2, с. 309]; являются элементами *русловых (островных) разветвлений* (русловой многорукавности);

пойменные протоки – маловодные по отношению к руслу реки ответвления, расчленяющие пойму на отдельные островные массивы и создающие *пойменную многорукавность*.

Под *разветвлениями* при этом понимается широкий спектр разделений потока на ветви течения, проявляющихся в рельефе русла на уровне грядовых образований (осередков) как форм перемещения наносов, в структуре (морфологии) самого русла – морфодинамическом его типе, в виде единичных форм и морфологически однородных участков, в образовании разветвлений 2–3-го порядков в рукавах самих разветвлений, на излучинах русла и в прямолинейном неразветвленном русле. Это обуславливает необходимость уточнения терминов, определяющих каждый тип или разновидность разветвлений.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПОДХОДЫ К КЛАССИФИКАЦИИ РАЗВЕТВЛЕНИЙ

Обзор и анализ отечественных классификаций разветвлений содержится в ряде публикаций [9, 10, 13, 14]. И хотя практически во всех отмечается морфологическое многообразие разветвлений и

специфичность подходов к управлению русловыми процессами при решении водохозяйственных и воднопутевых задач [5, 6, 15–18], это многообразие нашло отражение только в морфодинамической классификации русел МГУ [4]. В ней оно рассматривается на всех структурных уровнях развития русловых процессов, в формировании морфологически однородных участков и единичных форм разветвлений, в том числе в рукавах разветвлений, на излучинах и в прямолинейном неразветвленном русле, где они представляют собой образования 2–3-го порядков, пойменной и дельтовой многорукавности, и ветвях течения, огибающих отмели (осередки) посередине рек. Всего выделено 25 типов разветвлений, разделенных по 5 уровням их формирования; наибольшее число разветвлений – на островном (русловом) уровне (11, создающих морфологически однородные участки, и 4, встречающиеся в виде единичных форм), причем для каждого типа даны принципиальные схемы их регулирования. В широко распространенной классификации ГГИ [1], классификации Н.А. Ржаницына [19] и некоторых других выделено всего две разновидности разветвленных русел: например, по ГГИ – осередковая или русловая многорукавность и пойменная многорукавность.

Анализ большинства существующих зарубежных классификаций показал, что они основываются исключительно на очертаниях русел в плане. На этот недостаток указано в аналитическом обобщении [20], в котором подчеркнута необходимость учитывать и другие характеристики разветвлений, но отмечено, что в разветвленных руслах трудно поддаются количественной оценке темпы русловых деформаций и существуют сложности получения морфометрических характеристик, сильно варьирующих в зависимости от водности рек. Решению этой проблемы посвящены разработки автоматизированных систем оценки деформаций [21], в том числе с использованием индексов плановых (горизонтальных) переформирований ИПП, технологий дистанционного зондирования и ГИС.

В последние годы был предложен ряд классификационных схем, существенно изменивших, подобно отечественным работам, представления о разнообразии морфодинамических типов разветвленных русел и их географическом распространении. Впервые в зарубежной литературе были выделены и обоснованы русловая и пойменная многорукавность (“anabranching”, “anastomosing” в англоязычной терминологии) [20, 22], выявлены их морфодинамические отличия от разветвленности, соответствующей формам руслового рельефа (“braided channel”) – осередковой. Показано, что многорукавные русла (“anabranching channels”) доминируют на всех крупнейших реках (с расходом воды более 17000 м³/с), за ис-

ключением р. Миссисипи [23] (на реках России таковыми исключениями являются средняя Обь и нижний Иртыш). Указывалось, что морфодинамические типы русел этих рек вообще отличаются от традиционно рассматриваемых в литературе, что характерно и для отечественных исследований.

Наибольшую известность в англоязычной литературе в последние годы получили морфодинамическая классификация A.D. Knighton и G.C. Nanson [24] и гидролого-морфологическая классификация В. Eaton и др. [25]. В основе первой лежит положение о существовании разветвленных русел двух основных категорий: “braided” и “anabranching”. Разветвленное русло “braided” – это русло, разделенное осередками, находящимися в пойменных бровках (соответствует осередковому разветвлению). Разветвленное русло «anabranching» состоит из большого количества рукавов, разделенных островами, размеры которых превосходят размеры самих рукавов. Среди них выделяется 6 типов: 1) Cohesive-sediment anabranching rivers (anastomosing rivers) – много рукавные русла в связных группах, отличающиеся малыми уклонами, малой мощностью, относительной стабильностью и низкими значениями показателей b_p/h (b_p – ширина русла, h – глубина); развитие русел таких рек происходит при отложении наносов; 2) Sand-dominated, island-forming rivers – русловая много рукавность песчаных русел; стабильность разветвлений обусловлена малой мощностью потока и распространением растительности по берегам, что препятствует их размывам; 3) Mixed-load, laterally active anabranching rivers – блуждающие разветвленные русла, с меандрирующими рукавами, характеризующиеся поперечным смещением в пределах пойменного сегмента; 4) Sand-dominated, ridge-forming anabranching rivers – разветвленные русла с песчаным аллювием и развитыми аллювиальными формами, характерны для рек аридных регионов, отличаются субпараллельным положением рукавов, разделенных узкими, обрывистыми песчаными грядами, вершины которых закреплены растительностью; формирование таких гряд связано либо с появлением растительности посередине русла (зарастание осередков), либо с отделением пойменного сегмента (прорванные излучины); 5) Gravel-dominated, laterally anabranching rivers – галечно-валунные и гравийные блуждающие разветвленные русла, обычные для рек горных регионов; под термином “wandering” понимается переходный тип между меандрирующими и разветвленными руслами; эти реки отличаются высокой мощностью потока, достаточной для значительных перестроений (в классификации МГУ они соответствуют полугорным и горным рекам с развитыми аллювиальными формами); образование островов связано с массовой остановкой матери-

ала при переходе от гор к равнинам [20, 23]; 6) Gravel-dominated, stable anabranching rivers – галечно-валунные устойчивые русла – небольшая группа рек с большими уклонами; острова сложены грубообломочным материалом; новые рукава формируются в основном в результате обрыва древесных заломов и аккумуляции наносов. Для этой классификации характерны использование неоднородных морфологических признаков и отсутствие четких типологических параметров.

Классификация В. Eaton и др. [25] развивает известные построения, принятые для дифференциации русел по гидролого-морфологическим зависимостям и QI -диаграммам [20]. Пороговые значения определяют границы между неразветвленными (прямолинейными и меандрирующими) и много рукавными (разветвленными) руслами. Вторая граница проходит между стабильными разветвленными руслами “anabranching channels” и нестабильными разветвлениями – осередковой разветвленностью “braided channels”. Сами зависимости и их пороговые значения аналогичны зависимостям, предложенным еще в середине XX века [26]. Разветвленные русла разных типов группируются в разных областях QI -диаграммы.

Приведенный анализ показывает ограниченность зарубежных классификаций, отсутствие в них морфодинамического подхода и, как следствие, невозможность применить к оценке сложных разветвлений, их многообразия, эволюции и трансформации при изменении природных факторов и антропогенных воздействиях (относительно последнего – кроме [25]); в ряде классификаций, в том числе отечественных [19], принят подход, не позволяющий проводить сопоставления с другими подходами, в том числе из-за разноплановости признаков, по которым происходит выделение типов разветвлений.

СТРУКТУРНЫЕ УРОВНИ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗВЕТВЛЕНИЙ

В соответствии с представлениями о дискретности русловых процессов [1, 9] формирование разветвлений русла рассматривается на нескольких структурных уровнях [12]. **Точечные разветвления** [21] проявляются только в межень, когда образующие их формы обсыхают, будучи связанными с крупными наносами (валунами, глыбами) или грядовыми ультрамикро- и микроформами руслового рельефа на мелководьях. В многоводные фазы водного режима этот вид разветвленности утрачивается, а образующие его валуны или гряды слагают формы движения влекомых наносов, первые – на горных галечно-валунных реках, вторые (микро- и ультрамикроформы руслового рельефа) – по периферии прирусловых отмелей на равнинных реках.

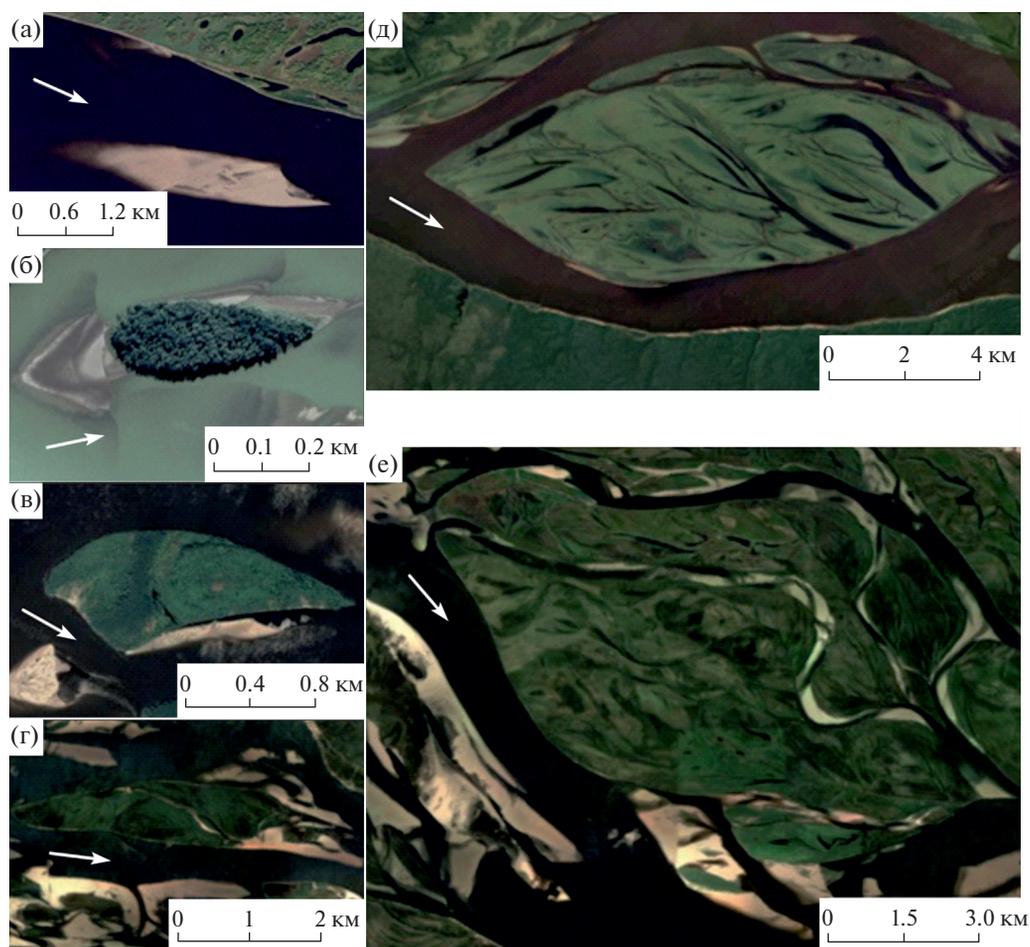


Рис. 1. Осередок ((а) – средняя Лена, выше г. Якутска) и острова разных типов: (б) – элементарный (верхняя Обь, Акутихинское разветвление), (в) – малый (средняя Лена, “разбой Рассолода”), (г) – средний (средняя Лена, о-в Пономарев), (д) – большой (нижняя Обь, о-в Сухоруковский), (е) – островной массив (средняя Лена, выше Кангаласского камня) [30, с изменениями и дополнениями], (космоснимки).

Осередковые разветвления [1] связаны с грядовым движением наносов, представляя собой протоки межженного русла, разделенные обсыхающими осередками (рис. 1а). В многоводные фазы режима они, оказываясь под воздействием потока, перестают разделять поток на ветви течения, смещаются, составляя макроформы грядового движения наносов. Осередки могут быть [27]: 1) элементарными (простыми), представляющими собой высокие части одиночных больших гряд – макроформ, занимающими от 1/5 до 1/10 ширины русла; 2) большими (сложными) состоящими из нескольких надвинувшихся друг на друга гряд – макроформ, шаг которых сопоставим с шириной русла или рукава, в котором они сформировались; 3) побочными, отделенными от берегов побочными протоками; 4) косами в ухвостьях островов, отчлененными от них протокам, вследствие разницы в уровнях воды в рукавах.

Русловые (островные) разветвления наиболее многочисленны и разнообразны по морфологии

и переформированиям, определяют морфодинамический тип русла, связаны с образованием в русле островов, разделяющих реки на ветви течения даже во время максимального их затопления и представляющих собой важный элемент консервации руслообразующих наносов. Выделяются *элементарные острова* (рис. 1б), формирующиеся при зарастании осередков, сохраняющие их форму и размеры (на верхней Оби их длина и ширина от нескольких десятков до сотен метров, на средней Лене – до 1–2 км при ширине русла, соответственно, до 2.5 и 5–7 км); *малые острова* (рис. 1в), возникающие при объединении 2–3 элементарных; преобладающие их размеры на больших реках – сотни метров (реже первые километры) в длину и 200–300 м в ширину при средней суммарной ширине русла вместе с островами – 3–5 км; *средние острова* (рис. 1г), образующиеся как несколькими объединившимися малых или элементарных, а также вследствие причленения к ним побочной со стороны рукавов или к оголов-

кам, и кос в ухвостьях при частичном, обычно с оголовков, размыве; их размеры сопоставимы с размерами русла, имея на больших реках – верхней Оби и средней Лене – 3–5 км в длину и 1–1.5 км в ширину при суммарной ширине русла соответственно 3–4 и 7–8 км; *большие острова* (рис. 1д), представляющие собой несколько объединившихся малых и средних при обсыхании и зарастании разделяющих их протоков; это – наиболее крупные формы в русловых разветвлениях, квазистабильные, подверженные лишь частичным переформированиям в течение многих десятилетий и даже столетий. В ширину они достигают на средней Лене 3–5 км при длине до 10–12 км.

В процессе эволюции (причленения и зарастания побочной) развития кос в ухвостьях и объединения острова приобретают все большие размеры, сохраняя соотношение длины и ширины $L_o/B_o = 3-4$, соответствующее минимуму гидравлических сопротивлений [28, 29]. Со временем они образуют *островные массивы* (рис. 1е) сложной конфигурации и с размерами, превосходящими ширину русла [30], создавая уже более высокие уровни разветвленности.

Пойменно-русловые разветвления связаны с островными массивами, причем каждый рукав имеет свой морфодинамический тип русла, представленный несколькими излучинами, русловыми разветвлениями и прямолинейными, неразветвленными участками или их чередованием по длине рукавов. Они формируются: а) на реках с меандрирующим руслом (Ока, Вычегда, средняя Обь между устьями Томи и Ваха) там, где их русла по диагонали пересекают пойму, перемещаясь от одного борта долины к другому, при глубоком затоплении поймы в многоводную фазу режима (рис. 2а); б) на реках с разветвленным руслом (Сев. Двина, Печора, Обь, Киренга); связаны они с образованием больших островов также на перевале реки от одного борта долины к другому (рис. 2б); в) ниже выступов и мысов коренных берегов (верхняя и нижняя Обь, Лена между устьями Алдана и Вилюя, нижняя Волга), оказывающих на поток направляющее воздействие, и поворотов долины реки (рис. 2в); г) в узлах слияния больших рек (Амуро-Уссурийский узел; Обь и Томь), в которых один из рукавов, первый соединяющийся с притоком, характеризуется при различном сочетании уровней воды на главной реке и притоке переменным направлением течения то в одну, то в другую сторону (рис. 2г); д) сложные трех-, четырехрукавные с развитыми, крутыми или прорванными излучинами (рис. 2д); эта разновидность разветвлений описана совсем недавно [12], и их генезис еще не установлен; е) вследствие размыва перешейка между руслом (в том числе рукава раздвоенного русла) и пойменной протокой (средняя Обь, левый рукав раз-

двоенного русла нижней Оби – Малая Обь, Енисей между Майнским гидроузлом и Красноярским водохранилищем) и увеличения водности последней из-за отвлечения в них части стока, иногда значительной, из основного русла и превращения их в рукава реки (рис. 2е); ж) при образовании прорванных излучин или спрямлении двух-трех смежных излучин (средняя и нижняя Обь) и рассредоточении стока между старым руслом, превратившимся в рукав, и спрямляющим рукавом, русло которого меандрирует или, в свою очередь, разветвляется (рис. 2ж). Иногда, в трех-, четырехрукавных пойменно-русловых разветвлениях возникают комбинации рукавов, имеющих различный генезис. Например, на верхней Оби ниже Тарадановской вписанной излучины трехрукавное пойменно-русловое разветвление сформировалось ниже вогнутого правого коренного берега, причем левый рукав представляет бывшую пойменную протоку, между которой и современным центральным рукавом через узкий перешеек во время половодья образовался проран; каждый из рукавов состоит из чередования прямолинейных отрезков, пологих сегментных излучин и одиночных разветвлений (рис. 2з).

Пойменный уровень разветвлений свойственен только широкопойменному руслу. В *раздвоенном русле* река протекает двумя (на нижней Оби местами до четырех) самостоятельными рукавами длиной на больших и крупнейших реках до нескольких десятков и даже сотен километров. Между ними находятся обширные пойменные массивы (междурукавья, по [31]), расчлененные пойменными протоками. Разновидности раздвоенных русел: а) на крупнейших реках (средняя и нижняя Обь, нижний Амур) при соотношении $B_n/b_p > 10$ (B_n – ширина поймы, b_p – русла), количество рукавов раздвоенного русла – от 2 до 4 при соотношении водности рукавов 1 : 1 до 1 : 3, что создает условия для развития пойменной многорукавности, обеспечивающей гидравлическую связь между рукавами при условии прохождения руслоформирующего расхода воды Q_ϕ при глубоководности и на длительный срок затопляемой пойме (рис. 3а); б) “реликтовые”, являющиеся отражением заполнения наносами ингрессионных заливов – бывших дельт выполнения (Волга–Ахтуба, Днестр–Турунчук), причем в зависимости от условий прохождения Q_ϕ рукава могут иметь или не иметь соединений по пойменным протокам (рис. 3б); в) в условиях направленной аккумуляции наносов на малых и средних реках: Чарыш [31], Туул [32], Аргунь [33] (рис. 3в); г) пойменные проточно-озерные разветвления (Янцзы, Терек) [10] (рис. 3г); д) образующие “внутренние дельты” (Нигер) [34].

На этом же уровне формируются *дельтовые разветвления* в устьях рек и *разветвления на кону-*

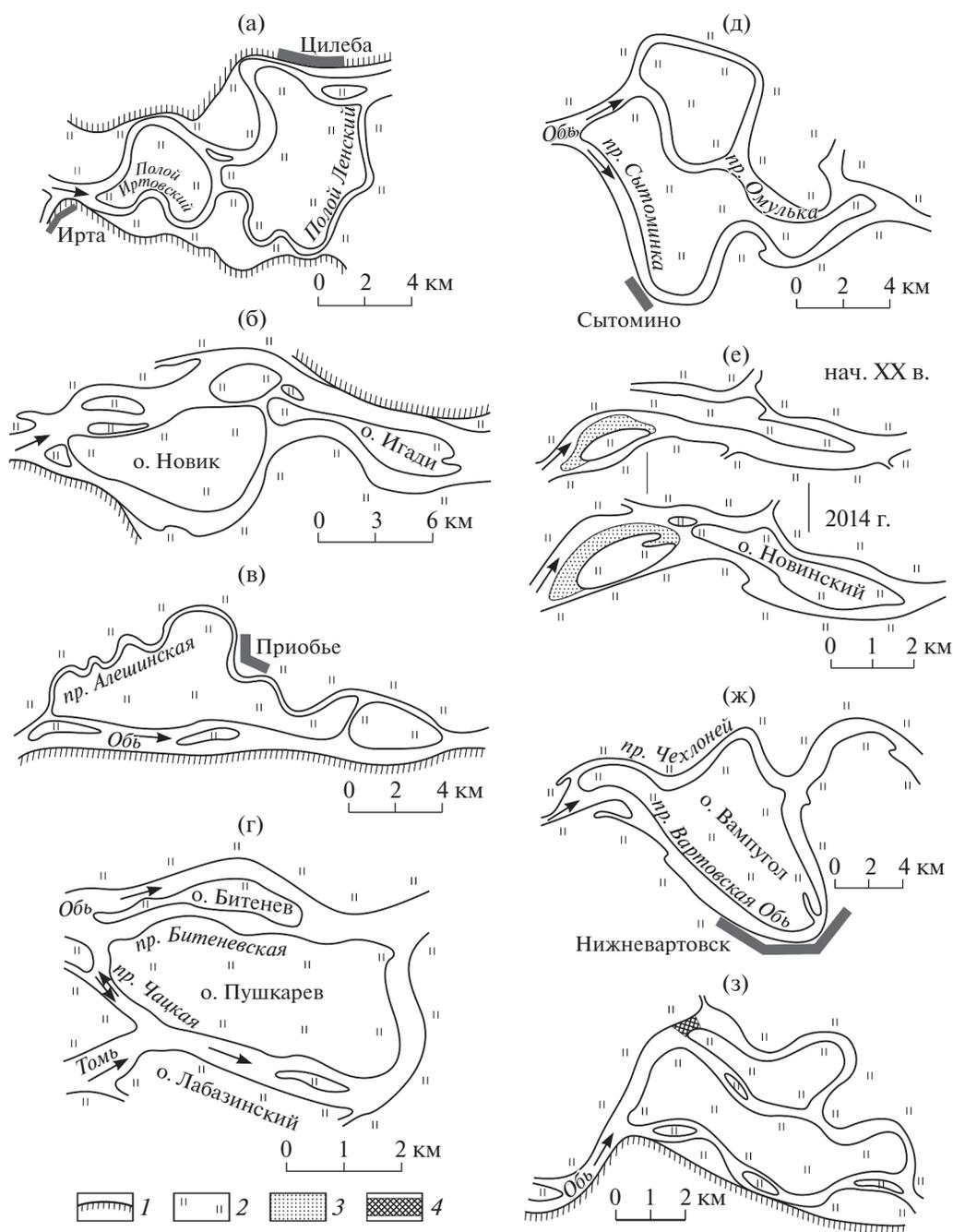


Рис. 2. Пойменно-русловые разветвления: (а) – на реке с меандрирующим руслом (р. Вычегда, Иртовско-Ленское разветвление), (б) – на реке с разветвленным руслом (р. Печора), (в) – ниже выступов коренных ведущих берегов или изгибов возле них долины (нижняя Обь, Алешкинское разветвление), (г) – в узле слияния рек (Обь–Томь), (д) – сложное трехрукавное с развитыми, крутыми и прорванными излучинами рукавов (средняя Обь, Сытоминско–Салманское разветвление), (е) – образовавшееся при размыве перешейка между основным руслом и пойменной протокой (нижняя Обь – Лапорское разветвление Малой Оби), (ж) – следствие спрямления излучин – прорванная излучина (средняя Обь, Нижневартовское разветвление), (з) – трехрукавное с рукавами разного генезиса (верхняя Обь, ниже Тарадановской излучины).

1 – коренные берега; 2 – пойма; 3 – прирусловые отмели; 4 – проран в пойменном перешейке.

сах выноса рек, выходящих в предгорья (подгорные наклонные равнины) и во внутригорные котловины, в том числе образующие “слепые” устья.

Своеобразные раздвоенные русла возникают при слиянии рек (левый рукав нижней Оби – Ма-

лая Обь и Сев. Сосьва, Обь – Кеть), где приток соединяется с относительно коротким рукавом или пойменными протоками главной реки; по ним во время половодья на притоке может возникать противотечение в главную реку. Размыв пой-

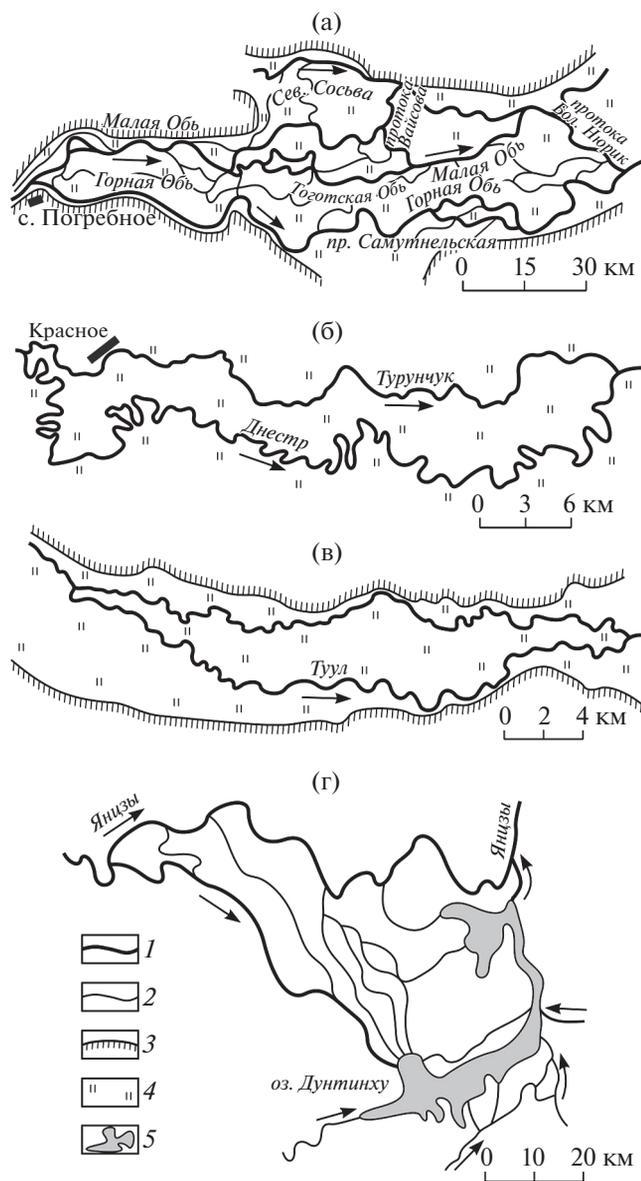


Рис. 3. Раздвоенные русла: (а) – на крупнейшей реке (нижняя Обь), (б) – реликтовое (Днестр–Турунчук), (в) – на малой реке (р. Туул, Монголия) [32], (г) – пойменная проточно-озерное (р. Янцзы, Китай). 1 – основные рукава раздвоенного русла; 2 – пойменные протоки; 3 – коренные берега; 4 – пойма; 5 – озера.

мы между руслом реки или основным его рукавом и притоком – малой рекой (на Оби – р. Уень), выходящей на пойму главной большой реки и протекающей в тыловой ее части, приводит иногда к тому, что нижняя часть притока становится рукавом главной реки, образовавшим раздвоенное русло (в приведенном примере на Оби до 30% расхода воды забирает бывший небольшой приток, превратившийся в рукав раздвоенного русла – протоку Симан). Аналогичная ситуация создавалась при слиянии Оби с р. Кетью [35].

Пойменная многорукавность – расчленение поймы пойменными протоками, представляющими объединившиеся между собой бывшие староречья, образовавшимися при спрямлении излучин или на месте бывших рукавов при причленении островов к пойме. Отшнуровавшиеся от русла рукава полностью отмирают не все, если руслоформирующий расход проходит при затопленной пойме и вдоль них концентрируется пойменный поток, обеспечивая их функционирование [10].

МОРФОДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУСЛОВЫХ (ОСТРОВНЫХ) РАЗВЕТВЛЕНИЙ

Развитие разветвлений на разных структурных уровнях определяет очень большую сложность морфологического строения, рассредоточения стока, режима деформаций, изменений транспортирующей способности потока и аккумуляции наносов. При этом русловые (правильно называть – островные) разветвления представляют собой основной уровень разветвлений, который определяет морфодинамический тип русла, рукавов пойменно-русловых разветвлений и раздвоенных русел и условия управления русловыми процессами. Русловые (островные) разветвления составляют морфологически однородные участки или одиночные формы, образованные отдельными островами как на реке, так и в рукавах раздвоенного русла, разветвления 2–3-го порядков в прямолинейном русле, на излучинах русла и в рукавах русловых разветвлений в их истоках как следствие снижения транспортирующей способности из-за рассредоточения стока и при слиянии рукавов. Но развитие форм русла на реке в целом или в рукавах разветвлений более высокого уровня отражается в морфологических, морфометрических и динамических характеристиках и, соответственно, в русловом режиме рек, поскольку все параметры русел (π) зависят от водности (Q) реки и рукавов, стока наносов (W), т.е. $\pi = f(Q, W)$. Поэтому и морфодинамические типы русла, рукавов раздвоенного русла и пойменно-русловых разветвлений могут быть различными, а если и совпадают, то отличаются по размерам, конфигурации и, соответственно, структуре потока и направленности деформаций.

Морфодинамические типы разветвленных русел, составляющих русловую (островную) уровень разветвленности, достаточно широко освещены в литературе [2, 4, 7, 9–13]. Поэтому можно ограничиться их перечислением, или привести лишь дополнительные характеристики и дать некоторые терминологические уточнения.

При характеристике разветвлений того или иного морфодинамического типа важны размеры, морфология и количество образующих их островов [30], их положение в русле и друг по от-

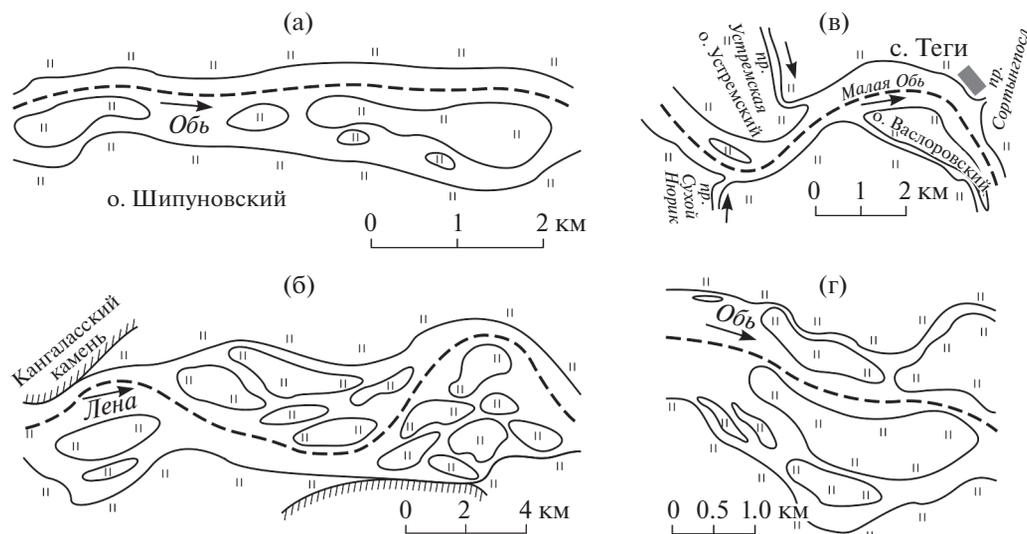


Рис. 4. Прибрежные разветвления: (а) — односторонние (верхняя Обь), (б) — чередующиеся односторонние (средняя Лена, ниже Кангаласского камня), (в) — на излучинах русла (нижняя Обь, Малая Обь у с. Теги), (г) — двусторонние (верхняя Обь, выше устья Чарыша).

ношению к другу. Элементарные острова вследствие русловых переформирований либо объединяются, создавая малые, а затем при их объединении — средние и большие острова, которые сохраняют оптимальное соотношение $L_o/B_o = 3-4$ [28, 29] или, подвергаясь частичному разрыву при одновременном причленении к ним с оголовка и в рукавах побочной и кос в ухвостьях, обмелении и зарастании межостровных протоков, приобретают удлиненную ($L_o/B_o \gg 5$) или квазиовальную ($L_o/B_o \ll 5$) форму. Острова разделяют русло на рукава, либо встречаются в виде единичных форм или группами в зонах замедления течения и устойчивой аккумуляции наносов. В этих условиях при направленном горизонтальном смещении русла возникают пойменные островные массивы, являющиеся уже следствием объединения островов разных размеров, отмирания рукавов между ними и превращения рукавов в пойменные ответвления. В случае раздвоенных русел пойму между их рукавами В.Г. Смирнова [31] предложила называть межрукавьями, которые при развитой пойменной многоорукавности состоят из множества островных массивов.

Среди русловых (островных) разветвлений выделяются шесть их разновидностей:

А) одиночные: 1) *простые*, образованные элементарными, малыми, средними или большими островами; 2) *сложные*, образованные группами из двух-трех элементарных или малых, реже средних и еще реже больших островов; 3) *веерного типа* (“голова утки” по китайской терминологии [34]), в которых три-четыре рукава в одном поперечнике характеризуются все более крутыми изгибами от одного берега к другому. Они пред-

ставлены единичными формами, разделяющими протяженные участки прямолинейного неразветвленного русла, формами второго порядка в русловых разветвлениях или, чередуясь с относительно короткими прямолинейными отрезками, образуют морфологически однородные участки. Этот тип разветвлений подробно описан в [4];

Б) прибрежные (рис. 4): 1) *односторонние*; 2) *чередующиеся односторонние*; 3) *на крыльях или в привершинных частях излучин*; 4) *двусторонние* (образованные цепочками островов, вытянутыми вдоль обоих берегов). Эти разветвления отличаются наличием одного постоянно (во все фазы водного режима) многоводного рукава, тогда как остальные, находящиеся за островами, маловодны, могут пересыхать в межень, т.е. являются всегда второстепенными. Иногда функционирование таких рукавов поддерживается ледовыми заторами, когда поток половодья частично направляется в них, обходя ледовую “плотину”. Образующие их острова, как правило, средние и большие, часто это — несколько островов, особенно в чередующихся разветвлениях;

В) сопряженные: 1) *простые*, образованные малыми и средними островами, вытянутыми цепочкой посередине реки; развитие рукавов в них происходит по правилу “восьмерки” [5, 10]; 2) *сложные*, представленные группами островов, по протокам между которыми осуществляется гидравлическая связь между рукавами и происходит перераспределение стока; 3) *сдвинутые*, в которых ухвостье верхнего острова спускается ниже оголовка нижнего острова (разветвления этого типа, их морфология и режим переформирования получили особенно широкое освещение в

русловедческой литературе из-за применения правила “восьмерки” при проектировании водных путей [4, 5, 7, 8, 10, 13, 15, 16]);

Г) “дельтовые”, формирующиеся при слиянии рек или рукавов раздвоенного русла в условиях переменного подпора; обычно они представлены малыми, средними и большими островами, создающими “дельты” выдвигания одной из рек (рукава) в общую акваторию, “дельты выполнения” приустьевого расширения русел одной или обеих сливающихся рек (рукавов раздвоенного русла) или комбинацией обеих разновидностей [10, 35];

Д) параллельно-рукавные, в которых поток разделяется по двум равнозначным по водности рукавам, разделенным цепочкой элементарных и малых островов, а местами осередков (в слабо- или неустойчивом русле) или большими островами (относительно устойчивое русло), вытянутыми посередине реки. Это – наименее изученный тип разветвлений, несмотря на имеющиеся специальные публикации [36, 37], и в то же время наиболее сложный и разнообразный по морфологии, режиму деформаций и условиям формирования. Параллельно-рукавные разветвления свойственны в основном большим и крупнейшим рекам, имеющим большую ширину русел (и наибольшее значение критерия квазиоднородности

потока И.Ф. Карасева [38] $\theta = \frac{b_p}{h} \sqrt{\lambda}$, где b_p – ширина, h – глубина русла, $\lambda = \frac{2g}{C^2}$ – коэффициент гидравлических сопротивлений, C – коэффициент Шези), вследствие чего в потоке возникают две стрежневые зоны, между которыми посередине реки, где скорости относительно понижены, аккумулируются наносы и формируется цепочка островов и осередков. Особенно характерны они для слабо- или неустойчивых русел при отсутствии влияния на поток коренных берегов, прохождении руслоформирующего расхода в условиях затопленной поймы и ее сравнительно небольшой ширине ($B_p = 2-4b_p$). На реках с врезанным руслом параллельно-рукавные разветвления аналогичны по морфологии и режиму деформаций широкопойменным, отличаясь большими размерами и удлинённостью больших островов, но встречаются в скальных устойчивых руслах со скульптурными и скульптурно-аккумулятивными островами и галечно-валунными руслообразующими наносами (Ангара). По русловому режиму параллельно-рукавные разветвления индивидуальны практически на каждой реке. Поэтому для них не существуют универсальные подходы к управлению русловыми процессами, и методы и приемы регулирования русел разрабатываются с учетом их особенностей;

Е) разбросанные, представляющие собой сборную разновидность очень разнообразных и практически неизученных морфологически и по режиму деформаций сложно разветвленных русел, чаще всего встречающихся в переходных условиях от гор к равнине и во внутригорных котловинах при резком уменьшении уклонов и изменении формы транспорта руслообразующих наносов.

В зависимости от устойчивости русла, условий прохождения руслоформирующих расходов воды, наличия или отсутствия коренных ведущих берегов, рассредоточения стока наносов и расположения по отношению к местным источникам их поступления рукава русловых разветвлений могут образовывать разветвления 2–3-го порядка. Размеры образующих их островов (или группы островов) зависят от водности рукавов, создавая в них или одиночные разветвления, приуроченные к узлам разветвления или слияния основных рукавов, сопряженные системы из двух-трех звеньев, прибрежные односторонние, чередующиеся односторонние и двусторонние разветвления с островами (группой островов) возле большого острова, образующего основное разветвление. В результате создается сложная картина общей многорукавности реки, особенно если учесть одновременное развитие более высоких уровней разветвленности, пойменных протоков (ответвлений), осередковых разветвлений, в которой выделение основных рукавов возможно только при выполнении руслового анализа, что имеет принципиальное значение при решении вопросов управления русловыми процессами.

В разветвлении любого морфодинамического типа острова являются причиной не только разделения потока на ветви течения, но и изгибов его динамических осей. В прямолинейном неразветвленном русле осередковая разветвленность в межень вызывает образование извилин динамической оси потока [2], вследствие чего в протоках, огибающих осередки, она подходит к берегу под углом, вызывая сжатие потока и активизацию размыва берегов, очертания которых в плане приобретают вогнутую форму, русло расширяется, способствуя стабилизации осередков и создавая условия для их превращения в острова. В разветвленных руслах рукава, огибая острова, образуют пологие и развитые излуцины, развиваются по законам меандрирования, а параметры излуцин определяются водностью самих рукавов. Меандрирование – характерный процесс переформирования рукавов пойменно-русловых разветвлений и рукавов раздвоенных русел, в которых параметры излуцин зависят от водности рукавов $\pi = f(Q_{рук})$. Таким образом, меандрирование проявляется на всех структурных уровнях и в разветвлениях любого типа: извилины динамической оси потока

возле осередков в относительно прямолинейном русле → пологие излучины в одиночных или звенных других типов русловых (островных) разветвлений → меандрирование рукавов пойменно-русловых разветвлений и разбросанных русел. Излучины больших рек осложнены разветвлениями, вследствие чего поток рассредоточивается по рукавам, особенно в многоводную фазу режима, образуются прорванные формы, в которых спрямляющие рукава или, наоборот, староречья забирают до 25–30% расхода воды.

Структура потока в разветвлениях любого морфодинамического типа (распределение скоростей, циркуляционные течения) аналогична таковой на излучинах, вследствие чего процесс меандрирования рукавов служит основным механизмом развития разветвленного русла. На это накладывається снижение транспортирующей способности в узлах разделения потока по рукавам, ее рост в рукавах в связи с неравномерным распределением скоростей на изгибах при обтекании островов и гидравлических явлений (подпор–спад) в узлах слияния рукавов [10, 11].

Параметры излучин рукавов и скорости размыва берегов в них определяются водностью самих рукавов. Характерной формой проявления процессов меандрирования в развитии разветвлений является искривление русла одного из рукавов до достижения им критического значения степени развитости $l/L = 1.4–1.7$ (l – длина русла, L – шаг излучины) [2, 10]. Это приводит к перераспределению стока между рукавами и вызывает переформирование в смежных узлах разветвления. При определенных условиях одиночные разветвления приобретают сложную конфигурацию, вплоть до образования веерной формы, при которой функционируют одновременно и спрямляющий рукав, и изогнутые два-три рукава, образующие крутые сегментные излучины, расходящихся веером от узла разветвлений и сходящиеся при слиянии рукавов. Формирование прорванных излучин, приводящее к образованию пойменно-русловых разветвлений, представляет собой один из путей эволюции излучин, после спрямления которых устойчиво сохраняются старое изогнутое русло и новое, его спрямляющее.

В ходе эволюции разветвлений, в связи с естественными изменениями водности, различных других природных факторов и под влиянием антропогенных воздействий происходят определенные трансформации разветвлений [39]. Временная трансформация разветвлений при изменении определяющих природных факторов и антропогенных воздействиях осуществляется следующими путями [41]: 1) при увеличении водности: развитые и крутые излучины → прорванные излучины; сопряженные разветвления → параллельно-рукавные разветвления; прямолинейные нераз-

ветвленные русла → одиночные, сопряженные, параллельно-рукавные разветвления; чередующиеся односторонние разветвления → сопряженные разветвления; при сохранении извилистого русла → усложнение излучин вследствие образования островов у выпуклых берегов на крыльях излучин и в их привершинных частях; 2) при снижении стока воды – последовательность преобразований обратная; 3) увеличение стока наносов и их аккумуляция: усложнение разветвлений или их образование в бывшем неразветвленном русле → превращение осередковой разветвленности в русловую; развитые и крутые излучины → прорванные излучины; 4) в нижних бьефах гидроузлов: вследствие врезания рек – разветвление любого типа → прямолинейное неразветвленное русло; сопряженные разветвления → пологие сегментные излучины; прорванные излучины → развитые и крутые излучины при отмирании старых русел; вследствие аккумуляции наносов ниже зоны размыва русла – увеличение степени разветвленности или образование односторонних, одиночных или сопряженных разветвлений (промежуточный этап – осередковые разветвления); 5) выше водохранилищ: развитые и крутые излучины → прорванные излучины; прямолинейное неразветвленное или слабо-извилистое русло → разветвления разного типа; восстановление стока в староречьях и образование прорванных излучин; 6) дноуглубительные и выправительные работы: разветвления любого типа → прямолинейное неразветвленное русло; сопряженные разветвления → одиночные или односторонние разветвления; расчленение морфологически однородных участков на более короткие, разделенные более простыми по морфологии разветвлениями, сужение пояса активных русловых деформаций и, соответственно, суммарной ширины разветвленного русла.

ГИДРОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РУСЛОВЫХ (ОСТРОВНЫХ) РАЗВЕТВЛЕНИЙ

Каждый морфодинамический тип русла характеризуется своими значениями количественных морфологических и динамических критериев и гидролого-морфологическими и морфометрическими соотношениями. В качестве основных параметров приняты показатель степени разветвленности русла n_0/x (n_0 – количество островов на единицу длины русла x) и критерий квазиоднородности потока И.Ф. Карасева Θ [38]. Величина последнего закономерно изменяется по морфодинамическим типам русла в направлении их усложнения: сопряженные → пойменно-русловые → сложные одиночные → прибрежные → параллельно-рукавные. При этом для разветвлений Θ находится в пределах 30–60 ед., но его кон-

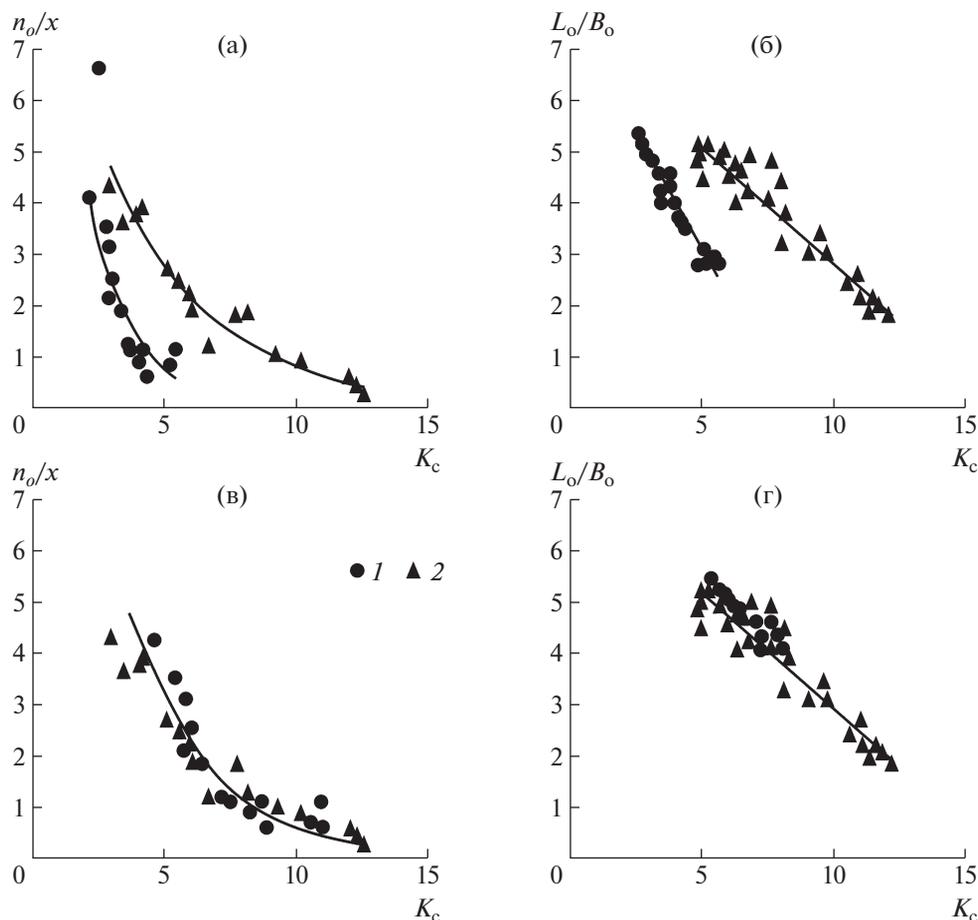


Рис. 5. Зависимости степени разветвленности русла n_o/x (а) и их относительной длины L_o/B_o (б) от устойчивости русла K_c для верхней Оби (1) и средней Лены (2) и объединенные для обеих рек с учетом поправочного коэффициента на размер реки (в, г).

кретные величины зависят от устойчивости русла, возрастая по мере снижения показателей устойчивости [40]. Это коррелирует с обратной зависимостью показателя разветвленности n_o/x и относительного размера островов L_o/B_o (здесь L_o – длина, B_o – ширина острова) от устойчивости русла K_c : $n_o/x = f(K_c)^{-m}$ и $L_o/B_o = f(K_c)^{-m}$. При этом соотношение между L_o и B_o четко дифференцируется по типам русловых разветвлений: у параллельно-рукавных разветвлений на верхней Оби $B_o = 0.19L_o + 1.05$, на средней Лене $B_o = 0.34L_o + 4.8$, у чередующихся односторонних разветвлений на верхней Оби $B_o = 0.34L_o + 122.11$, у односторонних и сложных одиночных разветвлений $B_o = 0.32L_o + 85.9$ на верхней Оби и для этих двух типов русла на средней Лене $B_o = 0.5L_o - 604.2$. Аналогичные соотношения были получены для Сев. Двины, Вычегды, Мезени и Печоры, для которых они четко дифференцировались по типам разветвлений, характеризуюсь наибольшим значением L_o/B_o у параллельно-ру-

кавных разветвлений (на Печоре – 8.1, на Северной Двине – 5.7), т.е. острова имеют более вытянутую в длину форму по сравнению с островами, образующими разветвления других типов. При вводе поправочного коэффициента $a = 6.5$ (соотношение размеров верхней Оби и средней Лены по водности и по ширине русла) обе зависимости $n_o/x = f(K_c)^{-m}$ и $L_o/B_o = f(K_c)^{-m}$ становятся едиными для всех рек с разветвленным руслом (рис. 5) [30].

Аналогичные зависимости были получены для осередковых разветвлений [27], но они соответствуют рассредоточению стока только на спаде половодья (паводков) и в межень. Относительная ширина островов B_o/b_p (b_p – ширина русла выше узла разветвления) зависит от удельного средне-

максимального расхода воды $q_{\text{макс}} = \frac{Q_{\text{ср.макс}}}{b_p}$:

$\frac{B_o}{b_p} \pm kq_{\text{макс}}$, в которой коэффициент k закономерно увеличивается от сопряженных разветвлений

на реках севера ЕТР, и в обратном порядке – от сопряженных к параллельно-рукавным на средней и нижней Лене, что связано с различиями в размерах рек, их водном режиме, общих условиях формирования. Также неодинаковы в разветвлениях разного типа соотношения параметров рукавов различной водности с направленностью изменений зависимости ширины рукавов от руслоформирующего расхода воды в них: $b_{рук,ф} = kQ_{ф,рук} + \alpha$, где индекс $ф_{рук}$ означает, что руслоформирующий расход воды в реке приведен к рукавам [41]. Значение коэффициента k в уравнении возрастает, подобно относительной ширине, от параллельно-рукавных разветвлений к сопряженным. Ширина рукавов растет с увеличением расходов воды в разветвлениях всех типов; самые широкие рукава, имеющие относительно прямую конфигурацию, характерны для параллельно-рукавных разветвлений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разветвления речных русел – наиболее морфологически многообразный тип русла, сложный по режиму деформаций, механизмам и условиям формирования. Это определяет многоуровневность их развития, начиная от разделения потока осередками на ветви течения в меженьный период до раздвоенных и сложно разветвленных (многорукавных) русел, в ряде случаев характеризующихся обобщенными определениями (разбросанные, блуждающие). На это накладывается временная трансформация русла, связанная с саморазвитием форм русла, изменениями природных факторов и антропогенными воздействиями, развитие форм разветвлений 2–3-го порядков, извилистость (меандрирование) потока и самих русел рукавов и т.д. В свою очередь, управление русловыми процессами в разветвлениях и его эффективность определяются их изученностью и использованием при разработке проектов закономерностей руслового режима разветвлений. Предложенный подход к классификации разветвленных русел и соответствующие ему уточнения терминологии открывают новые возможности регулирования русел и обеспечения гидротехнической и экологической безопасности при освоении водных и связанных с ними земельных, минеральных и других речных ресурсов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по планам НИР (ГЗ) кафедры гидрологии суши и научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Макавеева МГУ им. М.В. Ломоносова (исходные материалы и их обобщение) при финансовой поддержке РНФ (проект 18-17-00086 – полевые исследования, гидро-

лого-морфологический анализ и разработка классификации).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Смищенко Б.Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 272 с.
2. Макавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 348 с.
3. Тимофеев Д.А. Терминология флювиальной геоморфологии. М.: Наука, 1981. 268 с.
4. Чалов Р.С. О морфологическом разнообразии и типизации русел рек, разветвленных на рукава // Геоморфология. 2019. № 3. С. 3–18.
5. Проектирование судовых ходов на свободных реках // Тр. ЦНИИЭВТ. Вып. 36. М.: Транспорт, 1964. 262 с.
6. Чернышов Ф.М. Повышение эффективности путевых работ на многорукавных участках судоходных рек. Новосибирск: Изд. НИИВТ, 1979. 324 с.
7. Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. 232 с.
8. Чалов Р.С. Сложноразветвленные русла равнинных рек: условия формирования, морфология и деформации // Водные ресурсы. 2001. Т. 23. № 1. С. 166–171.
9. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1. Русловые процессы; факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 608 с.
10. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 2. Морфодинамика речных русел. М.: КРАСАНД, 2011. 960 с.
11. Алексеевский Н.И., Чалов С.Р. Гидрологические функции разветвленного русла. М.: Изд-во МГУ, 2009. 240 с.
12. Чалов Р.С., Чалов С.Р. Структурные уровни и морфодинамическая классификация русловых разветвлений // Водные ресурсы. 2020. Т. 47. № 3. С. 259–271.
13. Чалов Р.С. Типы русловых процессов и принципы морфодинамической классификации речных русел // Геоморфология. 1996. № 1. С. 25–36.
14. Чалов С.Р. Формирование структуры русловых разветвлений // Геоморфология. 2006. № 1. С. 92–102.
15. Чалов Р.С. Эффективность прогноза переформирований сложноразветвленного русла и его практическое значение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1981. № 4. С. 36–40.
16. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 3. Антропогенное воздействие, опасные проявления и управления русловыми процессами. М.: КРАСАНД, 2019. 640 с.
17. Ботвинков В.М., Дегтярев В.В., Седых В.А. Гидроэкология на внутренних водных путях. Новосибирск: Сибирское соглашение, 2002. 180 с.
18. Цатурян Г.Г. Совершенствование методов улучшения судоходных условий на многорукавных участ-

- ках рек. Автореф. дис. ... канд. техн. наук. Новосибирск: НГАВТ, 2003. 25 с.
19. *Ржаницын Н.А.* Руслоформирующие процессы рек. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 240 с.
 20. *Carling P., Jansen J., and Meshkov L.* Multichannel rivers: their definition and classification // *Earth Surf. Process. Landforms.* John Wiley Sons, Ltd. 2013. P. 26–37.
 21. *Lehotsky M., Rusnak M., Kidova A., and Dudzak J.* Multitemporal assessment of coarse sediment connectivity along a braided-wandering river // *L Degrad Dev.* 2018. P. 1249–1261.
 22. *Knighton A.D.* Fluvial and processes. London. Arnold Publ. 1998. 383 p.
 23. *Latrubesse E.M.* Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers // *Geomorphology.* Elsevier. 2008. P. 130–145.
 24. *Nanson G.C. and Knighton A.D.* Anabranching rivers: their cause, character and classification // *Earth surface processes and landforms.* 1996. No. 21. P. 217–239.
 25. *Eaton B.C., Millar R.G., and Davids S.* Channel patterns: Braided, anabranching, and single-thread // *Geomorphology.* Elsevier. 2010. No. 120. P. 353–364.
 26. *Leopold L.B. and Wolman M.G.* River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight. Prof. Pap. 282-B.U.S. Geological Survey, Washington, Dc. 1957. 85 p.
 27. *Чалов Р.С., Жмыхова Т.В.* Прирусловые отмели на верхней Оби: типизация, морфология и гидролого-морфологический анализ // *География и природные ресурсы.* 2014. № 4. С. 63–72.
 28. *Komar P.D.* Shapes of streamlined island on the Earth and Marth: Experiments and analyses of the minimum-drag form // *Geology.* 1983. No. 11. P. 651–654.
 29. *Baker V.R.* Stream-channel response to floods, with example from Central Texas // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1977. Vol. 88. No. 8. P. 1057–1077.
 30. *Голубцов Г.Б., Чалов Р.С.* Сравнительный гидролого-морфологический анализ островов сложноразветвленных русел верхней Оби и средней Лены // *Вестн. Удмурт. ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле.* 2020. Т. 30. Вып. 2. С. 164–174.
 31. *Смирнова В.Г.* Гидролого-морфологический анализ разветвленных русел рек Алтайского региона. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Иркутск: ИГ СО РАН, 2002. 26 с.
 32. Селенга — Байкал. Эколого-географический атлас-монография / Гл. ред. Н.С. Касимов. М.: Геофак МГУ, 2019. 288 с.
 33. *Завадский А.С., Зима Ю.В.* Естественное и антропогенное изменение русла реки Аргуня (в свете ее пограничного положения) // *Водное хозяйство России.* 2011. № 6. С. 83–95.
 34. *Назаров Н.Н., Диарра Б., Дремин Д.А.* Морфологические разновидности русла и условия их формирования на р. Нигер (Западная Африка) // *Геоморфология.* 2021. Т. 52. № 2. С. 3–13. <https://doi.org/10.31857/S0435428121020085>
 35. *Никитина Н.А.* Русловые процессы в узлах слияния рек. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Изд-во МГУ, 1989. 20 с.
 36. *Чалов Р.С., Завадский А.С., Рулева С.Н.* Параллельно-рукавные разветвления речных русел: условия формирования морфология и динамика // *Водные ресурсы.* 2008. Т. 35. № 2. С. 166–174.
 37. *Чалов Р.С., Беркович К.М., Рулева С.Н., Завадский А.С., Головлев П.П., Голубцов Г.Б.* Формирование, эволюция и временная трансформация параллельно-рукавных разветвлений речных русел // *Географический вестник.* 2020. № 4 (55). С. 110–125.
 38. *Карасев И.Ф.* Русловые процессы при переброске стока. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 288 с.
 39. *Чалов Р.С.* Временная трансформация разветвленных русел; факторы, условия, причины // *Геоморфология.* 2020. № 4. С. 15–33.
 40. *Кузьмина Е.М., Чалов Р.С.* Гидролого-морфологическая характеристика широкопойменного разветвленного русла средней Лены // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География.* 2020. № 1. С. 87–96.
 41. *Львовская Е.А.* Ретроспективный анализ, современное состояние и оценка возможных изменений русловых процессов на больших реках Севера ЕТР. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Изд-во МГУ, 2016. 20 с.

To the classification of braided channels of plain rivers

R. S. Chalov^{a, #}, A. S. Chalova^a, and G. B. Golubtsov^a

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

[#] *E-mail: rschalov@mail.ru*

Braided river channels are very diverse both morphologically (in terms of the number and water content of channel branches, size and shape of islands, their position, ratios, evolution, etc.), and in the mode of channel changes. Nevertheless, both in Russian and foreign literature, when describing them, there are different points of view on terms and classifications that define them, which make it difficult to analyze types of braided channels and regimes of channel changes, possible reactions of channels to changes in factors due to too much generalization. The classification of Moscow State University is considered to be an exception. It is constantly being improved as new data are obtained based on scientific research. Braided channel reaches are formed at several structural levels — point, midchannel bars, channel (island), floodplain-channel and floodplain (split channels). Each higher level of braided channels includes channel types of the previous levels. The main channel patterns that determine channel regime of braided rivers are island-braided channels, along which there are distinguished morphological homogeneous reaches or single patterns of channels or certain

channel branches. In turn, in island-braided channels each of their types has several varieties depending on the number and morphology of islands, channel stability, water content of channel branches and peculiarities of water and sediment runoff dispersion along them. Braided channel types and their varieties are characterized by certain values of the flow quasi-uniformity indicator of I.F. Karasev and special coefficients in hydrological and morphological relationships linking morphological parameters of channels with characteristics of determining factors. The article provides a detailed, most complete classification of braided channels and substantiates the use of terms and concepts that characterize each type or braided channel reaches and their elements.

Keywords: braided channels, islands, midchannel bars, channel branches, channel changes, channel regime

ACKNOWLEDGEMENTS

Present paper was carried out according to the plans of the state task at the Department of Hydrology and laboratory of soil erosion and fluvial processes named after N.I. Makkaveev, Lomonosov Moscow State University (source materials and their synthesis), and funded by the Russian Scientific Foundation (project 18-17-00086 – field research, hydrological and morphological analysis and classification development).

REFERENCES

- Kondrat'ev N.E., Popov I.V., and Snishchenko B.F. *Osnovy gidromorfologicheskoi teorii ruslovogo protsessa* (Fundamentals of the hydromorphological theory of the channel process). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1982. 272 p. (in Russ.)
- Makkaveev N.I. *Ruslo reki i eroziya v ee basseine* (River bed and erosion in its basin) Moscow: Izd-vo AN SSSR (Publ.), 1955. 348 p. (in Russ.)
- Timofeev D.A. *Terminologiya flyuvial'noi geomorfologii* (Fluvial geomorphology terminology). Moscow: Nauka (Publ.), 1981. 268 p. (in Russ.)
- Chalov R.S. *O morfologicheskom raznoobrazii i tipizatsii rusel rek, razvetvlenykh na rukava* (On the morphological diversity and typification of river channels branched into branches). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2019. No. 3. P. 3–18. (in Russ.)
- Proektirovanie sudovykh khodov na svobodnykh rekakh* (Design of transport passages on free rivers). *Tr. TsNIIIEVT. Vyp. 36*. M.: Transport (Publ.), 262 p. (in Russ.)
- Chernyshov F.M. *Povyshenie effektivnosti putevykh rabot na mnogorukavnykh uchastkakh sudokhodnykh rek* (Increasing the efficiency of track work on multi-arm sections of navigable rivers). Novosibirsk: Izd-vo NIIVT (Publ.), 1979. 324 p. (in Russ.)
- Chalov R.S. *Geograficheskie issledovaniya ruslovykh protsessov* (Geographic studies of channel processes) Moscow: Izd-vo Mosk. un-ta, 1979. 232 p. (in Russ.)
- Chalov R.S. *Slozhnorazvetvlennye rusla ravninnykh rek: usloviya formirovaniya, morfologiya i deformatsii* (Complexly branched channels of lowland rivers: formation conditions, morphology and deformations). *Vodnye resursy*. 2001. Vol. 23. No. 1. P. 166–171. (in Russ.)
- Chalov R.S. *Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika. T. 1. Ruslovye protsessy; faktory, mekhanizmy, formy proyavleniya i usloviya formirovaniya rechnykh rusel* (Riverbed science: theory, geography, practice. Vol. 1: Riverbed processes, mechanism, forms of manifestations and conditions of formations of riverbeds). Moscow: LKI (Publ.), 2008. 608 p. (in Russ.)
- Chalov R.S. *Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika. T. 2. Morfodinamika rechnykh rusel* (Riverbed science: theory geography, practice. Vol. 2. Riverbed morphodynamics). Moscow: KRASAND (Publ.), 2011. 960 p. (in Russ.)
- Alekseevskiy N.I. and Chalov S.R. *Gidrologicheskie funktsii razvetvlenogo rusla* (Hydrological functions of a branched channel). Moscow: MGU (Publ.), 2009. 240 p. (in Russ.)
- Chalov R.S. and Chalov S.R. *Strukturnye urovni i morfodinamicheskaya klassifikatsiya ruslovykh razvetvleniy* (Structural levels and morphodynamic classification of channel ramifications). *Vodnye resursy*. 2020. Vol. 47. No. 3. P. 259–271. (in Russ.)
- Chalov R.S. *Tipy ruslovykh protsessov i printsipy morfodinamicheskoy klassifikatsii rechnykh rusel* (Types of channel processes and principles of the morphodynamic classification of river channels). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1996. No. 1. P. 25–36. (in Russ.)
- Chalov S.R. *Formirovanie struktury ruslovykh razvetvleniy* (Formation of the structure of channel ramifications). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2006. No. 1. P. 92–102. (in Russ.)
- Chalov R.S. *Effektivnost' prognoza pereformirovaniy slozhnorazvetvlenogo rusla i ego prakticheskoe znachenie* (The efficiency of forecasting the reformation of a complexly branched channel and its practical significance). *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 5. Geografiya*. 1981. No. 4. P. 36–40. (in Russ.)
- Chalov R.S. *Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika. T. 3. Antropogennoe vozdeystvie, opasnye proyavleniya i upravleniya ruslovyimi protsessami* (Riverbed science: theory, geography, practice. Vol. 3. Anthropogenic impact, hazardous manifestations and management of channel processes). Moscow: KRASAND (Publ.), 2019. 640 p. (in Russ.)
- Botvinkov V.M., Degtyarev V.V., and Sedykh V.A. *Gidroekologiya na vnutrennikh vodnykh putyakh* (Hydroecology on inland waterways). Novosibirsk: Sibirskoe soglashenie (Publ.), 2002. 180 p. (in Russ.)
- Tsaturyan G.G. *Sovershenstvovanie metodov uluchsheniya sudokhodnykh usloviy na mnogorukavnykh uchastkakh rek* (Improvement of methods for improving navigational conditions on multi-arm sections of rivers). *PhD Thesis*. Novosibirsk: NGAVT (Publ.), 2003. 25 p. (in Russ.)

19. Rzhantsyn N.A. *Rusloformiruyushchie protsessy rek* (River bed-forming processes). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1985. 240 p. (in Russ.)
20. Carling P., Jansen J., and Meshkov L. Multichannel rivers: their definition and classification. *Earth Surf. Process. Landforms. John Wiley Sons, Ltd.* 2013. P. 26–37.
21. Lehotsky M., Rusnak M., Kidova A., and Dudzak J. Multitemporal assessment of coarse sediment connectivity along a braided-wandering river. *L Degrad Dev.* 2018. P. 1249–1261.
22. Knighton A.D. *Fluvial and processes.* London. Arnold Publ. 1998. 383 p.
23. Latrubesse E.M. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology. Elsevier.* 2008. P. 130–145.
24. Nanson G.C. and Knighton A.D. Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth surface processes and landforms.* 21. 1996. P. 217–239.
25. Eaton B.C., Millar R.G., and Davids S. Channel patterns: Braided, anabranching, and single-thread. *Geomorphology. Elsevier.* 2010. P. 353–364.
26. Leopold L.B. and Wolman M.G. *River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight.* Prof. Pap. 282-B.U.S. Geological Survey, Washington, Dc. 1957. 85 p.
27. Chalov R.S. and Zhmykhova T.V. *Priruslovye otmeli na verkhney Obi: tipizatsiya, morfologiya i gidrologo-morfologicheskii analiz* (Riverbanks on the upper Ob: typification, morphology, and hydrological-morphological analysis). *Geografiya i prirodnye resursy.* 2014. No. 4. P. 63–72. (in Russ.)
28. Komar R.D. Shapes of streamlined island on the Earth and Marth: Experiments and analyses of the minimum-drag form. *Geology.* 1983. No. 11. P. 651–654.
29. Baker V.R. Stream-channel response to floods, with example from Central Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1977. Vol. 88. No. 8. P. 1057–1077.
30. Golubtsov G.B. and Chalov R.S. *Sravnitel'nyy gidrologo-morfologicheskii analiz ostrovov slozhnorazvetvlennykh rusel verkhney Obi i sredney Leny* (Comparative hydrological and morphological analysis of the islands of the complexly branched channels of the upper Ob and the middle Lena). *Vest. Udmurt. un-ta. Ser. Biologiya. Nauki o Zemle.* 2020. Vol. 30. Iss. 2. P. 164–174. (in Russ.)
31. Smirnova V.G. *Gidrologo-morfologicheskii analiz razvetvlennykh rusel rek Altayskogo regiona* (Hydrological and morphological analysis of branched river channels in the Altai region). *PhD Thesis.* Irkutsk: IG SO RAN (Publ.), 2002. 26 p. (in Russ.)
32. *Selenga – Baykal. Ekologo-geograficheskii atlas-monografiya* (Ecological and geographical atlas-monography). Moscow: Geograf. f-t MGU (Publ.), 2019. 288 p. (in Russ.)
33. Zavadskiy A.S. and Zima Yu.V. *Estestvennoe i antropogennoe izmenenie rusla reki Arguni (v svete ee pogranichnogo polozheniya)* (Natural and anthropogenic changes in the channel of the Argun River in the light of its border position). *Vodnoe khozyaystvo Rossii.* 2011. No. 6. P. 83–95. (in Russ.)
34. Nazarov N.N., Diarora B., and Dremine D.A. *Morfologicheskie raznovidnosti rusla i usloviya ikh formirovaniya na r. Niger (Zapadnaya Afrika)* (Morphological varieties of the channel and the conditions of their formation on the river Niger (West Africa)). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS).* 2021. Vol. 52. No. 2. P. 3–13. (in Russ.)
35. Nikitina N.A. *Ruslovye protsessy v uzlakh sliyaniya rek* (Channel processes at the junctions of rivers). *PhD Thesis.* Moscow: MGU (Publ.), 1989. 20 p. (in Russ.)
36. Chalov R.S., Zavadskiy A.S., and Ruleva S.N. *Parallelnorukavnyye razvetvleniya rechnykh rusel: usloviya formirovaniya morfologiya i dinamika* (Parallel arm branching of river channels: conditions of formation morphology and dynamics). *Vodnye resursy.* 2008. Vol. 35. No. 2. P. 166–174. (in Russ.)
37. Chalov R.S., Berkovich K.M., Ruleva S.N., Zavadskiy A.S., Golovlev P.P., and Golubtsov G.B. *Formirovaniye, evolyutsiya i vremennaya transformatsiya parallelnorukavnykh razvetvleniy rechnykh rusel* (Formation, evolution and temporal transformation of parallel-arm branching of river channels). *Geograficheskii vestnik.* 2020. No. 4 (55). P. 110–125. (in Russ.)
38. Karasev I.F. *Ruslovye protsessy pri perebroske stoka* (Channel processes during flow transfer). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1975. 288 p. (in Russ.)
39. Chalov R.S. *Vremennaya transformatsiya razvetvlennykh rusel; faktory, usloviya, prichiny* (Time transformation of branched channels; factors, conditions, reasons). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS).* 2020. No. 4. P. 15–33. (in Russ.)
40. Kuz'mina E.M., and Chalov R.S. *Gidrologo-morfologicheskaya kharakteristika shirokopoymennogo razvetvlennoy rusla sredney Leny* (Hydrological and morphological characteristics of the wide-floodplain branched channel of the middle Lena). *Vest. Mosk. un-ta. Ser. 5. Geografiya.* 2020. No. 1. P. 87–96. (in Russ.)
41. L'vovskaya E.A. *Retrospektivnyi analiz, sovremennoe sostoyanie i otsenka vozmozhnykh izmeneniy usloviy protsessov na bol'shykh rekakh Severa ETR* (Retrospective analysis, current state and assessment of possible changes in channel processes on the large rivers of the North of the ETR). *PhD Thesis.* Moscow: MGU (Publ.), 2016. 20 p. (in Russ.)

ОЦЕНКА ЛИНЕЙНОГО И ПЛОЩАДНОГО ПРИРОСТА ОВРАГОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ МЕТОДОВ (НА ТЕРРИТОРИИ УДМУРТИИ)

© 2021 г. И. И. Григорьев^{1,*}, И. И. Рысин^{1,**}

¹ Удмуртский государственный университет, Ижевск, Россия

*E-mail: ivangrig@yandex.ru,

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

Поступила в редакцию 21.09.2020 г.

После доработки 11.02.2021 г.

Принята к публикации 09.04.2021 г.

Основная цель исследований – выявление связи между линейным и площадным приростом оврагов разных типов в зависимости от их морфолого-морфометрических особенностей и гидрометеорологических условий. Для мониторинга роста линейных и площадных параметров оврагов на сельскохозяйственных землях за период с начала 2000-х до 2017 г. применялись следующие методы: плановая геодезическая съемка вершинной части оврагов (совместно с их бровками и тальвегами) и построение поперечных профилей с помощью электронного тахеометра. Использовались данные трех ближайших метеостанций и гидропостов. Обследованы 6 ключевых участков оврагов четырех различных типов (приводораздельного, придолинного, вершинного и донного), где их водосборные площади заняты пахотными угодьями, используемыми под посевы зернобобовых и кормовых культур. Максимальные размывы наблюдались для двух оврагов в 2001 г., когда линейные приросты вершин варьировали в пределах 2.3–21.8 м, а площадные, соответственно – от 23.1 до 436.7 м². Устойчивая зависимость между линейным и площадным приростом ($r = 0.567–0.832$) выявлена для 5 из 6 исследованных оврагов. В большинстве случаев установлена отчетливая зависимость между рассматриваемыми показателями, что наиболее характерно для донного одновершинного оврага и приводораздельного, растущего тремя вершинами ($r = 0.832$). Высокая степень связи обнаружена и у придолинного одновершинного оврага на правом склоне долины р. Вятка ($r = 0.790$), размывающего перигляциальный аллювий в пределах населенного пункта. Умеренная связь отмечена у приводораздельного одновершинного ($r = 0.569$) и техногенного трехвершинного оврагов ($r = 0.567$), развивающихся на разных ключевых участках правобережья Камы. Не обнаружена связь только у одного вершинного оврага, растущего в верховьях днища голоценовой балки тремя вершинами ($r = 0.269$), что объясняется техногенным перераспределением стока на распаханном водосборе оврага. Выявлено плавное изменение по годам площадного прироста и достаточно резкое колебание величин линейного прироста вершин оврагов, независимо от типа и их морфолого-морфометрических особенностей. Зависимость их ежегодного прироста от условий землепользования на водосборе и их морфолого-морфометрических особенностей не установлена. Лишь у двух оврагов обнаружена существенная связь площадного прироста за 2000–2016 гг. с интенсивностью снеготаяния и годовой суммой осадков и, соответственно, умеренная связь с интенсивностью половодного стока в створе ближайшей малой реки. Исследования показали, что талый сток перестал играть доминирующую роль в линейном и площадном приростах оврагов за рассматриваемый период.

Ключевые слова: рост оврагов, инструментальная съемка, мониторинг, корреляционный анализ, гидрометеорологические факторы

DOI: 10.31857/S0435428121030044

ВВЕДЕНИЕ

Овражная эрозия – один из активных рельефообразующих процессов, способствующий образованию отрицательных линейных форм и перемещению огромного количества материала, оказывающий влияние на русловой режим, заиление пойм рек и водохранилищ [1, 2]. Негатив-

ными последствиями овражной эрозии являются сокращение площадей пахотных земель, разрушение строений, коммуникаций и т.д. К основным причинам развития оврагов относятся нерациональное экстенсивное землепользование [3] и возрастающая из года в год техногенная нагрузка (строительство дорог и трубопроводов, изменения площадей водосборов оврагов при различно-

го рода деятельности, увеличение коэффициентов поверхностного стока, неконтролируемый сброс воды и т.п.) [4, 5].

Основной метод полевой оценки активности процессов овражной эрозии — это метод линейных измерений, среди всех остальных анализируемых методов наиболее простой и наименее затратный; преимуществом является также быстрота измерений. В его основу положено измерение расстояний от вершины оврага до предварительно установленного репера или нескольких реперов, расположенных по линии роста оврага, а также до деревьев, столбов и строений, либо от вершины оврага до специально заложённой марки [6–9].

В полевых условиях применяются визуальный и инструментальный методы. К визуальным относятся рекогносцировочные работы и качественная оценка изменений на исследуемых участках [10]. Они характерны для начальной стадии исследования и не позволяют количественно охарактеризовать динамику развития оврага. Современные полевые инструментальные методы позволяют с высокой точностью проводить измерения изменений параметров оврагов. Линейные измерения долгое время оставались основным и наиболее точным способом оценки линейного прироста вершин оврагов [11–13]; но этот метод, даже при использовании нескольких реперов, не позволяет с достаточной точностью судить о площадном и объемном приросте вершин. Поэтому его применение целесообразно только для оценки линейного прироста и выявления из нескольких выбранных для наблюдения оврагов наиболее активных и интересных для более детального изучения с наименьшими затратами времени и средств. Также он может быть использован в сочетании с более точными методами определения темпов и механизма роста оврагов на той или иной исследуемой территории.

Необходимо отметить, что сеть мониторинговых наблюдений за линейным приростом оврагов в Удмуртской Республике существует с 1978 г. Выбор ключевых участков для изучения темпов регрессивного отступления вершин активно растущих оврагов различного типа осуществлялся на основе детального анализа аэрофотоснимков, полученных по результатам съемок 1957–1959 гг. На момент начала мониторинговых наблюдений в 1978 г. овраги находились на различных стадиях развития, но все продолжали расти в длину. В первые годы проводились наблюдения за 120 вершинами оврагов [1]. В дальнейшем появившиеся на участках наблюдений новые овраги и активно растущие отвершки оврагов, уже входящих в систему мониторинга, также были включены в сеть наблюдений [14]. Одновременно сеть мониторинга расширялась за счет включения в нее овра-

гов на новых участках. В настоящее время в систему мониторинга на землях сельскохозяйственного назначения входят 168 вершин оврагов различного типа, которые находятся на 28 ключевых участках, расположенных в различных ландшафтных условиях Удмуртской Республики.

Поскольку ранее мы анализировали в основном развитие овражной эрозии на основе линейного прироста вершин оврагов, то в данной работе мы впервые публикуем результаты изучения линейного и площадного прироста наиболее активно растущих оврагов, полученных с применением инструментальных методов.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В пределах исследуемой территории распространены ландшафты южной тайги и подтаежной зоны, сильно преобразованные хозяйственной деятельностью. Краевые зоны междуречных пространств сложены лёссовидными делювиально-солифлюкционными суглинками, тогда как днища балок, прорезаемых донными оврагами — отложениями смытых с междуречных пространств наносов тяжелосуглинистого состава. Ряд придолинных и приводораздельных оврагов формируются в верхнепермских глинах, иногда с прослоями более прочных пород (известняков, мергелей, аргиллитов, песчаников и т.п.).

Для Удмуртии характерен умеренно теплый и влажный климат с продолжительной зимой и относительно коротким летом. Среднегодовая температура изменяется от $+2.3^{\circ}\text{C}$ на севере, до $+3.5^{\circ}\text{C}$ на юге. Средние температуры января и июля варьируют в пределах -13.3 — -11.9°C , и $+18.3$ — $+19.7^{\circ}\text{C}$, соответственно, с выраженным трендом повышения зимних температур воздуха в зимние месяцы [15]. Устойчивый снежный покров держится 155–175 дней. Среднегодовая сумма осадков составляет 500–650 мм [16]. В связи с теплыми зимами уменьшается и глубина промерзания почв.

В 1955 г. площадь пашни в Удмуртии была максимальной, за последующие 35 лет (1955–1990 гг.) сокращение составило менее 3%, а после 1990 г. темпы сокращения обрабатываемых пахотных угодий (посевных площадей) увеличились и в интервале 1990–2010 гг. площадь их уменьшилась почти на четверть, составив 76.5% по отношению к 1990 г. При этом за последние 30 лет посевы зерновых культур во всех категориях хозяйств республики сократились с 739 тыс. га до 406 тыс. га и соответственно возросла площадь технических культур до 613 тыс. га [1, 17].

Начиная с 2000-х годов на ряде активно растущих оврагов нами проводятся ежегодные измерения площадного и объемного прироста их вершин (рис. 1). Здесь речь пойдет лишь о линейном

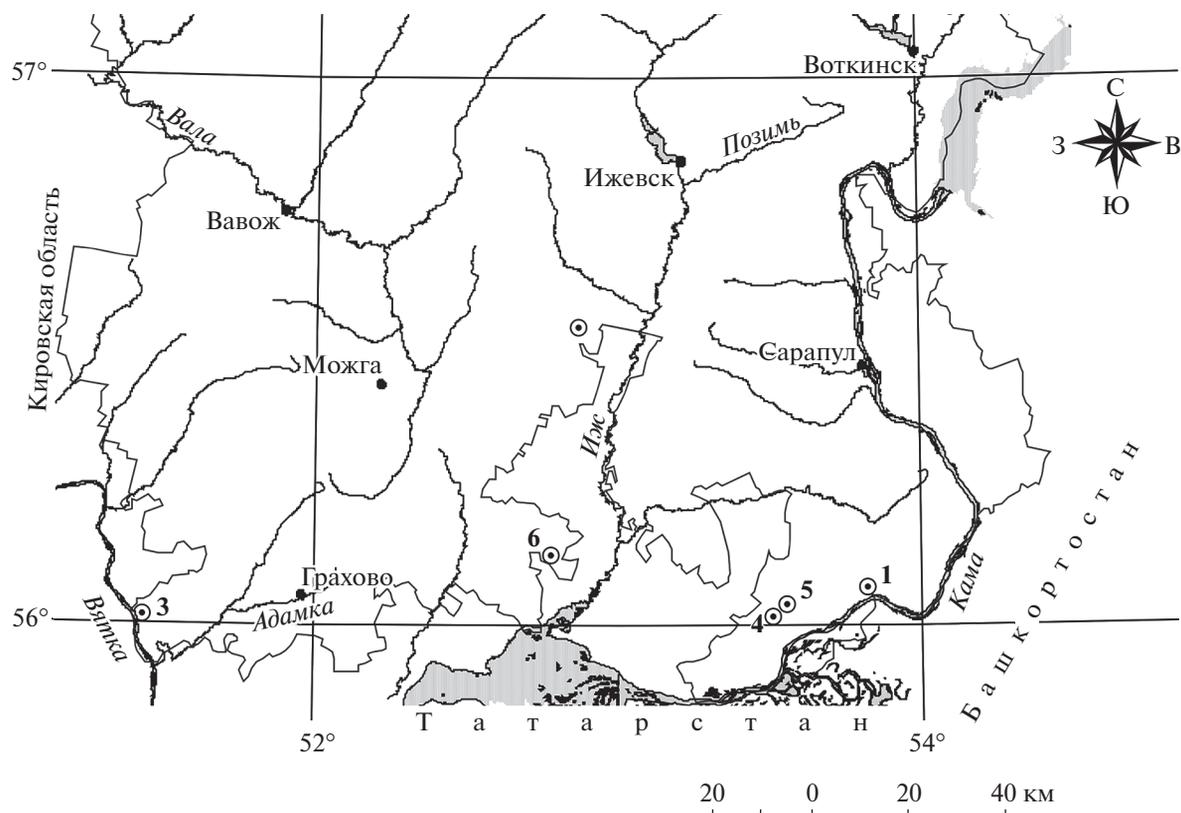


Рис. 1. Расположение ключевых участков по мониторингу линейного и площадного размыва различных типов оврагов в пределах территории Удмуртской Республики. Цифрами обозначены номера оврагов и ключевых участков.

и площадном приросте оврагов, данные же об объемном приросте оврагов будут опубликованы позднее. Выбор исследуемых шести оврагов обусловлен их активным ежегодным линейным и площадным приростом. На большинстве же других оврагов, где также использовалась тахеометрическая съемка их вершинных участков, с 2008–2010 гг. прирост по разным причинам прекратился или находился близко к нулевым значениям. Поэтому продолжать детальную съемку на них не было необходимости.

Морфометрические характеристики и координаты вершин шести активно растущих оврагов, где осуществлялась тахеометрическая съемка, представлены в табл. 1. Методика получения морфометрических показателей детально описана в нашей работе [1].

Приводораздельный овраг № 1 находится на ключевом участке “Вятское”, который расположен между населенными пунктами Вятское и Кухтино Каракулинского района в верховьях р. Северянки. Овраг растет одной языковидной вершиной (рис. 2а), глубина вершинного уступа в 2017 г. достигла 2.5 м, а ширина при вершине – 7.5 м.

Донный овраг № 2 находится в 700 м к СВ от северной окраины д. Курегово Малоपुरгинского района, в 35 км к ЮЗ от центра г. Ижевск. Длина днища размываемой балки на данном участке составляет около 400 м, площадь водосбора – 0.68 км², собственно самой балочной формы – 0.04 км². Средняя высота водосбора – 167 м (по данным топографической карты масштаба 1:25000), размах высот рельефа – 76 м [18]. Овраг имеет одну вершину (рис. 2б) и размывает балочный аллювий суглинистого механического состава. Глубина вершинного уступа варьирует в пределах 1.8–2.5 м, а ширина на расстоянии 3 м от вершины изменяется в последние годы незначительно – 5.2–5.6 м.

Придолинный овраг № 3 находится в с. Крымская Слудка Кизнерского района и размывает плейстоценовый перигляциальный аллювий террасы р. Вятка. Древний аллювий сложен опесчаненными желто-бурыми с палевым оттенком лёссовидными суглинками и легко размывается не только водами, текущими по оврагу, но и рекой (рис. 2в). Длина оврага в начале 2000 г. составляла около 120 м, в настоящее время в результате размыва рекой берегового уступа его длина сократилась до 35 м. Максимальная величина руслового

Таблица 1. Морфометрические характеристики активно растущих оврагов и их водосборов на ключевых участках в Удмуртии

Номер оврага, ключевой участок	Тип оврага*	Длина оврага, м	Кол-во вершин	Абс. отм. устья оврага, м	Абс. отм. вершины оврага, м	Падение оврага**, м	Средний уклон оврага, м/км	Длина линии стока, м	Абс. отм. водораздела, м	Ср. уклон линии стока, м/км	Ср. уклон склона, м/км	Глубина базиса эрозии, м	Площадь водосбора выше вершины оврага, га
№ 1 – “Вятское”, площадь – 2.2 км ² (Каракулинский р-н), координаты вершины оврага: 56°05'47.62" с.ш. 53°59'01.90" в.д.	ПВ	300	1	135	157	22	87	1120	186	26	37	51	16.5
№ 2 – “Курегово”, площадь – 2.4 км ² (Малопургинский р-н), координаты вершины оврага: 56°32'58.93" с.ш. 52°54'39.14" в.д.	Д	533	1	119	132	17	32	1100	195	57	49	76	24
№ 3 – “Крымская Слудка”, площадь – 3.2 км ² (Кизнерский р-н), координаты вершины оврага: 55°59'50.16" с.ш. 51°25'26.67" в.д.	ПД	120	1	53	87	34	25	1060	100	12	14	47	13.6
№ 4 – “Кулюшево-1”, площадь – 4.7 км ² (Каракулинский р-н), координаты вершины оврага: 56°03'51.20" с.ш. 53°34'44.46" в.д.	ПВ	520	3	125	160	35	67	780	197.5	48	56	83.5	18.8
№ 5 – “Кулюшево-2”, площадь – 4.9 км ² (Каракулинский р-н), координаты вершины оврага: 56°02'07.15" с.ш. 53°36'59.33" в.д.	ПВ (Т)	350	2	130	156	26	74	440	167	25	47	50	6.1
№ 6 – “Варзи-Ятчи”, площадь – 8.5 км ² (Алнашский р-н), координаты вершины оврага: 56°06'08.82" с.ш. 52°47'21.86" в.д.	В	215	3	102.5	106	3.5	16	1750	145	22	22	55	195

Примечание. * – Д – донный, ПД – придолинный, В – вершинный, ПВ – приводораздельный, ПВ (Т) – приводораздельный техногенного происхождения. ** – Падение оврага – перепад высот между вершиной и устьем оврага.

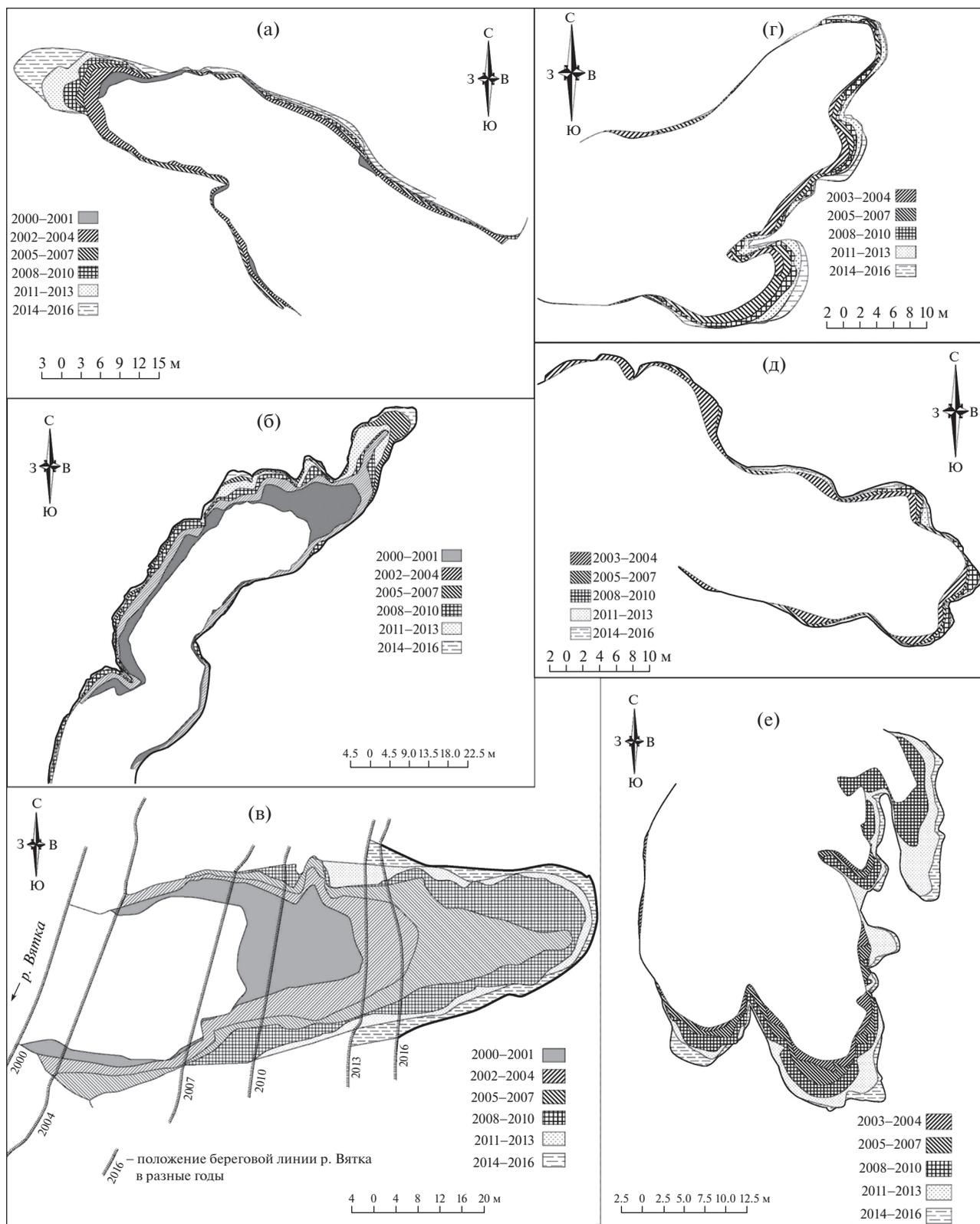


Рис. 2. Схемы линейного и площадного прироста верховьев оврагов: (а) – № 1 (2000–2016 гг.), (б) – № 2 (2000–2016 гг.), (в) – № 3 (2000–2016 гг.), (г) – № 4 (2003–2016 гг.), (д) – № 5 (2003–2016 гг.), (е) – № 6 (2003–2016 гг.).

размыва на этом участке за 2000–2016 гг. превышала 80 м. Овраг имеет одну вершину, ширина его при вершине 9.2 м, глубина вершинного уступа – 2.1 м.

Приводораздельный овраг № 4 расположен в 1250 м на СВ от центра с. Кулюшево Каракулинского района. Овраг первоначально возник на крутом левом склоне долины р. Кобылка (правый приток Камы), в последние годы вершина размывает плотный глинистый элювий коренных пород в средней части склона приводораздельной поверхности. Овраг растет тремя вершинами (рис. 2г). Глубина вершинного уступа в 2017 г. составляла 1.3 м, ширина оврага при вершине, соответственно, 7.5 м.

Овраг № 5 на ключевом участке “Кулюшево-2” расположен в 2.6 км к ЮЗ от одноименного населенного пункта. По типу овраг является приводораздельным, по происхождению техногенным, возник в результате залповых выпусков вод с площадок добычи нефти через водопропускную трубу, проложенную через дорожную насыпь. Техногенный овраг имеет одну округлую вершину, которая начала обособляться на две отдельные и намечается еще третья (рис. 2д). Глубина вершинного уступа в 2017 г. уменьшилась до 0.9 м, ширина оврага при вершине, соответственно, увеличилась до 12 м.

Вершинный овраг № 6 размывает днище в верхней части голоценовой балки и находится в 2 км на Ю–ЮЗ от южной окраины с. Варзи-Ятчи Алнашского района. Овраг отличается большой площадью водосбора (табл. 1) и на протяжении длительного времени имел 2 вершины, а с 2008 г. появилась третья, которая достаточно активно развивается в последние годы (рис. 2е). Ширина оврага при вершине в 2017 г. составила 12 м, а глубина вершинного уступа – 1.5 м.

Водосборные площади всех наблюдаемых оврагов представлены обрабатываемыми пахотными угодьями, при этом вершины первичных оврагов практически вплотную подходят к пашне. Балочные водосборы вторичных оврагов (донные и вершинные) также обрабатываются, там выращиваются зерновые (озимая рожь и овес) и зернобобовые культуры с чередованием кормовых и технических культур.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для более детального изучения динамики развития оврагов используются геодезическая съемка с применением электронного тахеометра [19, 20] и съемка с помощью наземного лазерного 3D-сканера [21]. Наземное лазерное 3D-сканирование позволяет достигать точности до долей миллиметра [22] и создавать трехмерную модель изучаемого объекта. Но при этом стоит учитывать доро-

говизну соответствующего оборудования и поэтому отсутствие пока их массового применения.

Выбор отдельного метода или набора методов для оценки темпов роста оврагов зависит от периода времени, для которого проводятся исследования динамики овражной сети и требуемой точности конечных оценок. Выделяются короткий (1–10 лет) [23, 24] и длинный (более 10 лет) временные интервалы [25, 26]. Иногда внутри короткого интервала также выделяют средний временной интервал (5–10 лет) [24]. Для короткого временного интервала чаще применяют следующий набор методов: измерение линейного прироста вершины оврага методом реперов [19] и с помощью беспилотных летательных систем [27], объемные измерения с использованием наземного лазерного сканирования [28, 29], фотограмметрии и повторных DGPS измерений (для создания цифровой модели рельефа) [27, 30, 31]. Более точные методы используются в тех случаях, когда исследуются механизмы процессов или существует необходимость максимально повысить точность оценок площадного или объемного прироста.

Топографо-геодезические работы, проводимые при изучении регрессивного роста оврагов, включают в высокоточной тахеометрической съемке вершин, размываемых уступов, их бровок, а также тальвегов исследуемых оврагов. На основе повторной тахеометрической съемки оцениваются линейный прирост и изменения плановой конфигурации бровок и тальвегов.

Тахеометрическая съемка велась нами вначале с помощью отечественных оптических теодолитов Т30 и 2Т30, а с 2001 г. начали применяться лазерные электронные тахеометры “Trimble 3305”, затем “Nicon NPR-332”.

В пределах исследуемой территории было выбрано 3 метеорологические станции (г. Ижевск, г. Можга и г. Сарапул), ближе всего расположенные к участкам мониторинга, и 3 гидрологических поста: р. Позимь (г. Ижевск), р. Вала (с. Вавож) и р. Адамка (с. Грахово) (рис. 1). Здесь были собраны следующие данные наблюдений: годовая сумма осадков, сумма осадков теплого периода, сумма осадков летних месяцев, максимальный суточный слой осадков в летние месяцы, сумма максимальных суточных осадков за летние месяцы, максимальные запасы воды в снеге, глубина промерзания почвы, продолжительность снеготаяния, максимальный расход воды в период весеннего половодья и годовая норма стока воды. На основе этих данных дополнительно были рассчитаны: интенсивность снеготаяния, как производная от деления максимальных запасов воды в снеге на продолжительность снеготаяния, и интенсивность половодного стока, полученная по соотношению между максимальным расходом воды в период половодья и годовой нормой стока.

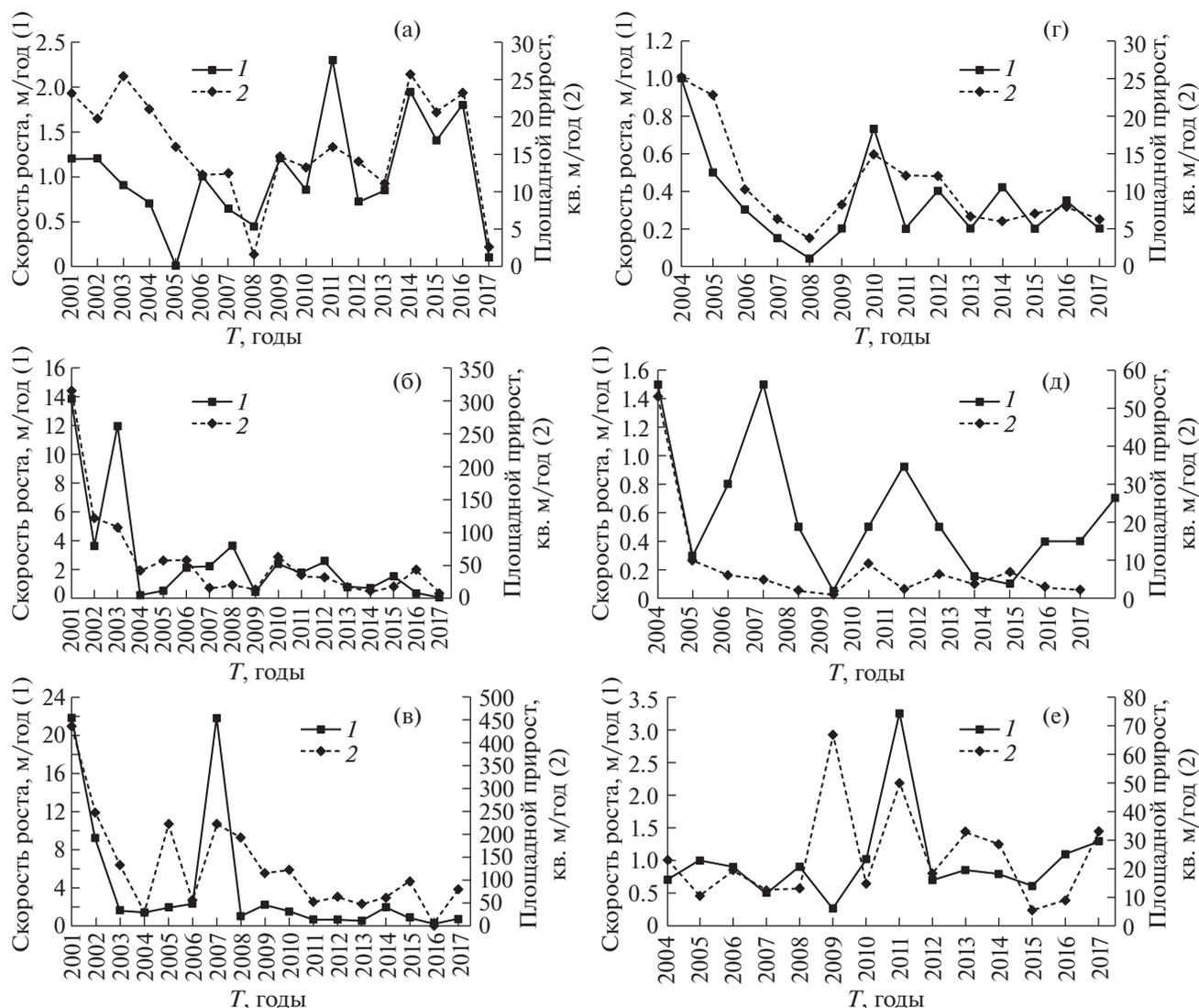


Рис. 3. Графики изменения линейного (1) и площадного (2) прироста вершинной части оврагов: (а) – № 1 (2001–2017 гг.), (б) – № 2 (2001–2017 гг.), (в) – № 3 (2001–2017 гг.), (г) – № 4 (2004–2017 гг.), (д) – № 5 (2004–2017 гг.), (е) – № 6 (2004–2017 гг.).

Для всех рассматриваемых 6 оврагов вначале рассчитаны корреляционные связи между ежегодными линейными и площадными величинами их прироста на каждом из ключевых участках. На втором этапе были установлены корреляционные связи между величинами прироста оврагов и гидрометеорологическими факторами.

Поскольку не всегда рассматриваемые зависимости являются прямолинейными, то, наряду с обычным коэффициентом корреляции (r), были вычислены и дополнительные показатели – корреляционное отношение (η) и квадрат корреляционного отношения (η^2). Проверка гипотезы о форме связи между анализируемыми переменными осуществлялась с помощью критериев Блэкмана и Фишера [32].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Анализ данных линейного и площадного приростов оврага № 1 за 2000–2017 гг. показал наличие не высокой, но надежной связи между ними ($r = 0.569$; $\eta = 0.650$; $\eta^2 = 0.422$). В целом отмечается более плавное изменение площадного прироста, в отличие от линейного, для последнего характерна более резкая амплитуда изменения величин по годам. Асинхронными изменения рассматриваемых показателей были лишь в 2003 и 2006 г. (рис. 3а).

Линейный и площадной приросты вершинной части донного оврага № 2 за рассматриваемый период имеют общую тенденцию к затуханию (рис. 3б). Максимальный прирост отступления его вершины был отмечен в 2001 г. и составил 13.8 м.

Площадной прирост вершинной части оврага в этот год также был наибольшим — 315.4 м², что хорошо видно и на схеме (рис. 2б). В последующие же годы наблюдений линейный и площадной приросты оврага не всегда коррелировали между собой по величине. Заметим здесь, что экстремальный прирост оврага мог быть частично связан с геоморфологическими особенностями поверхности, где он развивается. Так, в днище исследованного нами водосбора балки в 2001 и 2003 г. темпы прироста вершины донного оврага были аномально высокими (в 3–6 раз выше, чем в предшествующие и последующие годы,) что в немалой степени могло быть связано с размывом и последующим обрушением тоннелей, возникших благодаря развитию процессов суффозии в днище долины балки непосредственно выше по течению от его вершины. Аналогичный процесс оврагообразования был описан и на Боровском полигоне МГУ при стационарных наблюдениях с 1985 по 1999 г. [33]. Судя по конфигурации контура площадного прироста этого оврага, такой сценарий вполне мог иметь место весной 2003 г. при значительном талом стоке. Такое же несоответствие между линейным и площадным приростом вершинной части оврага наблюдалось в 2004 г., когда был отмечен минимальный линейный прирост (0.2 м), а площадной прирост был существенным (41.8 м²), по всей видимости, за счет размыва или обрушения нависающих карнизов бровок на его склонах (рис. 3б). Несмотря на это, корреляционный анализ показал, что связь между линейным и площадным приростом вершинной части оврага оказалась достаточно высокой ($r = 0.838$, $\eta = 0.319$, $\eta^2 = 0.102$), что обычно характерно для одновершинных оврагов.

График изменения линейного и площадного приростов оврага № 3 показывает, что за рассматриваемый период синхронность этих показателей не всегда проявляется. Максимальные показатели, как и в предыдущем случае, отмечены в 2001 г., когда вершина оврага отступила на 21.8 м, а площадь размыва составила 436.7 м² (рис. 3в). Высокий показатель линейного прироста оврага был отмечен также в 2007 г., хотя площадной прирост был в 2 раза меньше максимального. Существенное сокращение линейного прироста оврага наблюдается с 2011 г., что связано с сооружением при вершине оврага противоэрозионного земляного вала с водопропускной трубой диаметром около 700 мм. Рост вершины в основном происходил за счет обрушения крутых вершинных уступов или нависающих карнизов, а прирост площади был связан с размывом и обрушением крутых склонов оврага, частично вызванных и боковым размывом реки в период половодья. Зависимость между рассматриваемыми показателями также оказалась высокой ($r = 0.790$, $\eta = 0.432$, $\eta^2 = 0.187$),

что характерно, как и в предыдущем случае, для одновершинных оврагов, независимо от их типа и особенностей их водосборов.

Связь между линейным и площадным приростами вершинной части оврага № 4 оказывается также весьма тесной ($r = 0.832$; $\eta = 0.455$; $\eta^2 = 0.207$), несмотря на рост его тремя вершинами. Асинхронность показателей отчетливо прослеживается только в 2014 и в меньшей степени в 2015 г. (рис. 3г). В последние годы более интенсивно растут вторая и третья вершины, расположенные южнее главной (ниже по склону). Причина асинхронности линейного и площадного приростов в отдельные годы объясняется здесь тем, что главная вершина начала размывать более прочные коренные породы и линейный прирост резко уменьшился, а основной сток с водосбора был направлен по новой полевой дороге, которая была смещена в сторону от главной вершины. В результате этого более интенсивно начался размыв второй и особенно третьей вершины, куда направлялся весь сток, при этом они развиваются в легко размываемых делювиально-солифлюкционных суглинках, обеспечивая и площадной прирост.

Анализ графика изменения линейного и площадного прироста оврага № 5 за период 2004–2017 гг. показывает часто противоположно направленные величины. Рассчитанный коэффициент корреляции показал наличие лишь умеренной связи между линейным и площадным приростом оврага ($r = 0.567$, $\eta = 0.442$; $\eta^2 = 0.195$), что обычно характерно для многовершинных оврагов. Поскольку овраг техногенный, и его линейный и площадной приросты тесно привязаны к водопропускному сооружению и не зависят от его морфолого-морфометрических и литологических особенностей. Максимальные приросты линейного и площадного размыва зарегистрированы в 2004 г. В последующие годы овраг рос скачкообразно преимущественно в длину, размывы бровок склонов были незначительными (рис. 3д). Здесь скачкообразный линейный прирост вершин можно объяснить залповыми сбросами отработанных вод с площадок нефтедобычи, а половодный или ливневый сток обеспечивал незначительный площадной прирост.

На графике связь между линейным и площадным приростом вершинной части оврага № 6 проявляется недостаточно четко (рис. 3е). Здесь, в отличие от предыдущих оврагов, максимальный линейный прирост был зарегистрирован в 2011 г., а наибольший прирост площади был в 2009 г. Как показывает график, вершинный овраг активизировался в 2015–2017 гг., что подтверждается наблюдениям 2018 г., когда его линейный прирост составил 1.6 м. Тенденция активизации развития вторичных (донных и вершинных) оврагов обна-

руживается и на других ключевых участках. Более значительные темпы прироста донных и вершинных оврагов позволяют предположить, что, несмотря на резкое сокращение или почти полное исчезновение поверхностного стока со склонов, вследствие увеличения теплых зимних периодов, в днищах сухих долин, где формируются донные врезы, в период снеготаяния происходит выклинивание внутрпочвенного стока. Именно он в основном формирует временные водотоки, способствующие постепенному регрессивному отступанию вершин донных оврагов [34]. Исследования 90 овражных систем в Португалии также показали, что они выросли в основном за счет массовых размывов в привершинных и боковых стенках, под влиянием подповерхностных вод [35].

Статистический анализ между линейным и площадным приростом оврага за рассматриваемый период показал отсутствие достоверной положительной связи между ними ($r = 0.269$, $\eta = 0.300$; $\eta^2 = 0.090$), что хорошо видно и на графике (рис. 3е). Во всех вышеперечисленных случаях расчеты критериев Блекмана и Фишера показали отсутствие значимых криволинейных связей между анализируемыми показателями. Отсутствие связи для многовершинного оврага в данном случае можно объяснить только перераспределением стока по ширине днища балки, что может быть вызвано формированием новых ложбин стока, возникающих при обработке пахотных земель на значительном по площади водосборе, что подтверждают и полевые наблюдения.

В пределах исследуемой территории склоновый сток формируется в период весеннего снеготаяния и при выпадении интенсивных ливней в теплое время года. Известно сравнительно немного исследований, в которых проведено непосредственное сопоставление вклада талого и ливневого стока в линейный рост вершин оврагов. Результаты мониторинга прироста оврагов в Европейской части России, проводившиеся преимущественно в 1970–1980-е годы в Среднем Поволжье, включая Удмуртскую Республику, а также в Калужской области, указывают на то, что около 80% прироста приходится на период снеготаяния, тогда так вклад ливневого стока составляет 20% [1, 2, 36]. По данным сезонного и годовых темпов прироста оврагов Юго-Западного Прибайкалья с 1985 по 1995 г. установлено, что 70% годового прироста приходится на летний период, 30% – на период снеготаяния [37]. В Забайкалье более 80% годового увеличения длины оврагов отмечалось в летне-осенний период [38, 39]. Данные инструментальных наблюдений за линейным и площадным приростом 2 оврагов в Баргузинской котловине с 1985 по 2009 г. также показали их асинхронность, при этом в годы отсутствия линейного прироста обнаруживался существенный

площадной прирост [37]. Результаты 16-летнего мониторинга (1981–1996 гг.) линейного прироста вершин оврагов на Молдавском плато в восточной Румынии позволили оценить вклад талого и ливневого стока в 57 и 43% соответственно [40]. При этом более 66% суммарного прироста вершин приходится на четыре года, которые характеризовались выпадением сильных ливней и/или значительным стоком в период снеготаяния. При этом средний прирост вершины оврага за период 1961–1990 гг. составил 12.5 м/год, что сопровождалось средним ростом площади оврага на 366.8 м²/год. Активизация овражной эрозии после 1960-х годов, наряду с гидрометеорологическими факторами, также связана с крупными изменениями в землепользовании [40, 41]. Непосредственные измерения стока воды и наносов и линейного роста донных оврагов на Люблинской возвышенности в Польше в период 2003–2005 гг. выявили доминирование (86%) талого стока, как основной причины отступания вершин. Однако анализ гидрометеорологических данных и предшествующих наблюдений показал, что на самом деле вклад в линейный прирост оврагов аномально интенсивных ливней значительно выше, чем талого стока [42]. О высокой роли гидрометеорологических факторов (величины стока с овражного водосбора и интенсивности осадков) подтверждают и исследования прироста вершин 933 оврагов в 70 регионах мира [43].

При оценке влияния гидрометеорологических параметров на темпы линейного роста агрогенных оврагов необходимо учитывать пространственно-временные изменения этих факторов и принимать во внимание, что помимо них существует целый ряд морфологических характеристик водосборов оврагов и собственно вершин оврагов, которые сказываются на индивидуальных особенностях развития овражных форм [44, 45].

Анализ гидрометеорологических показателей за 1998–2016 гг. и линейного прироста рассматриваемых в нашей работе оврагов не выявил тесной связи ни с одним из анализируемых факторов. Умеренная положительная связь обнаружена лишь у вершинного оврага № 6 с интенсивностью половодного стока на р. Адамка ($r = 0.562$, $\eta = 0.770$, $\eta^2 = 0.592$) и у донного оврага № 2 с интенсивностью снеготаяния ($r = 0.462$, $\eta = 0.342$, $\eta^2 = 0.117$). Анализ площадного прироста за 2000–2016 гг. выявил существенную связь у оврага № 3 с интенсивностью снеготаяния ($r = 0.607$) и умеренную положительную связь с интенсивностью половодного стока на р. Адамка ($r = 0.523$). Тесная связь с годовой суммой осадков ($r = 0.604$) и умеренная с интенсивностью половодного стока на р. Адамка ($r = 0.575$) обнаружена для донного оврага № 2 (табл. 2). Это говорит о том, что талый

Таблица 2. Коэффициенты корреляции (r), коэффициенты детерминации (η^2) и корреляционные отношения (η) площадного прироста оврагов и гидрометеорологических показателей за 2000–2016 гг.

Гидрометеорологические показатели и коэффициенты связи		Номера исследуемых оврагов					
		№ 1	№ 2	№ 3	№ 4	№ 5	№ 6
Qm/Qn	r	0.023	0.575	0.523	-0.358	-0.169	0.089
	η^2	0.096	0.506	0.564	0.300	0.398	0.634
	η	0.310	0.711	0.751	0.548	0.631	0.796
T	r	0.323	-0.239	-0.390	0.384	0.028	0.043
	η^2	0.177	0.100	0.264	0.961	0.412	0.135
	η	0.421	0.316	0.514	0.980	0.642	0.367
He	r	-0.011	0.358	0.311	0.158	0.236	-0.005
	η^2	0.171	0.348	0.586	0.195	0.061	0.276
	η	0.414	0.590	0.766	0.441	0.248	0.526
He/T	r	-0.090	0.445	0.607	-0.246	0.241	0.165
	η^2	0.428	0.074	0.174	0.345	0.157	0.353
	η	0.654	0.272	0.417	0.588	0.396	0.594
Mn	r	-0.359	0.184	0.115	-0.314	0.002	0.304
	η^2	0.446	0.646	0.412	0.122	0.043	0.187
	η	0.667	0.804	0.642	0.350	0.208	0.433
R	r	0.350	0.604	0.428	0.199	-0.069	-0.318
	η^2	0.317	0.083	0.057	0.159	0.046	0.672
	η	0.563	0.288	0.239	0.398	0.216	0.820
Rw	r	0.312	0.429	0.231	0.250	0.010	-0.207
	η^2	0.430	0.079	0.102	0.053	0.134	0.332
	η	0.656	0.281	0.320	0.230	0.366	0.576
Rs	r	0.104	0.190	0.244	0.121	-0.041	-0.130
	η^2	0.227	0.064	0.124	0.420	0.183	0.434
	η	0.477	0.252	0.352	0.648	0.428	0.659
Rd	r	-0.095	0.278	0.406	0.005	0.044	0.238
	η^2	0.167	0.305	0.301	0.223	0.059	0.535
	η	0.408	0.552	0.549	0.472	0.242	0.732
Rs_{max}	r	0.019	0.330	0.311	0.093	-0.070	-0.081
	η^2	0.087	0.373	0.130	0.171	0.373	0.305
	η	0.294	0.610	0.361	0.413	0.611	0.552
Rw_{max}	r	0.014	0.377	0.066	0.040	-0.184	-0.204
	η^2	0.276	0.266	0.095	0.260	0.412	0.125
	η	0.526	0.516	0.308	0.510	0.642	0.354

Примечание. Qm/Qn – интенсивность половодного стока, T – продолжительность снеготаяния, He – максимальные запасы воды в снеге, He/T – интенсивность снеготаяния, Mn – максимальная глубина промерзания почвы, R – годовая сумма осадков, Rw – сумма осадков теплого периода (апрель – октябрь), Rs – сумма осадков летних месяцев, Rd – максимальное суточное количество осадков по летним месяцам, Rs_{max} – сумма максимальных суточных осадков по летним месяцам, Rw_{max} – сумма максимальных суточных осадков теплого периода (апрель – октябрь). Жирным шрифтом выделены наиболее значимые коэффициенты связи.

сток перестал играть доминирующую роль в линейном росте оврагов за анализируемый период.

Учитывая, что в рассматриваемый период происходили как климатические изменения, связан-

ные с потеплением климата, особенно повышение температуры воздуха в зимние месяцы, так и сокращения площади пашни, максимум которого пришелся на период 1990–2003 гг., можно утвер-

ждать, что именно данные факторы сказались на общем уменьшении темпов прироста оврагов в последние годы.

В перспективе необходим дальнейший детальный анализ гидрометеорологических параметров и изменений условий землепользования на водосборах оврагов, включенных в общую сеть мониторинга, для количественной оценки вклада каждого из этих факторов, а также их составляющих, в динамику прироста оврагов различного типа. Поэтому мониторинг овражной эрозии следует продолжить, к тому же по длительности наблюдения и охвату территории он не имеет аналогов ни в нашей стране, ни за рубежом [43].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование линейных измерений на протяжении достаточно длительного периода оставалось основным и наиболее точным способом оценки роста оврагов. При этом способе можно получить относительно точные данные о линейном приросте вершины оврага, но даже при использовании нескольких реперов он не позволяет с достаточной точностью оценить площадной и объемный прирост вершин оврагов. Топографо-геодезические работы, проводимые при изучении регрессивного роста оврагов, заключаются в высокоточной тахеометрической съемке вершин, размываемых уступов, их бровок, а также тальвегов исследуемых оврагов. На основе повторной тахеометрической съемки оцениваются линейный прирост и изменения плановой конфигурации бровок и тальвегов. Начиная с 2000-х годов на ряде активно растущих оврагов проводятся ежегодные измерения линейного и площадного прироста вершин. Для большинства рассматриваемых оврагов максимальные размывы наблюдались в 2001 г., когда линейные приросты варьировали в пределах 2,3–21,8 м, а площадные, соответственно, – от 23,1 до 436,7 м².

Анализ результатов многолетнего изучения линейного и площадного прироста вершинной части различных типов оврагов показал, что в большинстве случаев проявляется отчетливая зависимость между рассматриваемыми показателями, что наиболее характерно для донного одновершинного оврага (“Курегово”) и приводораздельного (“Кулюшево-1”), растущего тремя вершинами ($r = 0.832$). Достаточно высокая связь обнаружена и у придолинного оврага на правом склоне долины р. Вятка (“Крымская Слудка”) ($r = 0.790$), несмотря на обвалование его вершины. Умеренная связь оказалась у приводораздельного одновершинного оврага на ключевом участке “Вятское” ($r = 0.569$) и приводораздельного трехвершинного оврага на ключевом участке “Кулюшево-2” ($r = 0.567$), имеющего техногенное происхождение. Не обнаружена связь

только у вершинного оврага (“Варзи-Ятчи”), растущего в верховьях днища голоценовой балки тремя вершинами ($r = 0.269$), что объясняется формированием новых ложбин стока, возникающих при обработке пахотных земель на водосборе. Во всех случаях отмечаются плавное изменение по годам площадного прироста и достаточно резкое колебание величин линейного прироста вершин оврагов, независимо от типа и их морфолого-морфометрических особенностей. Асинхронность линейного и площадного прироста исследуемых оврагов не совпадает по годам и не связана с гидрометеорологическими показателями. Зависимость их ежегодного прироста от условий землепользования на водосборе и их морфолого-морфометрических особенностей также не выявлена.

Анализ гидрометеорологических показателей за 1998–2016 гг. и линейного прироста рассматриваемых оврагов не выявил тесной связи ни с одним из анализируемых факторов. Анализ площадного прироста за те же годы выявил существенную связь лишь у двух оврагов с интенсивностью снеготаяния ($r = 0.607$) и годовой суммой осадков ($r = 0.604$) и, соответственно, умеренную связь с интенсивностью половодного стока в створе ближайшей малой реки. Это говорит о том, что талый сток перестал играть доминирующую роль в линейном росте оврагов за рассматриваемый период.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рысин И.И. Овражная эрозия в Удмуртии. Ижевск: Изд-во Удмурт. ун-та, 1998. 274 с.
2. География овражной эрозии / Под ред. Е.Ф. Зориной. М.: Изд-во МГУ, 2006. 324 с.
3. Григорьев И.И., Рысин И.И. Исследования техногенных и сельскохозяйственных оврагов в Удмуртии // Вестн. Удмурт. ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле. 2006. Вып. 2. С. 83–91.
4. Григорьев И.И. Пространственно-временной анализ скоростей роста техногенных оврагов на территории Удмуртии // Эрозия почв, овражная эрозия, русловые процессы: теоретические и прикладные вопросы. М.: Изд-во МГУ, 2011. С. 90–99.
5. Рысин И.И., Григорьев И.И., Зайцева М.Ю. Результаты исследований овражной эрозии в Удмуртии за последние два десятилетия // Наука Удмуртии. 2015. № 3. С. 150–164.
6. Болысов С.И., Тарзаева Н.В. Метеорологический фактор в развитии регрессивной эрозии на юго-западе Подмосковья // Геоморфология. 1996. № 4. С. 97–103.
7. Григорьев И.И. Использование программного комплекса “Credo” для определения объемов и площадей оврагов // Вестн. Удмурт. ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле. 2009. Вып. 2. С. 141–145.

8. Рыжов Ю.В. Овражная эрозия в межгорных котловинах Юго-Западного Прибайкалья // Геоморфология. 1998. № 3. С. 68–73.
9. Назаров Н.Н. Овражная эрозия в Прикамье. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1992. 104 с.
10. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 416 с.
11. Дедков А.П., Рысин И.И., Чернышева Т.Н. Овражная эрозия на пахотных землях Европы // Геоморфология. 1993. № 2. С. 3–13.
12. Зорина Е.Ф., Никольская И.И., Ковалев С.Н. Методика определения интенсивности роста оврагов // Геоморфология. 1993. № 3. С. 66–75.
13. Коротина Н.М. Скорость роста оврагов в Ульяновском Поволжье // Геоморфология. 1981. № 4. С. 78–83.
14. Рысин И.И. О современном тренде овражной эрозии в Удмуртии // Геоморфология. 1998. № 3. С. 92–101.
15. Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М., Важнова Н.А. Пространственно-временные изменения основных показателей температурно-влажностного режима в Приволжском федеральном округе // Метеорология и гидрология. 2014. № 10. С. 19–31.
16. Атлас Удмуртской Республики / Под ред. И.И. Рысына. М.: Феория, 2016. 282 с.
17. Акмаров П.Б., Князева О.П., Рысин И.И. Агроклиматический потенциал эффективности земледелия // Вестн. Удмурт. ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле. 2014. Вып. 2. С. 89–96.
18. Гусаров А.В., Рысин И.И., Шарифуллин А.Г., Голосов В.Н. Оценка современного тренда эрозионно-аккумулятивных процессов в малом распахиваемом водосборе с использованием цезия-137 в качестве хрономаркера (юг Удмуртской Республики) // Геоморфология. 2019. № 2. С. 37–56.
19. Григорьев И.И., Рысин И.И. Техногенные овраги на территории Удмуртии. Ижевск: Изд-во Удмурт. ун-та, 2017. 190 с.
20. Самдаров А.З. Методы исследования регрессивного роста оврагов: достоинства и недостатки // Уч. зап. Казанского ун-та. Сер. Естественные науки. 2016. № 158 (2). С. 277–292.
21. Usmanov B., Yermolaev O., and Gafurov A. Estimates of slope erosion intensity utilizing terrestrial laser scanning // Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences. 2015. (367). P. 59–65.
22. Гафуров А.М., Усманов Б.М. Оценка интенсивности и динамики почвенной эрозии методом наземного лазерного сканирования // Эрозионные, русловые и устьевые процессы (исследования молодых ученых университетов) / Сб. статей по материалам XI семинара молодых ученых вузов, объединяемых Советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Н. Новгород: Мининский ун-т, 2016. С. 81–90.
23. Frankl A., Stal C., Abraha A., Nyssen J., Rieke-Zapp D., De Wulf A., and Poesen J. Detailed recording of gully morphology in 3D through image-based modelling // Catena. 2015. (127). P. 92–101.
24. Marzolf I., Ries J.B., and Poesen J. Short-term versus medium-term monitoring for detecting gully-erosion variability in a Mediterranean environment // Earth Surface Processes and Landforms. 2011. No. 12 (36). P. 1604–1623.
25. Rishikeshan C.A., Katiyar S.K., and Mahesh V.N.V. Detailed Evaluation of DEM Interpolation Methods in GIS Using DGPS Data // International Conference on Computational Intelligence and Communication Networks. 2014. P. 666–671.
26. Li W., Fu H., Yu L., Gong P., Feng D., Li C., and Clinton N. Stacked Autoencoder-based deep learning for remote-sensing image classification: a case study of African land-cover mapping // International J. Remote Sensing. 2016. No. 23 (37). P. 5632–5646.
27. Гафуров А.М., Рысин И.И., Голосов В.Н., Григорьев И.И., Шарифуллин А.Г. Оценка современного роста вершин оврагов южного мегасклона Восточно-Европейской равнины с применением набора инструментальных методов // Вестн. Моск. ун-та, Сер. 5. География. 2018. № 5. С. 61–71.
28. Kociuba W., Janicki G., Rodzik J., and Stepniewski K. Comparison of volumetric and remote sensing methods (TLS) for assessing the development of a permanent forested loess gully // Natural Hazards. 2015. No. S1 (79). P. 139–158.
29. Caraballo-Arias N.A., Conoscenti C., Di Stefano C., Ferro V., and Gymez-Gutierrez A. Morphometric and hydraulic geometry assessment of a gully in SW Spain // Geomorphology. 2016. No. 274. P. 143–151.
30. Chen Y., Jiao J., Wei Y., Zhao H., Yu W., Cao B., Xu H., Yan F., Wu D., and Li H. Accuracy Assessment of the Planar Morphology of Valley Bank Gullies Extracted with High Resolution Remote Sensing Imagery on the Loess Plateau // Int. J. Environ. Res. Public Health. China. 2019. No. 16. 369 p.
31. Seutloali K.E., Beckedahl H.R., Dube T. and Sibanda M. An assessment of gully erosion along major armoured roads in south-eastern region of South Africa: a remote sensing and GIS approach // Geocarto International. 31: 2. P. 225–239.
32. Лакин Г.Ф. Биометрия. М.: Высш. шк., 1990. 352 с.
33. Веретенникова М.В., Зорина Е.Ф., Ковалев С.Н., Любимов Б.П. Стационарные исследования процессов оврагообразования на Боровском учебно-научном полигоне географического факультета МГУ // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 2003. Вып. 14. С. 76–92.
34. Рысин И.И., Григорьев И.И., Зайцева М.Ю., Голосов В.Н. Линейный прирост оврагов Вятско-Камского междуречья на рубеже XX и XXI столетий // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2017. № 1. С. 63–72.
35. Raffaello B. and Reis E. Controlling factors of the size and location of large gully systems: A regression based exploration using reconstructed pre-erosion topography // Catena. 2016. Vol. 147. P. 621–631.
36. Бутаков Г.П., Зорина Е.Ф., Никольская И.И., Рысин И.И., Серебренникова И.А., Юсупова В.В. Тенденции развития овражной эрозии в Европейской России // Эрозионные и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 2000. Вып. 3. С. 52–62.
37. Рыжов Ю.В. Формирование оврагов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: ГЕО, 2015. 180 с.

38. *Базарова Л.Д.* Эрозионные формы рельефа Чикойской впадины // Геология, палеовулканология и рельеф Забайкалья / Отв. ред. Г.В. Андреев. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, Геол. ин-т, 1986. С. 153–162.
39. *Тармаев В.А.* Интенсивность образования линейной эрозии в бассейне р. Куналейки (Забайкалье) // География и природные ресурсы. 1992. № 1. С. 98–102.
40. *Ionita I.* Gully development in the Moldavian Plateau of Romania // *Catena*. 2006. Vol. 68. P. 133–140.
41. *Ionita I., Niacsu L., Petrovici G., and Blebea-Apostu A.M.* Gully development in eastern Romania: a case study from Falcu Hills // *Nat Hazards*. 2015. No. 79(1). P. 113–138.
42. *Rodzik J., Furtak T., and Zglobicki W.* The impact of snowmelt and heavy rainfall runoff on erosion rates in a gully system, Lublin Upland, Poland // *Earth Surface Processes and Landforms*, 2009. Vol. 34. No. 14. P. 1938–1950.
43. *Vanmaercke M., Poesen J., Van Mele B., Demuzere M., Bruynseels A., Golosov V., Bezerra J.F.R., Bolysov S., Dvinskih A., Frankl A., Fuseina Y., Guerra A.J.T., Haregeweyn N., Ionita I., Makanzu Imwangana F., Moeyersons J., Moshe I., Nazari Samani A., Niacsu L., Nyssen J., Otsuki Y., Radoane M., Rysin I., Ryzhov Yu., and Yermolaev O.* How fast do gully headcuts retreat? // *Earth Science Reviews*. 2016. No. 154. P. 336–355.
44. *Poesen J., Nachtergaele J., Verstraeten G., and Valentin C.* Gully Erosion and Environmental Change: Importance and Research Needs // *Catena*. 2003. Vol. 50. P. 91–133.
45. Пространственно-временные закономерности развития современных процессов природно-антропогенной эрозии на Русской равнине / Под ред. В.Н. Голосова, О.П. Ермолаева. Казань: Изд-во АН РТ, 2019. 372 с.

Estimation of linear and areal growth of gullies using instrumental methods (on the territory of Udmurtia)

I. I. Grigorev^{a,#} and I. I. Rysin^{a,##}

^a Udmurt State University, Izhevsk, Russia

[#] E-mail: ivangrig@yandex.ru,

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

The main goal of this investigation is to establish the relationships between linear and areal expansion of gullies based on their morphology, dimensions and hydrometeorological conditions. Instrumental methods for studying linear and areal growth of gullies on agricultural land for the period from the early 2000s to 2017 are considered. The instrumental methods of the study included a planned geodetic survey of the top part of the gullies, including the edges, talweg and transverse profiles using an electronic total station. Records from the three nearest meteostations and stream gages were used in the analysis. The objects of the study include 6 gullies of various types (at the watershed, near-valley, top and bottom), developing within 6 key areas, where their catchment areas are arable land used for crops of legumes and forage crops. The main purpose of the research is to identify the relationship between the linear and areal growth of ravines, depending on their morphological and morphometric features and hydrometeorological conditions. For two of the gullies under consideration, the maximum erosion was observed in 2001, when the linear headcuts retreat varied from 2.3–21.8 m, and the areal ones, respectively, from 23.1 to 436.7 m². It is established that in most cases there is a clear relationship between the considered indicators, which is most typical for a bottom single-top gully and at the watershed growing with three headcuts ($r = 0.832$). A fairly high correlation was also found in the near-valley single-top gully on the right slope of the Vyatka river valley ($r = 0.790$), which erodes periglacial alluvium within the locality. The average relationship was observed in the single-top ($r = 0.569$) and technogenic three-top gullies ($r = 0.567$) developing in different key areas of the right bank of the Kama river. No connection was found only in one top gully growing in the upper part of the Holocene gulch bottom with three headcuts ($r = 0.269$), which is explained by the technogenic redistribution of runoff in the plowed catchment of the gully. A smooth change in the area growth over the years and a rather sharp fluctuation in the values of the linear growth of the headcuts of gullies, regardless of the type and their morphological and morphometric features, were revealed. The dependence of their annual growth on the conditions of land use in the catchment area and their morphological and morphometric features has not been revealed. The analysis of hydro-meteorological indicators for 1998–2016 and the linear growth of the considered gullies did not reveal a close relationship with any of the analyzed factors. A significant relationship between the area growth in 2000–2016 was found only in two gullies with the intensity of snowmelt and the annual amount of precipitation, and, accordingly, a moderate relationship with the intensity of flood runoff in the line of the nearest small river. The research has shown that the spring flood runoff has ceased to play a dominant role in the linear and areal growth of gullies during the period under review.

Keywords: growth of gullies, instrumental survey, monitoring, correlation analysis, hydrometeorological factors

REFERENCE

- Rysin I.I. *Ovrazhnaya eroziya v Udmurtii* (Gully erosion in Udmurtia). Izhevsk: UdsU (Publ.), 1998. 274 p (in Russ.)
- Geografiya ovrazhnoi erozii* (Geography of gully erosion). E.F. Zorina (Ed.). Moscow: MSU (Publ.), 2006. 324 p. (in Russ.)
- Grigorev I.I. and Rysin I.I. *Issledovaniya tekhnogenykh i sel'skokhozyaistvennykh ovragov v Udmurtii* (Research of technogenic and agricultural ravines in Udmurtia). *Vestnik Udm. Un-ta. Ser. Biol. Nauki o Zemle*. 2006. No. 2. P. 83–91. (in Russ.)
- Grigorev I.I. *Prostranstvenno-vremennoi analiz skorosti rosta tekhnogenykh ovragov na territorii Udmurtii* (Spatiotemporal analysis of growth rates of technogenic ravines on the territory of Udmurtia). *Eroziya pochv, ovrazhnaya eroziya, ruslovyie protsessy: teoreticheskie i prikladnye voprosy* (Soil erosion, gully erosion, channel processes: theoretical and applied issues). Moscow: MSU (Publ.), 2011. P. 90–99. (in Russ.)
- Rysin I.I., Grigorev I.I., and Zaitseva M.Yu. *Rezultaty issledovaniya ovrazhnoi erozii v Udmurtii za poslednie dva desyatiletia* (Results of research of gully erosion in Udmurtia for the last two decades). *Nauka Udmurtiya*. No. 3 (73). 2015. P. 150–164. (in Russ.)
- Bolysov S.I. and Tarzaeva N.V. *Meteorologicheskii faktor v razvitiie regressivnoi erozii na yugo-zapade Moskvy* (Meteorological factor in the development of regressive erosion in the South-West of the Moscow region). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1996. No. 4. P. 97–103. (in Russ.)
- Grigorev I.I. *Ispol'zovanie programmnogo kompleksa "Credo" dlya opredeleniya o'emov i ploschadei ovragov* (Using the software complex "Credo" to determine the volume and area of ravines). *Vestnik Udm. Un-ta. Ser. Biol. Nauki o Zemle*. 2009. No. 2. P. 141–145. (in Russ.)
- Ryzhov Yu.V. *Ovrazhnaya eroziya v mezhgornnykh kotlovinakh Yugo-Zapadnogo Pribaikal'ya* (Gully erosion in the intermountain basins of the Southwestern Baikal Region). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1998. No. 3. P. 68–73. (in Russ.)
- Nazarov N.N. *Ovrazhnaya eroziya v Prikam'e* (Gully erosion in Prikam'e). Perm: Izd-vo Perm. un-ta (Publ.), 1992. 104 p. (in Russ.)
- Rychagov G.I. *Obshchaya geomorfologiya* (General geomorphology). Moscow: MSU (Publ.), 2006. 416 p. (in Russ.)
- Dedkov A.P., Rysin I.I., Chernysheva T.N. *Ovrazhnaya erozia na pakhotnykh zemlyakh Evropy* (Gully erosion on arable lands of Europe). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1993. No. 2. P. 3–13. (in Russ.)
- Zorina E.F., Nikol'skaya I.I., and Kovalev S.N. *Metodika opredeleniya intensivnosti rosta ovragov* (Method for determining the intensity of growth of ravines). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1993. No. 3. P. 66–75. (in Russ.)
- Korotina N.M. *Skorost' rosta ovragov v Ul'yanovskom Povolzh'e* (The growth rate of ravines in the Ulyanovsk Volga region). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1981. No. 4. P. 78–83. (in Russ.)
- Rysin I.I. *O sovremennom trende ovrazhnoi erozii v Udmurtii* (About the current trend of gully erosion in Udmurtia). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1998. No 3. P. 92–101. (in Russ.)
- Perevedentsev Yu.P., Shantalinskii K.M., and Vazhnova N.A. *Prostranstvenno-vremennyye izmeneniya osnovnykh pokazatelei temperaturno-vlazhnostnogo rezhima v Privolzhskom federal'nom okruge* (Spatial and temporal changes in the main indicators of the temperature and humidity regime in the Volga Federal District). *Meteorologiya i gidrologiya*. 2014. No. 10. P. 19–31. (in Russ.)
- Atlas Udmurtskoi Respubliki* (Atlas of the Udmurt Republic). I.I. Rysin (Ed.). M.: Izd-vo Feoriya (Publ.), 2016. 282 p. (in Russ.)
- Akmarov P.B., Knyazeva O.P., and Rysin I.I. *Agroklimaticheskii potentsial effektivnosti zemledeliya* (Agroclimatic potential of agricultural efficiency). *Vestnik Udmurtskogo un-ta. Ser. Biologiya. Nauki o Zemle*. 2014. No. 2. P. 89–96. (in Russ.)
- Gusarov A.V., Rysin I.I., Sharifullin A.G., and Golosov V.N. *Otzenka sovremennogo trenda erozionno-akkumulativnykh protsessov v malom raspakhivaemom vodobore s ispol'zovaniem tseziya-137 v kachestve khromarkera (yug Udmurtskoi Respubliki)* (Assessment of the current trend of erosion-accumulative processes in a small plowed watershed using caesium-137 as a chronomarker (South of the Udmurt Republic)). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2019. No. 2. P. 37–56. (in Russ.)
- Grigorev I.I. and Rysin I.I. *Tekhnogennyye ovragi na territorii Udmurtii* (Technogenic ravines on the territory of Udmurtia). Kazan: Izd-vo Udmurt. Un-ta (Publ.), 2017. 190 p. (in Russ.)
- Satdarov A.Z. *Metody issledovaniya regressivnogo rosta ovragov: dostoinstva i nedostatki* (Methods of research of regressive growth of ravines: advantages and disadvantages). *Uch. Zapiski Kazan. Un-ta. Ser. Estestv. nauki*. 2016. No. 158 (2). P. 277–292. (in Russ.)
- Usmanov B., Yermolaev O., and Gafurov A. Estimates of slope erosion intensity utilizing terrestrial laser scanning. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*. 2015. (367). P. 59–65.
- Gafurov A.M. and Usmanov B.M. *Otsenka intensivnosti i dinamiki pochvennoi erozii metodom nazemnogo lazernogo skanirovaniya* (Evaluation of intensity and dynamics of soil erosion by method of terrestrial laser scanning). *Eroziionnye, rusloviye i ust'evyye protsessy* (Erosional, deltaic and channel processes). Moscow: MSU (Publ.), 2016. P. 81–90. (in Russ.)
- Frankl A., Stal C., Abraha A., Nyssen J., Rieke-Zapp D., De Wulf A., and Poesen J. Detailed recording of gully morphology in 3D through image-based modelling. *Catena*. 2015. (127). P. 92–101.
- Marzolf I., Ries J.B., and Poesen J. Short-term versus medium-term monitoring for detecting gully-erosion variability in a Mediterranean environment. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2011. No. 12 (36). P. 1604–1623.
- Rishikeshan C.A., Katiyar S.K., and Mahesh V.N.V. Detailed Evaluation of DEM Interpolation Methods in GIS Using DGPS Data. *International Conference on Computational Intelligence and Communication Networks*. 2014. P. 666–671.

26. Li W., Fu H., Yu L., Gong P., Feng D., Li C., and Clinton N. Stacked Autoencoder-based deep learning for remote-sensing image classification: a case study of African land-cover mapping. *International J. Remote Sensing*. 2016. No. 23 (37). P. 5632–5646.
27. Gafurov A.M., Rysin I.I., Golosov V.N., Grigorev I.I., Sharifullin A.G. *Otzenka sovremennogo rosta vershin ovragev yuzhnogo megasklona Vostochno-Evropeyskoi ravniny s primeneniem nabora instrumentalnykh metodov* (Evaluation of the modern growth of the ravine tops of the southern megasclone of the East European plain using a set of instrumental methods). *Vest. Mosk. Un-ta*. 2018. No. 5. P. 61–71. (in Russ.)
28. Kociuba W., Janicki G., Rodzik J., and Stępniewski K. Comparison of volumetric and remote sensing methods (TLS) for assessing the development of a permanent forested loess gully. *Natural Hazards*. 2015. No. S1 (79). P. 139–158.
29. Caraballo-Arias N.A., Conoscenti C., Di Stefano C., Ferro V., and Gymez-Gutierrez A. Morphometric and hydraulic geometry assessment of a gully in SW Spain. *Geomorphology*. 2016. No. 274. P. 143–151.
30. Chen Y., Jiao J., Wei Y., Zhao H., Yu W., Cao B., Xu H., Yan F., Wu D., and Li H. Accuracy Assessment of the Planar Morphology of Valley Bank Gullies Extracted with High Resolution Remote Sensing Imagery on the Loess Plateau. *Int. J. Environ. Res. Public Health. China*. 2019. No. 16. 369 p.
31. Seutloali K.E., Beckedahl H.R., Dube T., and Sibanda M. An assessment of gully erosion along major armoured roads in south-eastern region of South Africa: a remote sensing and GIS approach. *Geocarto International*. 2016. 31:2. P. 225–239.
32. Lakin G.F. *Biometriya* (Biometrics). Moscow: Vysshaya shkola (Publ.), 1990. 352 p. (in Russ.)
33. Veretennikova M.V., Zorina E.F., Kovalev S.N., and Lyubimov B.P. *Statsionarnye issledovaniya protsessov ovrageobrazovaniya na Borovskom uchebno-nauchnom poligone geograficheskogo fakul'teta MGU* (Stationary studies of the processes of ravine formation at the Borovsky educational and scientific training ground of the Faculty of Geography of Moscow State University) *Eroziya pochv i ruslovy protsessy* (Soil erosion and channel processes). R.S. Chalov (Ed.). Moscow: MSU (Publ.), 2003. No. 14. P. 76–92. (in Russ.)
34. Rysin I.I., Grigorev I.I., Zaitseva M.Yu., and Golosov V.N. *Lineinyi prirost ovragev Vyatsko-Kamskogo mezhdurech'ya na rubezhe XX i XXI stoletii* (Dynamics of the linear retreat of gully heads within the Vyatka-Kama interfluvial at the turn of 20th century). *Vest. Mosk. Un-ta. Ser. 5. Geografiya*. 2017. No. 1. P. 63–72. (in Russ.)
35. Raffaello B. and Reis E. Controlling factors of the size and location of large gully systems: A regression based exploration using reconstructed pre-erosion topography. *Catena*. 2016. Vol. 147. P. 621–631.
36. Butakov G.P., Zorina E.F., Nikol'skaya I.I., Rysin I.I., Serebrennikova I.A., and Yusupova V.V. *Tendentsii razvitiya ovrazhnoi erozii v Evropeiskoi Rossii* (Trends in the development of gully erosion in European Russia). *Eroziionnye i ruslovy protsessy* (Erosional and channel processes). M.: Izd-vo MGU (Publ.), 2000. No. 3. P. 52–62. (in Russ.)
37. Ryzhov Yu.V. *Formirovanie ovragev na yuge Vostochnoi Sibiri* (Formation of ravines in the south of Eastern Siberia). Novosibirsk: GEO (Publ.), 2015. 180 p. (in Russ.)
38. Bazarova L.D. *Eroziionnye formy rel'efa Chikoiskoi vpadiny* (Erosive landforms of the Chikoy Depression). *Geologiya, paleovulkanologiya i rel'ef Zabaikalya* (Geology, paleovolcanology and relief of Transbaikalia). *Ulan-Ude*, 1986. P. 153–162 (in Russ.)
39. Tarmaev V.A. *Intensivnost' obrazovaniya lineinoi erozii v basseine r. Kunaleiki (Zabaikal'e)* (The intensity of the formation of linear erosion in the basin. Kounalaki (Transbaikalia)). *Geografiya i prirodnye resursy*. 1992. No. 1. P. 98–102. (in Russ.)
40. Ionita I. Gully development in the Moldavian Plateau of Romania. *Catena*. 2006. Vol. 68. P. 133–140.
41. Ionita I., Niacsu L., Petrovici G., and Blebea-Apostu A.M. Gully development in eastern Romania: a case study from Falciu Hills. *Nat Hazards*. 2015. No. 79 (1). P. 113–138.
42. Rodzik J., Furtak T., and Zglobicki W. The impact of snowmelt and heavy rainfall runoff on erosion rates in a gully system, Lublin Upland, Poland. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2009. Vol. 34. No. 14. P. 1938–1950.
43. Vanmaercke M., Poesen J., Van Mele B., Demuzere M., Bruynseels A., Golosov V., Bezerra J.F.R., Bolysov S., Dvinskikh A., Frankl A., Fuseina Yu., Guerra A.J.T., Haregeweyn N., Ionita I., Makanzu Imwangana F., Moeyersons J., Moshe I., Nazari Samani A., Niacsu L., Nyssen J., Otsuki Y., Radoane M., Rysin I., Ryzhov Yu., and Yermolaev O. How fast do gully headcuts retreat? *Earth-Science Reviews*. 2016. No. 154. P. 336–355.
44. Poesen J., Nachtergaele J., Verstraeten G., and Valentin C. Gully Erosion and Environmental Change: Importance and Research Needs. *Catena*. 2003. Vol. 50. P. 91–133.
45. *Prostranstvenno-vremennye zakonomernosti razvitiya sovremennykh protsessov prirodno-antropogennoi erozii na Russkoi ravnine* (Spatio-temporal patterns of development of modern processes of natural and anthropogenic erosion on the Russian plain). V.N. Golosov, O.P. Ermolaev (Eds.). Kazan: Izd-vo AN RT (Publ.), 2019. 372 p. (in Russ.)

ОЦЕНКА БАЛАНСА НАНОСОВ РЕК ОБЬ И ЕНИСЕЙ

© 2021 г. В. А. Иванов^{1,*}, С. Р. Чалов^{1,**}¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

*E-mail: viktoro.1998@yandex.ru

**E-mail: hydroserg@mail.ru

Поступила в редакцию 09.12.2020 г.

После доработки 28.01.2021 г.

Принята к публикации 09.04.2021 г.

Проведена интегральная оценка баланса наносов рек Обь и Енисей. Численные оценки эрозии на водосборе выполнены на основе уравнений универсальной эрозии RUSLE с использованием ЦМР разрешением 250 м GMTED 2010. Оценки русловой эрозии основаны на методах полуавтоматического ГИС-дешифрирования, что позволило восстановить объемы поступления наносов за счет русловой эрозии и вычислить объемы суммарной аккумуляции вещества на водосборах этих рек. Объемы эрозии почв существенно преобладают над объемом поступления в реки материала руслового происхождения. В результате эрозии на водосборе Оби перемещается около 1250 Мт/год (или 142 Мт/год в пределах части водосбора ниже водохранилищ), в то время как русловая эрозия нижнего течения (участок длиной 1678 км от устья) составляет лишь 35 Мт/год. На водосборе Енисея перемещается около 315 Мт/год (53.6 Мт/год на незарегулированной части водосбора), русловая эрозия достигает около 315 Мт/год на участке от дельты до гидропоста (г.п.) Ярцево у впадения Каса (1501 км от устья). В зависимости от используемых оценок стока наносов в замыкающем створе величина аккумуляции для Оби оценивается от 1220 Мт/год до 1270 Мт/год, для Енисея от 304 Мт/год до 335 Мт/год. Среднегодовой сток взвешенных наносов в устьевом створе по данным Росгидромет для Оби составляет 16 Мт/год, для Енисея 2.4 Мт/год, а по данным расчетов и полевых измерений МГУ для Оби 63.5 Мт/год, для Енисея 32.5 Мт/год. Коэффициент редукиции стока наносов ниже водохранилищ для Оби и для Енисея равен 2.3, а для всей территории водосборов 20 и 30 соответственно. Основной объем перемещаемого за счет процессов денудации материала переоткладывается внутри данных эрозионно-русловых систем и не выносится за их пределы. Сделан вывод, что крупные эрозионно-русловые системы рек России в современных гидроклиматических условиях представляют собой области аккумуляции типичные для крупных речных бассейнов Мира.

Ключевые слова: большие реки, русловая эрозия, эрозия почв, сток взвешенных наносов, аккумуляция, мутность, обратное рассеяние, Сибирь

DOI: 10.31857/S0435428121030056

ВВЕДЕНИЕ

Поступление речных наносов в русловые водотоки (речное звено эрозионно-русловой системы – ЭРС) и последующее перемещение частиц определяются сложной совокупностью меняющихся во времени и мозаично распространенных в пределах водосбора природных и антропогенных процессов. Основным средством количественного описания закономерностей этих процессов служит баланс наносов – важнейшая характеристика эрозионно-аккумулятивного процесса, в упрощенном виде для крупного речного бассейна записывается в виде:

$$W_{\text{в}} + W_{\text{г}} = W_{\text{ак}} + W_{\text{р}} + (WR + WG), \quad (1)$$

где W – потоки вещества, т/год; $W_{\text{в}}$ – водосборная эрозия, $W_{\text{г}}$ – русловая эрозия, $W_{\text{ак}}$ – аккумуляция

на водосборе, $W_{\text{р}}$ – аккумуляция в русле, $(WR + WG)$ – сток взвешенных и влекомых наносов в устьевом створе.

Разные части уравнения существенно отличаются между собой, а для больших рек коэффициент доставки наносов, представляющий собой отношение суммарного стока наносов к объему поступающего с водосбора материала, меньше 0.5 [1]. В глобальном масштабе это проявляется в несоответствии величин стока наносов и эрозии почв. Согласно последним исследованиям, учитывающим мероприятия по защите от эрозии почв и выполненных на детальной (250 × 250 м) сетке, величина эрозии в Море оценивается в 17–18 × 10⁹ т/год [2]; эмпирические оценки стока взвешенных наносов в моря, океаны и крупные водные объекты суши, образующие области внут-

ренного стока, составляют около $15\text{--}20 \times 10^9$ т твердого материала [3], в свою очередь от 40 до 67% стока наносов формируется за счет антропогенного воздействия, а величина коэффициента доставки наносов (SDR) для всей земной поверхности – от 5 до 20% [4].

Получение надежной информации для расчета величин затрудняет ограниченность данных о роли русловых деформаций. Приводимые в литературе данные обладают большой неопределенностью и изменяются в широких пределах, например, для стока взвешенных наносов, по мнению Н.И. Алексеевского, от 1 до 64% [5]. Наиболее известные исследования, основанные на расчленении источников формирования стока наносов, связаны с работами А.П. Дедкова и А.В. Гусарова, согласно которым величина русловой составляющей общей интенсивности эрозии по стоку взвешенных наносов (δr) не превышает, в среднем, 15%: по равнинным рекам – $10.4 \pm 1.5\%$, по низкоречным рекам – $4.9 \pm 0.9\%$, по среднегорным рекам – $4.0 \pm 0.8\%$ [6]. Основной недостаток этих оценок – отсутствие фактической калибровки используемой расчетной модели, также основанной на значительных допущениях (построение зависимости между расходом воды и расходом русловых наносов по 2–3 точкам, соответствующим межени, когда предполагается отсутствие бассейновых фракций в стоке наносов). Широкое применение получили косвенные методы, основанные на выявлении соответствия состава и источников стока наносов (модель “отпечатка пальцев” (fingerprinting)). На ее основе для рек Великобритании было показано [7], что в среднем 85–95% стока взвешенных наносов связано с бассейновой составляющей (почвенно-овражная эрозия), в то время как русловая составляющая определяет 5–15% стока. При этом для части водосборов вклад русловых деформаций формирует более 40% стока взвешенных наносов. Для столь крупных бассейнов вычисления составляющих баланса наносов выполнялись только для Рейна [8]. Для данного водосбора приводятся следующие оценки: $W_6 = 3.26$ Мт/год, $(WR + WG) = 1.53$ Мт/год, $W_p = 2.99$ Мт/год, в свою очередь наиболее значимый отрицательный член баланса – это антропогенное дноуглубление $W_{антр} = 8.97$ Мт/год, а значительным источником поступления наносов в русло служит сток наносов притоков, равный 6.24 Мт/год, что в некоторой мере отражает влияние эрозии на водосборе.

Различия подобных оценок – причина отсутствия до настоящего времени единой модели баланса наносов крупного речного бассейна. В то же время современные геоинформационные базы данных и архивы спутниковых снимков позволяют значительно расширить возможности анализа и непосредственно оценить вклад русловых де-

формаций в сток наносов. Цель настоящей статьи – оценка соотношения бассейновой и русловой эрозии, аккумуляции наносов в водохранилищах и стока наносов в замыкающих створах для определения масштабных изменений процессов массопереноса крупнейших речных систем. Для этого проводилась адаптация уравнения баланса наносов для крупных речных бассейнов на примере р. Обь ($F = 2990000$ км²) и р. Енисей ($F = 2580000$ км²) (рис. 1), решались задачи разработки методики ГИС-моделирования вклада русловых деформаций в поступление материала руслового происхождения, в проведении региональных бассейновых оценок эрозии почв и сопоставлении этих данных с данными о стоке взвешенных наносов, для выявления объемов аккумуляции вещества в речном бассейне. В завершение обсуждается точность методов оценки составляющих баланса наносов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Эрозия почв на водосборе W_b (т/га в год) в работе рассматривается на основе уравнений универсальной эрозии RUSLE (табл. 1) и на основе ЦМР разрешением 250 м GMTED 2010 [9]. Пересчет оценок (т/га в год) велся по формуле:

$$W_b, \text{ т/га в год} \times 100 \times F, \text{ км}^2 = W_b, \text{ т/год.} \quad (2)$$

Поток вещества, поступающий в результате развития русловых деформаций W_6 , т/год, оценивался на основе уравнения:

$$W_6 = \frac{S_{разм} \times \rho_{отл} \times (h_6 + h_p)}{\Delta t}, \quad (3)$$

где $\rho_{отл}$ – плотность русловых отложений размываемого/намываемого берега (кг/м³), Δt – разница во времени между первым и последним снимками.

Высота берега (*наводной h_6 части*) получена по данным ЦММ Arctic DEM с разрешением в 2 м. Ее распространенность лишь до 60° с.ш. лимитировала расчетный участок для Оби от начала дельты до гидропоста (г.п.) Александровское в Томской области (1678 км от устья), для Енисея – от дельты до г.п. Ярцево у впадения Каса (1501 км от устья). Оценка средней глубины реки, которая для приблизительных расчетов может быть принята за глубину подруслового склона, производилась по формуле Шези. Для этого использованы глобальные базы данных HYDROAtlas [10] и GRWL [11]. Площади размыва были взяты по сопоставлению информации по данным автоматического дешифрирования GSWE [12]. Все работы по формуле (3) были автоматизированы средствами ArcGIS. Входные данные и источники для решения уравнения (3) указаны в табл. 2.

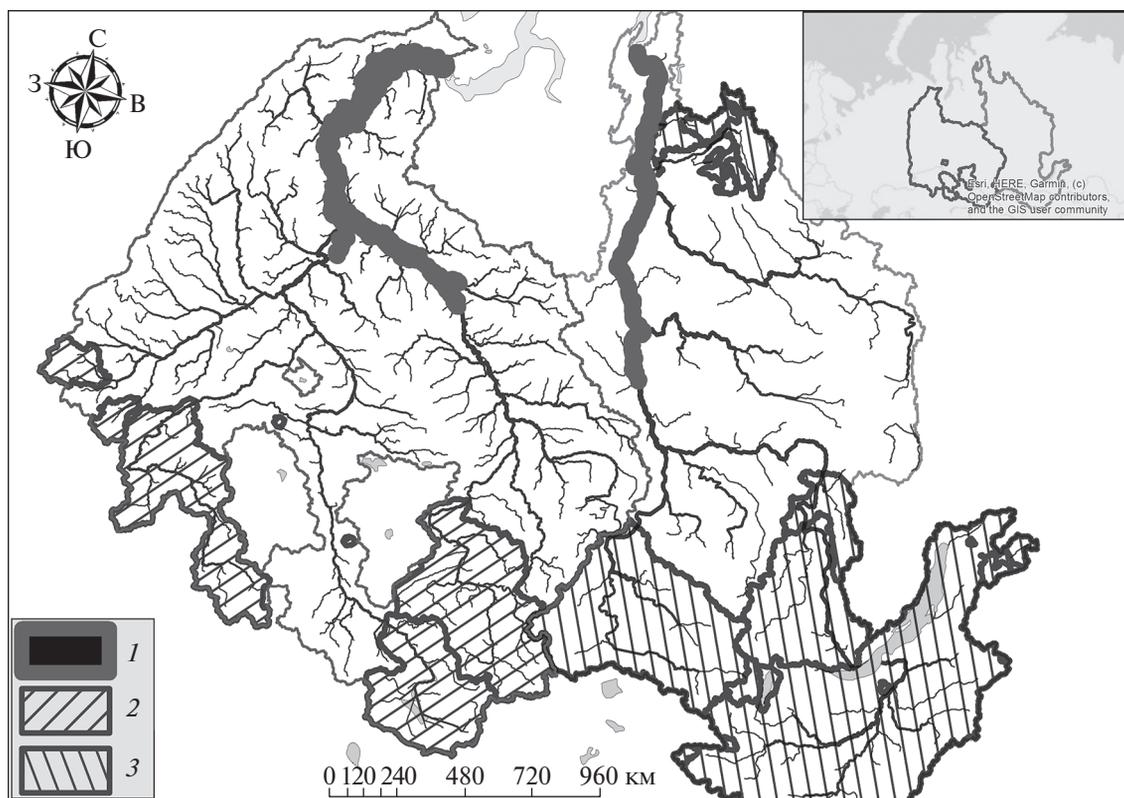


Рис. 1. Карта-схема выполненных расчетов по бассейнам Оби и Енисея. 1 – участки расчета русловых деформаций; водосборы озер и водохранилищ; 2 – в бассейне Оби, 3 – в бассейне Енисея.

Сток наносов почти полностью перехватывается аккумуляцией в пределах русловой сети W_p (в первую очередь за счет водохранилищ). В этой

связи части водосборов, расположенные выше крупнейших проточных озер и водохранилищ, исключились из уравнения (1) и расчета величины.

Таблица 1. Исходные данные для расчетов бассейновой эрозии по уравнению RUSLE

Параметр	Источник	Разрешение	Формула
Эрозионный потенциал осадков, R	Карта эрозионного потенциала осадков [29]	$W_B = RKLSC$ 30 угл. сек	$R = \frac{\left(\sum_{i=1}^n \left(\sum_{r=1}^k (e_r \vartheta_r) I_{30}\right)\right)}{n}$ [26]
Фактор эродируемости почвы, K	Карта почв FAO [27]	30 угл. сек	$K = f_{csand} \times f_{cl-si} \times f_{orgc} \times f_{hisand}$ [28]
Фактор рельефа, LS	ЦМР GMTED 2010 [9]	30 угл. сек	$LS = (m + 1) \left(\frac{U}{L_0}\right)^m \left(\frac{\sin \beta}{S_0}\right)^n$ [2]
Фактор подстилающего покрова, C	GlobCover 2009 карта подстилающего покрова [25]	250 м	Эмпирические коэффициенты из статей для разных регионов [25, 26]

Примечание. $R - e_r$ – энергия дождя (МДж/мм с гектара за год); ϑ_r – количество осадков, мм; I_{30} – максимум интенсивности дождя за 30 минут; n – количество лет; $K - f_{csand}$ – коэффициент, отвечающий за эродируемость почв с большим содержанием крупнозернистого песка и мелкозернистого песка; f_{cl-si} – коэффициент для почв с высоким содержанием илстых и глинистых частиц; f_{orgc} – коэффициент, отражающий влияние содержания орг. вещества; f_{hisand} – занижающий коэффициент для песчаных почв, эмпирические формулы LS ; U – вышележащая водосборная площадь, отнесенная к ширине потока, m^2/m ; L_0, S_0 – длина и уклон стандартной стоковой площадки Уишмейера–Смита (22.1 м и 0.09°); β – крутизна склона, град.; m (0.4–0.6) и n (1.0–1.3) – эмпирические параметры, зависящие от преобладающего типа эрозии.

Таблица 2. Исходные данные для расчетов русловой эрозии

Параметр	Источник	Разрешение	Формула
$W_6 = \frac{S_{разм} \cdot \rho_{отл} \cdot (h_6 + h_p)}{\Delta t}$			
Площади размыва, $S_{разм}$	Данные автоматического дешифрирования космоснимков по поиску водных объектов GSWE [3]	30 м	Площади размыва – объекты категорий GSWE “2 – постоянно затоплены” “7 – периодически затопляемые территории”, ставшие “постоянно затопленными”
Высота берегов, h_6	ЦМР ArcticDEM [30]	2 м	$h_6 = h_n - h_{вод}$
Средняя глубина реки, h_p	Глобальные БД уклонов и расхода воды HYDROAtlas [11]; Глобальная база данных ширин рек GRWL [12]	3 угл. сек	$Q = \omega \cdot C \cdot \sqrt{RI}$, $C = \frac{1}{n} h^{\frac{1}{6}}$, $h_p = \left(\frac{Q \cdot n}{B \cdot \sqrt{I}} \right)^{\frac{3}{5}}$;
Плотность грунтов	Литературные обзоры, полевые измерения	–	–

Примечание. ρ – плотность русловых отложений размываемого/намываемого берега, кг/м³; Δt – разница во времени между первым и последним снимком для ресурса GSWE это 34 года (1984–2018), с; h_6 – относительная высота берега, м; h_n – абс. высота поймы (берега), м; $h_{вод}$ – абс. отметки водной поверхности в зимнюю межень, м; h_p – средняя глубина реки, м; Q – расход воды, м³/с; ω – площадь сечения, м²; C – коэффициент Шези, м^{0.5}/с; R – гидравлический радиус, м, приближенно равен ширине реки B ; I – уклон; n – коэффициент шероховатости, безразмерный.

Интегрально аккумуляция наносов в пределах всего речного бассейна оценивалась в работе как:

$$W_{ак} + W_p = W_b + W_6 - (WR + WG). \quad (4)$$

Для оценки величины $(WR + WG)$ использованы 2 метода. Метод 1 предполагал использование сетевых данных о стоке наносов Оби и Енисея по информации с замыкающих створов (г.п. Салехард для Оби и г.п. Игарка для Енисея). Ряды наблюдений для данных рек имеют продолжительность в 78 лет для обоих гидрологических постов с 1938 по 2016 г., хотя в случае г.п. Игарка наблюдается значительная нестационарность ряда, связанная со строительством водохранилищ на Енисее и Ангаре, что приводит к необходимости деления ряда на части и требования вести их рассмотрение отдельно [14]. В случае г.п. Игарка, оценка среднемноголетнего стока наносов производилась за период с 1992 по 2016 г. (24 года) [14].

Метод 2 основан на измерении расходов наносов с использованием доплеровских измерителей скоростей течений ADCP RiverRay 600 кГц экспедицией МГУ и пересчете этих данных в годовые объемы стока наносов. На Оби полевые съемки проводились в створе г.п. Салехард в три временных периода разной водности: в конце летне-осенней межени (2 измерения 22 и 24 сентября 2018 г.; 1 измерение в начале зимней межени со

льда 12 ноября 2018 г.; 2 измерения на спаде весенне-летнего половодья 27 июня и 1 июля 2019 г. Измерения на Енисее в створе г.п. Игарка проводились 3 раза в период половодья 4, 13, 16 июня 2019 г. Была получена региональная зависимость между обратным рассеянием и измеренной мутностью воды:

$$SSC_{ADCP} = 10^{(C'' + K_c S_v)}, \quad (5)$$

где SSC_{ADCP} – мутность в ячейке ADCP, C'' и K_c – коэффициенты в линейной регрессии, отражающие комплексное влияние частоты излучения прибором и рассеянием лучей в чистой воде, S_v – обратное рассеяние.

$$SSC_{ADCP} = 10^{(0.914 + 0.014 S_v)}. \quad (6)$$

Для восстановления значений S_v в придонной части профиля для каждого ансамбля были построены кривая распределения скорости по вертикали Гришанина (7) и кривая мутности Рауза (8):

$$U_h = U_{пов} - \frac{\sqrt{ghI}}{k} \ln\left(\frac{h}{z}\right), \quad (7)$$

где U – скорость: пов – у поверхности, h – на искомой глубине; h – глубина реки, z – расстояние от дна, I – уклон.

Таблица 3. Восстановленный годовой ход расходов наносов по расходам воды на постах (расчет стока наносов методом 2)

Река	Средне- месячный расход	Месяцы												Σ, Мт/ год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Обь, Салехард	воды, м ³ /с	4900	4100	3600	3740	15700	32600	29300	21800	13700	10400	6720	5590	
Енисей, Игарка		8430	8270	8020	8170	38900	60900	21000	16500	18100	14440	9990	8480	
Обь, Салехард	наносов, т/с	0.38	0.27	0.21	0.22	1.60	6.86	5.54	3.06	2.99	1.72	0.72	0.50	63.5
Енисей, Игарка		0.13	0.12	0.12	0.12	2.72	6.65	0.79	0.49	0.59	0.37	0.18	0.13	32.5

Таблица 4. Баланс наносов для водосборов Оби и Енисея по данным измерений стока наносов методом 1 и 2

МТ/год	Эрозия			Метод оценки стока наносов	Сток наносов	Аккумуляция, Σ		K _{ред}			
	руслловая	водосборная				ниже водохрани- лищ	общая (100%)	ниже водохрани- лищ	общая (100%)	ниже водохрани- лищ	общая (100%)
		ниже водохрани- лищ	общая (100%)								
Обь	35	142 (11%)	1250	1	16.0	161	1270	11.1	80.3		
				2	63.5	85.5	1220	2.3	20		
Енисей	21.9	53.6 (17%)	315	1	2.4	73.2	335	32.8	146		
				2	32.5	43	304	2.3	10		

$$\frac{S}{S_a} = \left(\frac{h-z}{z} \frac{a}{h-a} \right)^{R_0}, \quad (8)$$

где S – мутность на горизонте, S_a – придонная мутность, h – глубина профиля мутности, z – расстояние от дна, R_0 – число Рауза, a – слой придонной мутности, принимаемый равным $2 \cdot D_{50}$, где D_{50} – средний диаметр донных отложений, принятых за диаметр среднезернистого песка в 0.5 мм.

Переход от мутности S к частному расходу взвешенных наносов осуществляется по формуле (9), путем перемножения значений скорости и мутности в ячейках профиля отдельно для каждого ансамбля и глубины. При едином размере ячеек их сумма составляет моментальный расход взвешенных наносов в поперечном профиле реки (9):

$$WR = \sum_{i=1}^n S_i \cdot U_i. \quad (9)$$

Пересчет измеренных расходов взвешенных наносов в среднегодовые значения выполнен на основе уравнения Маккавеева [5] (10). Для этого был вычислен по измеренным значениям расхода воды и наносов средний эрозионный коэффициент A . Для Енисея он составил в среднем 0.68. Для Оби эрозионный коэффициент был рассчитан отдельно для межени и для половодья и составил соответственно 1.06 и 0.42. Подстановка этих зна-

чений и использование среднемесячных величин расходов воды Q позволили получить среднегодовые значения $WR + WG$ (табл. 3).

$$(WR + WG) = A Q^2 I, \quad (10)$$

где A – эрозионный коэффициент, Q – расход воды, R – расход наносов, I – уклон водной поверхности на посту.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Получены численные оценки параметров баланса наносов (1) для водосборов (табл. 4, рис. 2). На Енисее при суммарном объеме дождевой эрозии $W_{\text{эп}} = 315$ млн т/год, только в бассейне Байкала формируется и полностью перехватывается около половины продуктов бассейновой эрозии – 167 млн т/год. В результате объем продуктов эрозии $W_{\text{эп}}$, доступный для транспорта рекой в нижней части бассейна, на Енисее составляет около 17% от суммарной эрозии, что вместе с влиянием факторов $W_{\text{русл}}$ существенно уменьшает вклад бассейновой составляющей в итоговый сток наносов Енисея. Для водосбора Оби потенциальный поток продуктов эрозии составляет $W_{\text{эп}} = 1250$ млн т/год, но практически весь (около 89%) сток наносов перехватывается водохранилищами в верховьях Оби – Новосибирским, и Иртыша – Шульбинским (рис. 2). Итоговое значение доступной для транспорта эрозии состав-

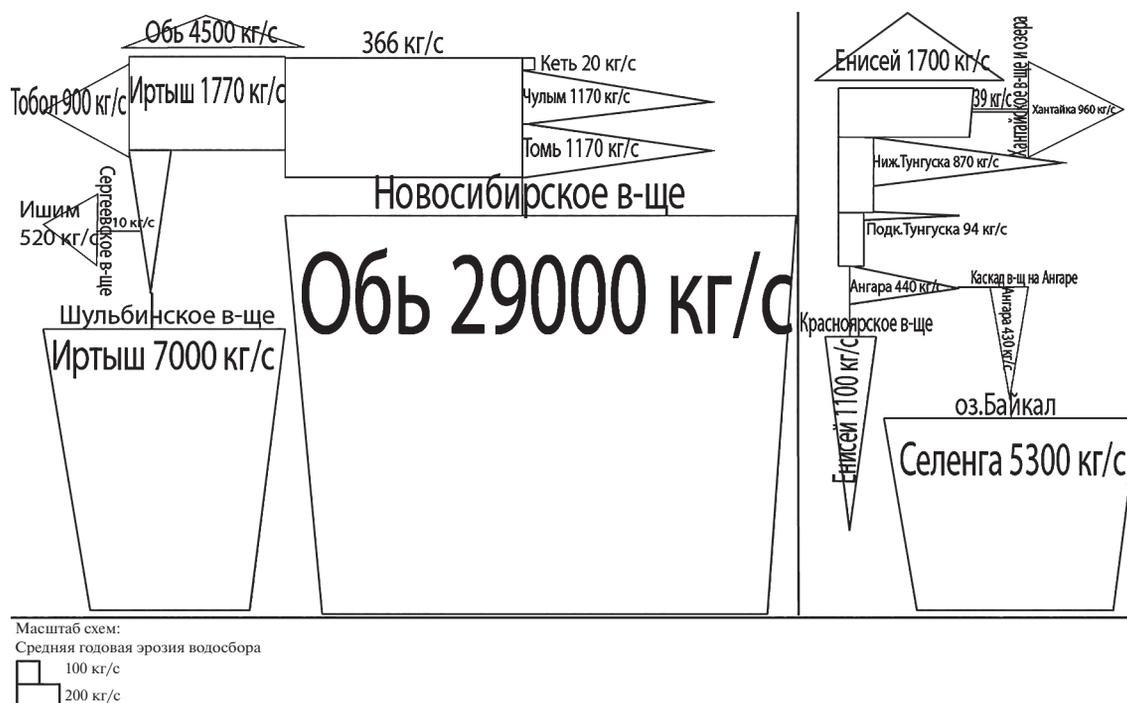


Рис. 2. Схема потоков вещества на водосборах Оби и Енисея.
Площадь фигур пропорциональна величине водосборной эрозии (кг/с).

ляет 11% от суммарной эрозии на водосборе в 142 млн т/год.

Русловая эрозия Оби от верхней границы дельты до г.п. Александровское в Томской области (1680 км от устья) оценивается в 35.0 Мт/год. На Енисее от дельты до г.п. Ярцево у впадения Каса (1500 км от устья) в русло поступает 21.9 Мт/год.

Аккумуляция в бассейне Оби, рассчитанная по уравнению (4), при оценке стока наносов по методу 1 составляет 1270 Мт/год для Оби и 335 Мт/год для Енисея. Если учитывать только территорию водосбора ниже водохранилищ, то для Оби она равна 161 Мт/год и для Енисея 73.2 Мт/год. При оценке $WR + WG$ методом 2 суммарная аккумуляция материала в бассейне Оби оценивается 1220 Мт/год, для Енисея 304 Мт/год. Для территорий водосбора ниже плотин аккумуляция составляет 85.5 Мт/год для Оби и вдвое меньше для Енисея (43.0 Мт/год).

ОБСУЖДЕНИЕ

В пределах крупных речных бассейнов объемы эродированного на водосборе материала значительно превышают объемы материала, эродированного в русле. Объемы поступления продуктов русловой эрозии в пределах нижнего течения крупных рек сопоставимы со стоком наносов, а учитывая, что они непосредственно поступают в русла реки, можно предполагать крайне высокие

значения генетических коэффициентов русловой эрозии. Для средней (ниже слияния с р. Вах) и нижней Оби и нижнего Иртыша (ниже Горноправдинска) в русло поступает 35 Мт/год, в то время как весь объем доступных (без учета части перехватываемой водохранилищами территории) продуктов эрозии почв (потенциальной эрозии) оценивается в 1250 Мт/год.

На отличия оценок существенно влияет точность оценки стока наносов. Сток наносов по методу 1 существенно ниже оценок по методу 2 (для Оби в 3.8 раза, для Енисея в 13.5 раза). Соответствующие расчеты величин аккумуляции, а значит и ее значение для балансов наносов по методу 1, возрастают. Особенно ярко это прослеживается для незарегулированных частей водосборов, где объемы эродированного с водосборов материала, согласно произведенным расчетам, не так велики. Для Оби по методу 2 суммарная величина аккумуляции для водосбора ниже водохранилищ оценивается в 161 Мт/год, что выше полученных значений по методу 1 в 2 раза, а для незарегулированной части водосбора Енисея эта величина, рассчитанная по методу 2, составляет 73.2 Мт/год, т.е. превышает оценки относительно метода 1 (43.0 Мт/год) в 1.7 раза.

Приведенные расчеты позволяют сделать вывод об аккумулярующем типе развития эрозионно-русловых систем крупных рек. Лишь малая

часть всего размытого материала транспортируется к устьевому створу, что характеризует коэффициент редукции стока наносов (12):

$$K_{\text{ред}} = \frac{W_{\text{в}} + W_{\text{г}}}{(WR + WG)}. \quad (11)$$

Принимая сток наносов, рассчитанный по методу 1 по данным Росгидромета, $K_{\text{ред}}$ для всего водосбора, включая водосборы водохранилищ, $K_{\text{ред}}$ по формуле (11) составит 80.3 для Оби и 146 для Енисея. Если вычисления $K_{\text{ред}}$ произвести только для территорий ниже водохранилищ, т.е. исключить из суммарной эрозии ($W_{\text{в}} + W_{\text{г}}$) эрозию водосборов водохранилищ, то для Оби $K_{\text{ред}}$ увеличится до 11.1, для Енисея 32.8.

Рассчитывая сток наносов методом 2 и принимая во внимание суммарную эрозию водосборов, включая ($W_{\text{в}} + W_{\text{г}}$) с зарегулированных областей, коэффициент редукции стока наносов $K_{\text{ред}}$ по формуле (11) для Оби составляет 2.27, а для Енисея 2.30. Для нижних течений рек (ниже водохранилищ) с увеличением транспортирующей роли потока $K_{\text{ред}}$ для Оби значение коэффициента редукции стока наносов повышается на порядок, достигая 20, для Енисея он увеличивается в 4 раза и составляет 10.

Важным представляется обсуждение точности и верификации полученных значений, в уравнениях баланса наносов на водосборе (1). Расчеты годовых объемов водной эрозии по уравнению RUSLE (т/га в год) верифицируются по данным о многолетних годовых значениях почвенной эрозии. Наиболее детальная верификация данных моделирования RUSLE приведена в работе [2]. Они демонстрируют высокую сходимость с оценкой распространения деградированных земель Global Assessment of Land Degradation and Improvement (GLADA), основанную на анализе индексов NDVI [15]. Особенно точное соответствие отмечается для территорий Центральной и Южной Америки, Африки, Океании, Восточной части США, Восточной Европы и Японии. Также сравнение расчетов [2] с экспериментальными и косвенными эмпирическими (накопление наносов в водохранилищах, ряды стока наносов) данными по более чем 2500 участков по всему миру [16] также дают основание говорить о достоверности моделирования.

На исследуемой территории Сибири функционируют около шести стационаров на разных типах почв [17]. Так, было выполнено сопоставление результатов моделирования с экспериментальными данными опытно-производственного стационара при Алтайском НИИСХ на склонах крутизной от 2° до 4° [18], который располагается в водосборе Оби, в пригороде г. Барнаула. Здесь смыл почвы на участке, занятом многолетними

травами, составил 1.7 т/га в год. Для зябей, в среднем, — 14.5 т/га в год, для вспаханной почвы (зябь, стерня) — 13.4 т/га в год. Сравнивая с моделируемыми значениями для данной стационара, участки которой менее подвержены эрозии и не обрабатываются (определенные по данным дешифрирования GlobCover 2009 [19] как территории с разреженной растительностью), эродируется 0.5–1 т/га и 1–2 т/га, что сходно со значениями водной эрозии для опытных участков с посевом многолетних трав. В то же время с территорий, классифицируемых GlobCover 2009 как “cropland” (англ. с/х поля), согласно по расчетам RUSLE эродируется 11.4 т/га, что во многом соответствует значениям сноса почвы с зябей стационара при Алтайском НИИСХ.

В труде [20] приводятся обобщенные данные значений водной и талой эрозии в зоне обрабатываемых участков лесостепи и степей западной Сибири на пунктах стационарных наблюдений. Значения величины талой эрозии составляют от 4.5 до 8.1 т/га, а водной эрозии — 17.1 т/га. Такие значения водной эрозии действительно сопоставимы с теми, что наблюдаются по расчетам модели. Оценка по модели RUSLE дает 11.4 т/га в год для распаханной территории в данной области. В восточной Сибири, а также в средней и северной части водосбора натурные измерения водной эрозии не производились [20].

Характеризуя качество моделирования, можно сказать, что по данным вышеприведенных сравнений погрешность методики оценки эрозии почв, занятых многолетними травами, составляет 53%, в сторону занижения результатов, для пашни занижение составляет от 20 до 50%.

Точность измерений стока наносов можно оценить, сопоставив сетевые данные с данными экспедиций МГУ. Как для Оби, так и для Енисея сток наносов, рассчитанный методом 1, по данным Росгидромет, значительно меньше расчетов методом 2. Это вызвано тем, что, во-первых, для г.п. Игарка произошло занижение расходов воды, определенных по некондиционным кривым $Q = f(h)$, в то время как измерения проводились в момент пика половодья, когда превышение составило от 6.7 до 12%. Во-вторых, произошло занижение оценки средней мутности. Причиной этому является нерепрезентативность отбираемых проб для г.п. Салехард, а также использование фильтров “Белая лента”, с диаметром пор (10–12 мкм), приводящих к занижению получаемых оценок мутности [21] по некондиционным кривым $(R + G) = f(H)$ для г.п. Игарка. Так, средняя мутность для г.п. Игарка была занижена в среднем на 386–810%, а для г.п. Салехард на 81%. Такое занижение мутности приводит к значительному занижению общих моментальных рас-

ходов наносов – для г.п. Игарка от 4.5 до 8 раз, для г.п. Салехард в 1.7–1.9 раза.

Поэтому наблюдаются различия между рассчитанным среднегодовым стоком наносов по методу 2, и значениями, полученными путем стандартной статистической обработки, изложенной в труде [14], т.е. методом 1. Разница между расчетами годового стока взвешенных наносов составляет 287% для Оби и 158% для Енисея.

Наиболее сложной для верификации представляется русловая эрозия. Были сопоставлены результаты определения зон размыва по данным автоматического дешифрирования GSWE [12] с данными ручной обработки снимков. Последний способ был выполнен для средней и нижней Оби в работе А.А. Кураковой и Р.С. Чалова [22]. Сравнивая результаты ручной и автоматизированного ГИС-дешифрирования, выявлена высокая сходимость результатов, где погрешность площадей размывов GSWE достигает 10.5%.

Имея результаты оценок отдельных компонентов баланса вещества на водосборе, можно сделать вывод о роли того или иного компонента в формировании стока наносов. Так, для Оби водосборная эрозия существенно выше енисейских значений как суммарно (1250 Мт/год > 317 Мт/год), так и на незарегулированной его части ниже всех водохранилищ (35.0 Мт/год > 21.9 Мт/год). Это ярко иллюстрирует тот факт, что различия в физико-географических условиях водосборов, таких как меньшая заселенность, большая распаханность бассейна Оби и иные подстилающие породы, увеличивают водосборную эрозию и поступление наносов. Величина береговой эрозии на Оби (35.0 Мт/год) также больше, по сравнению с Енисеем (21.9 Мт/год). Это вызвано различными условиями формирования русла: если для широкопойменного песчаного русла Оби характерны масштабные переформирования с массовым переносом вещества, то для Енисея с его врезанным руслом боковой эрозия выражена слабее, хотя в связи с малой интенсивностью водосборной эрозии приобретает большую роль в формировании стока наносов. Сток взвешенных наносов Оби за счет большей мутности превышает сток наносов на Енисее почти в 2 раза по данным МГУ и в 7 раз по данным Росгидромет. Полученная по разности элементов баланса величина аккумуляции в бассейнах сопоставима по значению с другими компонентами баланса наносов – для Оби (56.5 Мт/год) она соответственно больше, чем на Енисее (43 Мт/год). Такие высокие значения аккумуляции свойственны низовьям больших рек, характеризующихся аккумулярующим режимом [23]. Например, сходные соотношения между элементами баланса наносов имеются для низовий Амазонки, где сток наносов в замыкающем створе равен 1240 Мт/год, когда аккумуляция в долине в разных ее проявлениях равна

2070 Мт/год, а эрозия берегов составляет 1570 Мт/год [24]. За счет размеров бассейна разница между приходными и расходными составляющими баланса наносов на порядок превосходит соответствующее значение рек Восточно-Европейской равнины [31].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Впервые для крупных речных бассейнов предложена и адаптирована методика разноуровневых оценок основных составляющих баланса наносов: эрозии почв, русловой эрозии, стока наносов и аккумуляции наносов на водосборах и в руслах рек.

2. Объемы эрозии почв существенно преобладают над объемом поступления в реки материала руслового происхождения. В результате эрозии на водосборе Оби перемещается около 1250 Мт/год (или 142 Мт/год в пределах части водосбора ниже водохранилищ), в то время как русловая эрозия нижнего течения (участок длиной 1680 км от устья) составляет лишь 35.0 Мт/год. На водосборе Енисея перемещается около 315 Мт/год (53.6 Мт/год на незарегулированной части водосбора), русловая эрозия достигает 21.9 Мт/год на участке от дельты до г.п. Ярцево у впадения Каса (1501 км от устья). Среднегодовой сток взвешенных наносов в устьевом створе по данным Росгидромет для Оби составляет 16 Мт/год, для Енисея 2.4 Мт/год, а по данным расчетов и полевых измерений МГУ для Оби 63.5 Мт/год, для Енисея 32.5 Мт/год.

3. Исследуемые речные бассейны в современных гидроклиматических условиях представляют собой области аккумуляции.

4. Выполнены оценки точности оценки составляющих уравнения баланса наносов. Для водной эрозии превышения экспериментальных значений над расчетными не превышают 20–50%. Верификация данных ручной оцифровки и автоматического дешифрирования вклада русловых деформаций свидетельствует об отклонении последних на величину до 10.5%.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнялось в рамках проекта РФФИ Арктика № 18-05-60219. Полевые работы выполнены при поддержке проекта РФФИ № 19-05-50109. Анализ русловых процессов проведен в рамках проекта РФФИ 18-17-00086. Оценки точности моделирования эрозии почв выполнены в рамках выполнения проекта РФФИ 21-17-00181.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сидорчук А.Ю.* Баланс наносов в эрозионно-русловых системах // Геоморфология. 2015. № 1. С. 14–21.
2. *Borrelli P., Robinson D.A., Fleischer L.R., Lugato E., Ballabio C., Alewell C., Meusburger K., Modugno S.,*

- Schütt B., Ferro V., Bagarello V., Oost K.V., Montanarella L., and Panagos P.* An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion // *Nature Communications*. 2017. № 1 (8). 2013. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02142-7>
3. *Milliman J.D.* River Inputs. 2010. P. 754–761. <https://doi.org/10.1016/B978-012374473-9.00074-6>
 4. *Panin A.V.* Land-ocean sediment transfer in palaeo-times, and implications for present-day natural fluvial fluxes. *Sediment Transfer through the Fluvial System (Proceedings of a symposium held in Moscow, August 2004)*. IAHS Publ. 288, 2004.
 5. Эрозионно-русловые системы / Под ред. Р.С. Чалова, А.Ю. Сидорчука, В.Н. Голосова. М.: ИНФРА, 2017. 698 с.
 6. *Гусаров А.В.* Основные закономерности соотношения русловой и бассейновой составляющих эрозии и стока взвешенных наносов в речных бассейнах северной Евразии // *Геоморфология*. 2015. № 4. С. 3–20.
 7. *Walling D.E. and Collins A.L.* Suspended sediment sources in British rivers // *Sediment Budgets 1 IAHS Publ.* 2005. No. April (291). P. 123–133.
 8. *Fring R.M., Hillebrand G., Gehre N., Banhold K., Schriever S., and Hoffmann T.* From source to mouth: Basin-scale morphodynamics of the Rhine River // *Earth-Science Reviews*. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.002>
 9. *Danielson J.J. and Gesch D.B.* Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010). U.S. Geological Survey Open-File Report, 2011-1073, 26 p.
 10. *Linke S., Lehner B., Dallaire O.C., Ariwi J., Grill G., Anand M., Beames P., Burchard-Levine V., Maxwell S., Moidu H., Tan F., and Thieme M.* Global hydro-environmental sub-basin and river reach characteristics at high spatial resolution // *Sci Data*. 2019 Dec 9; 6 (1): P. 283–298.
 11. *Allen G.H. and Pavelsky T.* Global extent of rivers and streams // *Science*. 2018. Vol. 361. Iss. 6402. P. 585–588.
 12. *Pekel J.F., Cottam A., Gorelick N., and Belward A.S.* High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes // *Nature*. 2016. Vol. 540. P. 418–422.
 13. *Vörösmarty C., Meybeck M., Fekete B.M., Sharma K., Green P., and Syvitski J.* Anthropogenic sediment retention: Major global impact from registered river impoundments // *Global and Planetary Change*. 2003. No. 1–2 (39). P. 169–190.
 14. *Магрицкий Д.В.* Годовой сток взвешенных наносов российских рек водосбора северного Ледовитого океана и его антропогенные изменения // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 2010. С. 17–24.
 15. *Bai Z.G., Dent D.L., Olsson L., and Schaepman M.L.E.* Global assessment of land degradation and improvement 1: identification by remote sensing // *Report 2008/01, FAO/ISRIC-Rome/Wageningen*. 2008. P. 68.
 16. *García-Ruiz J.M., Beguería S., Nadal-Romero E., González-Hidalgo J.C., Lana-Renault N., and Sanjuán Y.* A meta-analysis of soil erosion rates across the world // *Geomorphology*. 2015. Vol. 239. P. 160–173.
 17. Научные стационары: реалии, научная проблематика и инновации Томск: Графика, 2017. 265 с.
 18. *Вольнов В.В., Бойко А.В., Чичкарев А.С.* Опыт использования противоэрозионных гидротехнических сооружений в борьбе со стоком талых вод и смывом пахотных почв на склоновых землях Алтайского края // *Вестн. Алтайского гос. аграрного ун-та*. 2017. С. 42–48.
 19. *Bontemps S., Van Bogaert E., Defourny P., Kalogirou V., and Arino O.* GLOBCOVER 2009 Products Description and Validation Report // *ESA Bulletin*. 2011. P. 53.
 20. *Литвин Л.Ф.* География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: Академкнига, 2002. 255 с.
 21. *Чалов С.Р., Терский П.Н., Ефимова Л.Е., Терская А.И., Ефимов В.А., Данилович И.С.* Проблемы гидрологического мониторинга в бассейнах трансграничных рек Восточной Европы (на примере Западной Двины) // *Инженерные изыскания*. 2019. Т. XIII. № 1. С. 32–44.
 22. *Куракова А.А., Чалов Р.С.* Размыты берегов на широтном участке средней обии и их связь с морфологией русла // *Географический вестник*. 2019. № 3 (50). С. 34–47.
 23. *Чалов Р.С., Евстигнеев В.М., Зайцев А.А.* Русловой режим рек Северной Евразии (в пределах бывшего СССР). М.: Изд-во МГУ, 1994. 335 с.
 24. *Dunne T., Mertes L.A.K., Meade R.H., Richey J.E., and Forsberg B.R.* Exchanges of sediment between the flood plain and the channel of the Amazon River in Brazil // *Geological Society of America Bulletin*. 1998. Vol. 110. P. 450–467.
 25. *Panagos P., Borrelli P., Meusburger K., Alewell C., Lugato E., and Montanarella L.* Estimating the soil erosion cover-management factor at the European scale // *Land Use Policy*. 2015. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2015.05.021>
 26. *Morgan R.P.C. and Nearing M.A.* Handbook of Erosion Modelling / Wiley-Blackwell, New Jersey. 2011. P. 68.
 27. IUSS Working Group WRB World Reference Base for Soil Resources 2014, updates 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 2015.
 28. *Sharpley A.N. and Williams J.R.* Erosion Productivity Impact Calculator: 1. Model Documentation (EPIC) // *Technical Bulletin-United State Department of Agriculture*. 1990. № 1768. P. 235.
 29. *Panagos P., Boni M., Ballabio C., Borrelli P., Meusburger K., Yu B., Klik A., Lim K.J., Yang J.E., Ni J., Miao C., Chattopadhyay N., Sadeghi S.H., Hazbavi Z., Zabihi M., Larionov G.A., Krasnov S.F., Gorobets A.V., Levi Y., Erpul G., Birkel C., Hoyos N., Naipal V., Oliveira P.T.S., Bonilla C.A., Meddi M., Nel W., Al Dashedi H., Diodato N., Van Oost K., and Nearing M.* Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records // *Scientific Reports*. 7. 4175. 2017. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-04282-8>
 30. *Porter C., Morin P., Howat I., Noh M-J., Bates B., Peterman K., Keeseey S., Schlenk, M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platon, M., Wethington M.J., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., and*

Bojesen M. "ArcticDEM". Harvard Dataverse, V1, [Дата доступа 09.12.20].
<https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>

31. Sidorchuk A. Yu. The fluvial system on the East European plain: sediment source and sink // *Geography, Environment, Sustainability*. 2018. Vol. 11. Iss. 3. P. 5–20.

Sediment budget assessment of the Ob and the Yenisei

V. A. Ivanov^{a,#} and S. R. Chalov^{a,##}

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

[#] *E-mail: viktoro.1998@yandex.ru*

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

This paper presents results of comparative analysis of the sediment budgets of the Ob' and the Yenisei, base on universal erosion equations, RUSLE using 250 m resolution DEM GMTED 2010. Cumulative volumes of sediments accumulated in the stream catchments were estimated calculating the difference between erosion and sediments runoff of the studied basins. Thus, the difference between total erosion (watershed erosion + bank erosion) is (1250 MT/year + 35 MT/year) for the Ob and (315 MT/year + 21.9 MT/year) for the Yenisei. Sediment runoff in the mouths of both rivers estimated based on MSU data is 63.5 MT/year for the Ob and 32.5 MT/year for the Yenisei; Sediment runoff in the mouths estimated based on Roshydromet data is 16 MT/year for the Ob and 2.4 MT/year for the Yenisei. Sediment runoff was used to calculate the total deposition of matter in the catchment area during the transport of sediments from sources to sinks, for the Ob total deposition is 1270 MT/year, for the Yenisei is 335 MT/year. For the unregulated part of the Ob' catchment, the accumulation was 56.5 MT/year, and for the unregulated part of the Yenisei catchment was 43 MT/year. The coefficient of reduction of sediment runoff (1/SDR) downstream, based on new samplings of sediment runoff in 2018–2019 in the mouths of both, Ob and Yenisei, was 2.3, and for the entire catchment area 20 and 30 respectively. Volume of sediments moved by denudation processes in the basin ends up being redeposited within the same fluvial systems. Thus, under the current hydro-meteorological regime, the large drainage basins in Russia and elsewhere are major depositional systems.

Keywords: large rivers, bank erosion, soil loss, sediment runoff, deposition, SSC, backscatter intensity, ADCP, Siberia

ACKNOWLEDGMENTS

The study was carried out within the framework of the RFBR Arctic project No. 18-05-60219. The field work was carried out with the support of the RFBR project No. 19-05-50109. The analysis of the channel processes was carried out within the framework of the RSF project No. 18-17-00086. Assessments of the accuracy of soil erosion modelling have been carried out as part of the RSF project No. 21-17-00181.

REFERENCES

- Sidorchuk A. Yu. *Balans nanosov v erozionno-ruslovykh sistemakh* (The balance of sediments in erosion-channel systems). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2015. (1). P. 14–21. (in Russ.)
- Borrelli P., Robinson D.A., Fleischer L.R., Lugato E., Ballabio C., Alewell C., Meusburger K., Modugno S., Schütt B., Ferro V., Bagarello V., Oost K.V., Montanarella L., and Panagos P. An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion. *Nature Communications*. 2017. № 1 (8). 2013. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02142-7>
- Milliman J.D. River Inputs, 2010, P. 754–761.
- Panin A.V. Land-ocean sediment transfer in palaeo-times, and implications for present-day natural fluvial fluxes. *Sediment Transfer through the Fluvial System* (Proceedings of a symposium held in Moscow, August 2004). IAHS Publ. 288. 2004.
- Eroзионно-ruslovye sistemy* (Erosive-channel systems). R.S. Chalov, A.Yu. Sidorchuk, V.N. Golosov (Eds.). INFA, 2017. 698 p. (in Russ.)
- Gusarov A.V. *Osnovnye zakonomernosti sootnosheniya ruslovoi i basseinnoi sostavlyayushchikh erozii i stoka vzveshennykh nanosov v rechnykh basseynakh severnoi Evrazii* (Basic regularities of the ratio of the channel and basin components of erosion and runoff of suspended sediments in the river basins of northern Eurasia). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2015. No. 4. P. 3–20. (in Russ.)
- Walling D.E. and Collins A.L. Suspended sediment sources in British rivers. *Sediment Budgets 1 IAHS Publ.* 2005. № April (291). P. 123–133.
- Frings R.M., Hillebrand G., Gehres N., Banhold K., Schriever S., and Hoffmann T. From source to mouth: Basin-scale morphodynamics of the Rhine River. *Earth-Science Reviews*. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.002>, 2019
- Danielson J.J. and Gesch D.B. Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010). U.S. Geological Survey Open-File Report. 2011–1073. 26 p.
- Linke S., Lehner B., Dallaire O.C., Ariwi J., Grill G., Anand M., Beames P., Burchard-Levine V., Maxwell S., Moidu H., Tan F., and Thieme M. Global hydro-environmental sub-basin and river reach characteristics at

- high spatial resolution. *Science Data*. 2019 Dec 9; 6(1): P. 283–298.
11. Allen G.H. and Pavelsky T. Global extent of rivers and streams. *Science*. Vol. 361. Issue 6402. 2018. P. 585–588.
 12. Pikel J.F., Cottam A., Gorelick N., and Belward A.S. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*. 2016. Vol. 540. P. 418–422.
 13. Vörösmarty C., Meybeck M., Fekete B.M., Sharma K., Green P., and Syvitski J. Anthropogenic sediment retention: Major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change*. 2003. No. 1–2 (39). P. 169–190.
 14. Magritskii D.V. *Godovoi stok vzyeshennykh nanosov rossiiskikh rek vodosbora Severnogo Ledovitogo okeana i ego antropogennye izmeneniya* (Annual runoff of suspended sediment Russian river catchment in the Northern Arctic ocean and its anthropogenic changes). *Vestnik Moskovskogo universiteta* (Bulletin of the Moscow University). Series 5. Geography. 2010. P. 17–24. (in Russ.)
 15. Bai Z.G., Dent D.L., Olsson L., and Schaeppman M.E. 1 Global assessment of land degradation and improvement 1: identification by remote sensing. Report 2008/01, FAO/ISRIC-Rome/Wageningen. 2008, 68 p.
 16. García-Ruiz J.M., Beguería S., Nadal-Romero E., González-Hidalgo J.C., Lana-Renault N., Sanjuán Y. A meta-analysis of soil erosion rates across the world. *Geomorphology*. 2015. Vol. 239. P. 160–173.
 17. *Nauchnye statsionary: realii, nauchnaya problematika i innovatsii* (Scientific field station: challenges, research issues and innovations) Tomsk: Grafika (Publ.), 2017. 265 p. (in Russ.)
 18. Vol'nov V.V., Boiko A.V., and Chichkarev A.S. *Opyt ispol'zovaniya protivoozozionnykh gidrotekhnicheskikh sooruzhenii v bor'be so stokom talykh vod i smyvom pakhotnykh pochv na sklonovykh zemlyakh Altaiskogo kraya* (Experience in the use of anti-erosion hydraulic structures in the fight against meltwater runoff and flushing of arable soils on the slope lands of the Altai Territory). *Vestnik Altaiskogo agrarnogo universiteta* (Bulletin of the Altai State Agrarian University). 2017. P. 42–48. (in Russ.)
 19. Bontemps S., Van Bogaert E., Defourny P., Kalogirou V., and Arino O. GLOBCOVER 2009 Products Description and Validation Report. *ESA Bulletin*. 2011. 53 p.
 20. Litvin L.F. *Geografiya erozii pochv sel'skokhozyaistvennykh zemel' Rossii* (Geography of soil erosion in agricultural lands of Russia). Moscow: Akademkniga (Publ.), 2002. 255 p. (in Russ.)
 21. Chalov S.R., Terskii P.N., Efimova L.E., Terskaya A.I., Efimov V.A., and Danilovich I.S. *Problemy gidrologicheskogo monitoringa v basseinakh transgranichnykh rek Vostochnoi Evropy (na primere Zapadnoi Dviny)* (Problems of hydrological monitoring in the basins of transboundary rivers of Eastern Europe (on the example of the Western Dvina)). *Inzhenernye izyskaniya* (Engineering surveys). 2019. Vol. 13. P. 32–44. (in Russ.)
 22. Kurakova A.A. and Chalov R.S. *Razmyvy beregov na shirotnom uchastke srednei Obi i ikh svyaz' s morfologiei rusla* (Coast washouts in the latitudinal section of the Middle Ob and their connection with the morphology of the riverbed). *Geograficheskii vestnik*. 2019. No. 3 (50). P. 34–47. (in Russ.)
 23. Chalov R.S., Evstigneev V.M., and Zaitsev A.A. *Ruslovoi rezhim rek Severnoi Evrazii (v predelakh byvshego SSSR)* (Channel regime of the rivers of Northern Eurasia (within the former USSR)). Moscow: Izd-vo MGU (Publ.), 1994. 335 p. (in Russ.)
 24. Dunne T., Mertes L.A.K., Meade R.H., Richey J.E., and Forsberg B.R. Exchanges of sediment between the flood plain and the channel of the Amazon River in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*. 1998. Vol. 110. P. 450–467.
 25. Panagos P., Borrelli P., Meusburger K., Alewell C., Lugato E., and Montanarella L. Estimating the soil erosion cover-management factor at the European scale. *Land Use Policy*. 2015. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2015.05.021>
 26. Morgan R.P.C. and Nearing M.A. *Handbook of Erosion Modelling*. Wiley-Blackwell, New Jersey. 2011. 68 p.
 27. IUSS Working Group WRB World Reference Base for Soil Resources 2014, updates 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 2015.
 28. Sharpley A.N. and Williams J.R. Erosion Productivity Impact Calculator: 1. Model Documentation (EPIC). Technical Bulletin-United State Department of Agriculture. 1990. No. 1768. 235 p.
 29. Panagos P., Boni M., Ballabio C., Borrelli P., Meusburger K., Yu B., Klik A., Lim K.J., Yang J.E., Ni J., Miao C., Chattopadhyay N., Sadeghi S.H., Hazbavi Z., Zabihi M., Larionov G.A., Krasnov S.F., Gorobets A.V., Levi Y., Erpul G., Birkel C., Hoyos N., Naipal V., Oliveira P.T.S., Bonilla C.A., Meddi M., Nel W., Al Dashti H., Diodato N., Van Oost K., and Nearing M. Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records. *Scientific Reports*. 7. 4175. 2017. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-04282-8>
 30. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk, M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson, M., Wethington M.J., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D' Souza C., Cummens P., Laurier F., and Bojesen M. "ArcticDEM". <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>, Harvard Data verse, V1, [Accessed 09.12.20].
 31. Sidorchuk A.Yu. The fluvial system on the East European plain: sediment source and sink. *Geography, Environment, Sustainability*. 2018. Vol. 11. Iss. 3. P. 5–20.

**РЕАКЦИЯ ВЫСОКОГОРНЫХ ОЗЕР ЗАПАДНОГО ПАМИРА
НА ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА (НА ПРИМЕРЕ ОЗЕРА ВАРШЕЗКУЛЬ
НИЖНЕЕ, ГОРНО-БАДАХШАНСКАЯ АВТОНОМНАЯ ОБЛАСТЬ,
ТАДЖИКИСТАН)**

© 2021 г. В. М. Кидяева¹, И. В. Крыленко¹, С. С. Черноморец^{1,*}, Е. А. Савернюк¹,
В. А. Куровская¹, Ю. Х. Раимбеков², Р. А. Бобов³, У. Р. Пирмамадов², Ф. О. Мародасейнов²

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

² Филиал Агентства Ага Хана по Хабитат в Республике Таджикистан, Душанбе, Таджикистан

³ Организация Ага Хана по развитию, Душанбе, Таджикистан

*E-mail: devdorak@gmail.com

Поступила в редакцию 08.06.2020 г.

После доработки 14.12.2020 г.

Принята к публикации 09.04.2021 г.

Деградация оледенения Памира, рост площади озер, изменение стока рек, увеличение числа и риска опасных процессов преимущественно являются ответом на повышение летних температур. Показано влияние климатических изменений на рост потенциальной опасности возникновения прорывных паводков и селей в западном Памире, на примере типичного ледникового бассейна р. Варшездара, бассейн р. Гунт. Площадь ледниковых озер в бассейне р. Варшездара – Варшезкуль Верхнее, подпруженного скальными породами и Варшезкуль Нижнее, удерживаемого рыхлообломочной моренной перемычкой с ледяным ядром, – за последние 40 лет увеличилась в 3 раза (с 51.7 тыс. м² до 173 тыс. м²), а площадь ледника Варшез уменьшилась на 11% (с 7 млн м² до 6.2 млн м²). Детальные полевые исследования бассейна, включавшие батиметрическую съемку и аэросъемку, позволили выявить нестабильность водоудерживающей перемычки оз. Варшезкуль Нижнее, а в долине реки – наличие активного каменного глетчера с большим количеством материала, потенциально вовлекаемого в селевой поток. Измеренный объем оз. Варшезкуль Нижнее оценивается в 1.94 млн м³, а Варшезкуль Верхнее – в 3.57 млн м³. На основании соотношения обвальной массы и излитого объема воды предполагается, что при порыве одновременно двух озер опорожнится половина объема верхнего озера и полностью нижнее озеро, таким образом, объем прорывного паводка составит 3.725 млн м³. Максимальный расход прорывного паводка при таком объеме оценивается в 650 м³/с, что соответствует расходу селевого потока 1000 м³/с. По результатам математического моделирования получено, что скорость добегания такого потока до населенных пунктов составляет всего 0.1 ч, потоки затопят конус выноса, разрушат строения и автодорогу, расположенные на нем, на глубину до 3–4 м, при скоростях течения до 3 м/с. Полученные результаты можно принять во внимание при изучении других ледниковых бассейнов западного Памира, в которых расположены растущие ледниковые озера и существуют те же потенциально опасные обстановки.

Ключевые слова: ледниковые озера, опасные геоморфологические процессы, батиметрическая съемка, моделирование прорыва озера, FLO-2D, Агентство Ага Хана по Хабитат в Республике Таджикистан, озеро, подпруженное мореной

DOI: 10.31857/S0435428121030068

ВВЕДЕНИЕ

В результате таяния ледников увеличиваются площадь и число ледниковых озер [1–4], повышаются вероятность и интенсивность возникновения опасных геоморфологических явлений: оползней, обвалов [5, 6], селей, прорывов ледниковых озер [7, 8] и т.д. В результате рельеф речных долин в горных регионах может кардинальным

образом измениться. Например, в Горно-Бадахшанской автономной области (Таджикистан) в 2015 г. по долине руч. Барсемдара сошел разрушительный селевой поток, образовавший запрудное озеро и преобразивший долину р. Гунт [9].

Число опасных явлений в Средней Азии – суммарно гравитационных процессов, оползней и селей за последние 30 лет выросло (рассматри-

валось число явлений согласно базе данных [10]). Исследования Межправительственной комиссии по изменению климата [11] подтверждают, что геосфера входит в неравновесное состояние, при котором изменяется движение воздушных масс, растут температурные градиенты, появляется непредсказуемость погодных условий. При этом наибольшее влияние оказывается на наиболее геоморфологически динамичные горные районы [11].

В современных исследованиях подтверждается связь между изменением климата и усилением опасных гидрологических и геоморфологических явлений в разных частях Памира [12–18].

Исследования реакции среды на изменение климата на Памире необходимы для прогнозирования социально-экономического развития всей Средней Азии (Таджикистан, Киргизия, Узбекистан и Туркмения), так как в горных системах (Памир, Гиндукуш, Тянь-Шань) находятся истоки крупнейших рек Азии, значимых для хозяйственного использования. По долинам рек, подверженных геологическим опасностям в этом регионе, проходят основные транспортные артерии — Памирский тракт М-41, автотрасса Хорог-Ош и др., а в устьях рек и на конусах выноса чаще всего расположены горные населенные пункты [19–21].

В статье рассмотрены результаты исследований, проведенных совместно Агентством Ага Хана по Хабитат в Республике Таджикистан и Географическим факультетом МГУ им. М.В. Ломоносова в бассейне р. Варшездара, одном из селеопасных бассейнов ГБАО. Впервые описанные закономерности были исследованы локально на примере объекта, расположенного на западном Памире. Бассейн р. Варшездара (приток р. Гунт, бассейн р. Пяндж) является типичным для региона, он характеризуется наличием отступающего ледника, ледниковых озер и ледниковых форм рельефа, которые подвержены существенным изменениям под действием современного климата [13, 22]. Кроме того, в долине находится большое количество рыхлообломочного материала, достаточное для формирования селевых потоков катастрофической мощности. Особенность нашей работы — детальное полевое обследование данного бассейна, прямые измерения на ледниковом озере, крупномасштабная съемка ключевых участков долины, картографирование основных геологических опасностей в долине и моделирование возможных опасных процессов, с оценкой их влияния на населенные пункты.

Основная цель работы — оценка воздействия климатических изменений и, как следствие, деградации оледенения на рельеф, высокогорные озера и потенциальные природные опасности в бассейне р. Варшездара, основанная на детальных полевых данных. Были поставлены следующие задачи — маршрутное обследование бассейна

р. Варшездара и выявление геоморфологических особенностей долины и тенденций развития ледникового рельефа долины, проведение батиметрической съемки оз. Варшезкуль Нижнее, создание батиметрической карты озера, геоморфологическое описание вододерживающей плотины и оценка ее устойчивости, математическое моделирование возможных сценариев прорыва озера. Важной задачей было создание карт затопления в пределах населенных пунктов, расположенных в устьевой части долины.

ДЕГРАДАЦИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ПАМИРЕ

Большинство горных районов мира на современном климатическом этапе характеризуются повсеместной потерей массы и площади оледенения, а также увеличивающимися темпами деградации [23 и др.]. Площадь оледенения Памира составляет около 40×10^3 км² [24]. Площадь оледенения бассейна Гунта составляет 540 км² или 3.9% бассейна, общее количество ледников бассейна — 102 [25]. Исследуемый бассейн р. Варшездара расположен на северном склоне Шугнанского хребта, который характеризуется наличием крупных узлов оледенения площадью 150 км² [25].

Исследования по изменению площади оледенения проводились в отдельных районах Памира и на отдельных ледниках. Так, на восточном Памире у ледников выявлена тенденция к ускорению таяния с конца 1970-х годов до 2001 г., площадь ледников уменьшилась на 7.8% в течение 1978–1990 гг. и на 11.6% в 1990–2001 гг. [24, 26]. Изменения ледников восточного Памира преимущественно являются ответом на повышение летних температур [24, 14, 27]. Скорость отступления ледников на восточном Памире высока — до 5.3 м в год, по данным на 1990 г. [28].

В соседних горных регионах ледники также отступают, однако наблюдается большая региональная дифференциация. Так, в горах Памиро-Каракорума-Гималаев выявлено преимущественное отступление фронтов ледников с середины XIX века, кроме Каракорума [29, 23]. Небольшой прирост баланса массы ледников отмечался на западном Памире в 1999–2011 гг. [30]. Региональная дифференциация связана также с большим распространением сильно заморенных ледников, а также подвижек ледников [31]. В целом темпы деградации ледников Памиро-Каракорума-Гималаев в два-три раза меньше, чем глобальное среднее значение для ледников мира, исключая ледяные щиты Гренландии и Антарктики [30].

Согласно расчетам, основанным на разных климатических моделях [32], к 2050 г. в Таджики-

стане площадь оледенения уменьшится на 35–50% в бассейне р. Зеравшан и на 42–62% в бассейнах р. Варзоб и р. Фандарья. Максимальные оценки будущего подъема фирновой границы – 260–330 м [32].

В связи с климатическими изменениями меняется и режим водных объектов Памира. Например, по некоторым оценкам, к 2050 г. объем ледникового питания снизится до 49% в бассейне р. Варзоб и до 75% в бассейне р. Фандарья [32]. Исследования стока р. Гунт показали, что период 2011–2016 гг. характеризуется пониженной водностью, что связано с потерей объема талых ледниковых вод [33], при этом за период с 1940 по 2016 г. среднегодовой расход воды в реке снизился на $6.1 \text{ м}^3/\text{с}$, в половодье снизился на $21.3 \text{ м}^3/\text{с}$, а в межень повысился на $6.8 \text{ м}^3/\text{с}$ [33].

Согласно масштабным исследованиям озер в верховьях Аму-Дарьи [22], площадь ледниковых озер значительно увеличилась за период 1968–2009 гг. (всего 266 озер или 40.8% всех исследованных озер), в то время как площадь эрозионных и завальных озер осталась практически неизменной. Наибольший рост ледниковых озер наблюдается там, где отступающие языки ледников выходят на пологую поверхность.

Климатические изменения на Памире приводят к росту числа опасных геоморфологических явлений. Примерами могут служить катастрофические сели объемом около 1.2 млн м^3 в долине р. Дашт в 2002 г. [34–36], в долине р. Кофарендара в 2008 г. объемом около 200–300 тыс. м^3 , в 2015 г. по руч. Барсемдара объемом около 2 млн м^3 [9, 37].

В нашей работе рассматривается гипотеза о том, что, на примере одного из типичных бассейнов Памира – бассейна р. Варшездара, можно проследить указанные выше тенденции – деградация оледенения, рост площади озер, изменение стока рек, увеличение числа и риска опасных процессов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования являлись высокогорные озера Варшезкуль Верхнее и Нижнее (рис. 1), участки долины р. Варшездара, пойменная часть реки и конус выноса. Верховья р. Варшездара располагаются на склонах Шугнанского хребта (максимальная высота – 5708 м над у. м.). Массив пика Скалистый – крупнейший современный узел оледенения Шугнанского хребта. С северо-восточного склона пика берет начало крупный ледник Варшез (длина более 6 км, площадь с притоками на начало 1980-х годов около 7.2 км^2), служащий основным источником водного питания Варшездары. Река впадает в р. Гунт в районе с. Варшез. Общая протяженность реки составляет

18 км [25], фактическая длина водотока от выхода воды из-под моренно-ледовой запруды оз. Варшезкуль Нижнее – 12.7 км. Площадь бассейна – 71.7 км^2 , долина имеет асимметричную форму, она вытянута с ЮЗ на СВ, длина долины около 17 км, максимальная ширина в средней части около 7 км. Нижняя часть долины используется для выпаса скота и сельскохозяйственных работ, в приустьевой части расположены кишлаки Варшез и Абуали Сино.

В ходе полевых исследований был пройден пеший маршрут по руслу и правому борту р. Варшездара, с помощью портативного GPS-приемника определены координаты всех потенциально возможных очагов зарождения опасных процессов, проведено геоморфологическое описание долины и водоудерживающей перемычки, отмечены каналы стока из озера, термокарстовые провалы, место высачивания озерных вод.

Батиметрическая съемка озера выполнялась с моторной надувной лодки с помощью эхолота Lowrance Hook 5. Промеры привязаны к уровню озера, зафиксированному на созданном и размеченном футштоке. Проведен обход контура озера с GPS-приемником, в ходе которого выявлялись возможные очаги неустойчивости берегов; измерен расход воды в р. Варшездара на выходе из оз. Варшезкуль.

Аэросъемка проводилась с беспилотного летательного аппарата (БПЛА) DJI Phantom 4 на трех участках долины – оз. Варшезкуль Нижнее, участок активного каменного глетчера из левого бокового распада в центральной части долины и конус выноса с расположенным на нем с. Варшез. По результатам съемки построены ортофотопланы высокого разрешения и цифровые модели местности с разрешением от 0.23 м до 1 м, которые использовались для построения продольных и поперечных профилей долины и для двумерного математического моделирования.

Двумерное математическое моделирование движения водных и селевых потоков было проведено с использованием программного комплекса FLO-2D PRO (автор J. O'Brien, США) по двум наиболее вероятным сценариям прорыва озера. Сценарии были описаны гидрографами, в которых учитывались возможный объем прорывных паводков, время излияния воды, объем вовлеченного селевого материала, наиболее вероятные параметры селевых потоков, полученные в предыдущих исследованиях [38], объемная концентрация наносов (33–35%).

В качестве базовых данных о рельефе территории использовалась цифровая модель рельефа PALSAR (Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar) с разрешением 12.5 м. Для русла проводилась проверка корректности рельефа путем построения изолиний с использованием про-

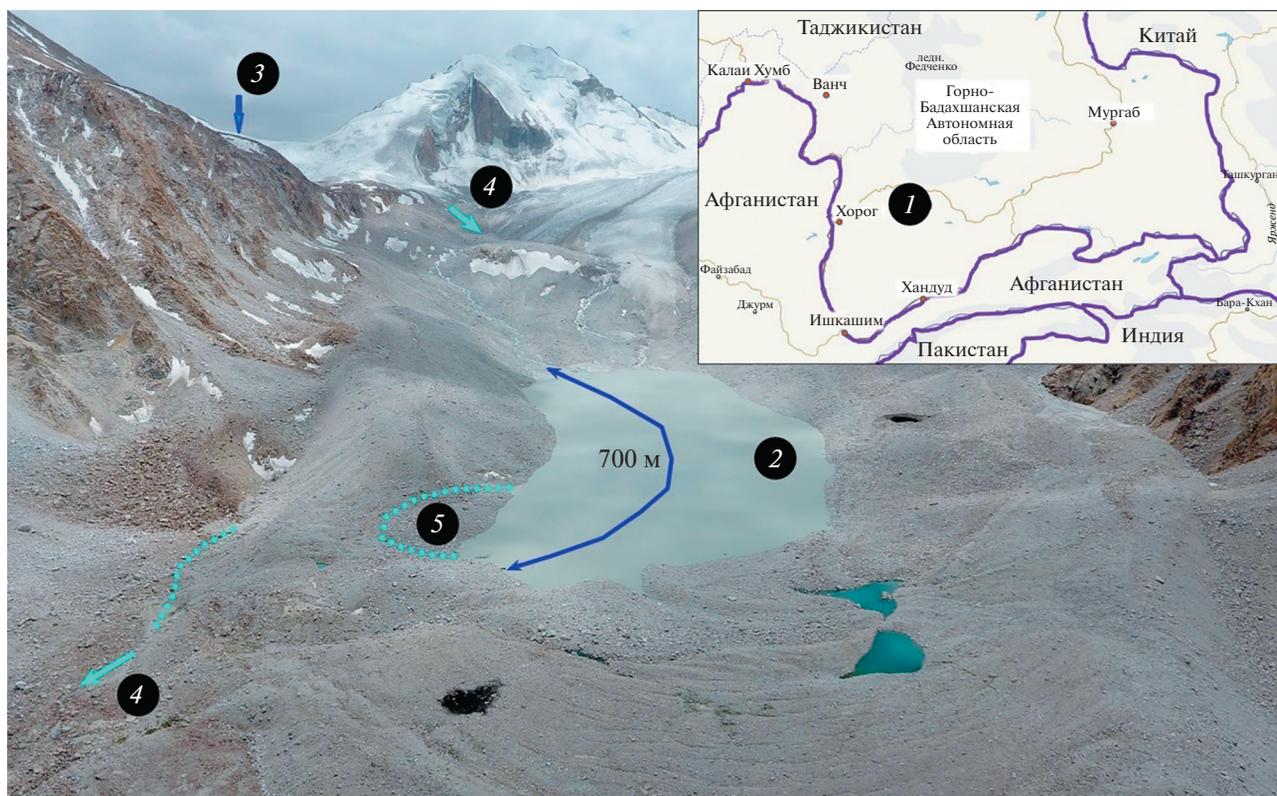


Рис. 1. Перемычка и исток из озера Варшескуль Нижнее (фото с квадрокоптера).

1 – местоположение бассейна р. Варшездара; 2 – оз. Варшескуль Нижнее; 3 – за перевалом расположено оз. Варшескуль Верхнее; 4 – направление стока воды из озер; 5 – просадка берега озера.

граммы ArcGIS 10.2 и анализа продольного профиля. Вдоль русла отметки высот были проинтерполированы с более детальным шагом, а контур русла уточнялся по данным космических снимков и на основе топографических карт масштаба 1:50 000.

После корректировки все данные о рельефе для моделирования были проинтерполированы на расчетную сетку модели с шагом 12.5 × 12.5 м. Данные беспилотной съемки интерполировались на расчетную сетку с шагом 5 × 5 м. Коэффициент шероховатости задавался равным 0.04–0.05, согласно типичным для данных русел значений [39].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ледниковый рельеф долины р. Варшездара. Следы масштабного разновозрастного оледенения – примечательная черта бассейна р. Варшездара. Характерные морфодинамические участки долины р. Варшездара выделяются, в первую очередь, по их расположению в пределах разных возрастных генераций ледникового рельефа (рис. 2).

Конус выноса р. Варшездара (зона 1, рис. 2) выдвинут в днище широкой долины р. Гунт. В

привершинной части по обоим берегам сохранились фрагменты более древнего конуса выноса, в который на 10–15 м врезан современный (рис. 3а). Вдоль внешнего края конуса выноса одиночными островами над его относительно сглаженной и окультуренной поверхностью выступают бугристые холмы высотой 7–15 м, покрытые щебнем, без растительности. Предположительно, это останцы донной морены древнего долинного ледника Гунт. Река Варшездара, после выхода из сужения в вершине конуса выноса, расплывается по его поверхности, глубина руслового вреза незначительная и русло неустойчивое. На поверхности конуса выноса прослеживается множество бывших русловых ложбин, частично используемых под отвод воды арыками.

В низовьях долины р. Варшездара видны ярусы выработанных древними ледниками форм, в которые врезаны русла современных водотоков. Большая часть днища долины занята переработанными или слабо переработанными (покрытыми плащом пролювиально-флювиогляциальных наносов) бугристыми моренными отложениями древних ледников. Современное русло р. Варшездара находится в глубоком врезе, форма которого меняется от V-образного, до 20 м шириной по

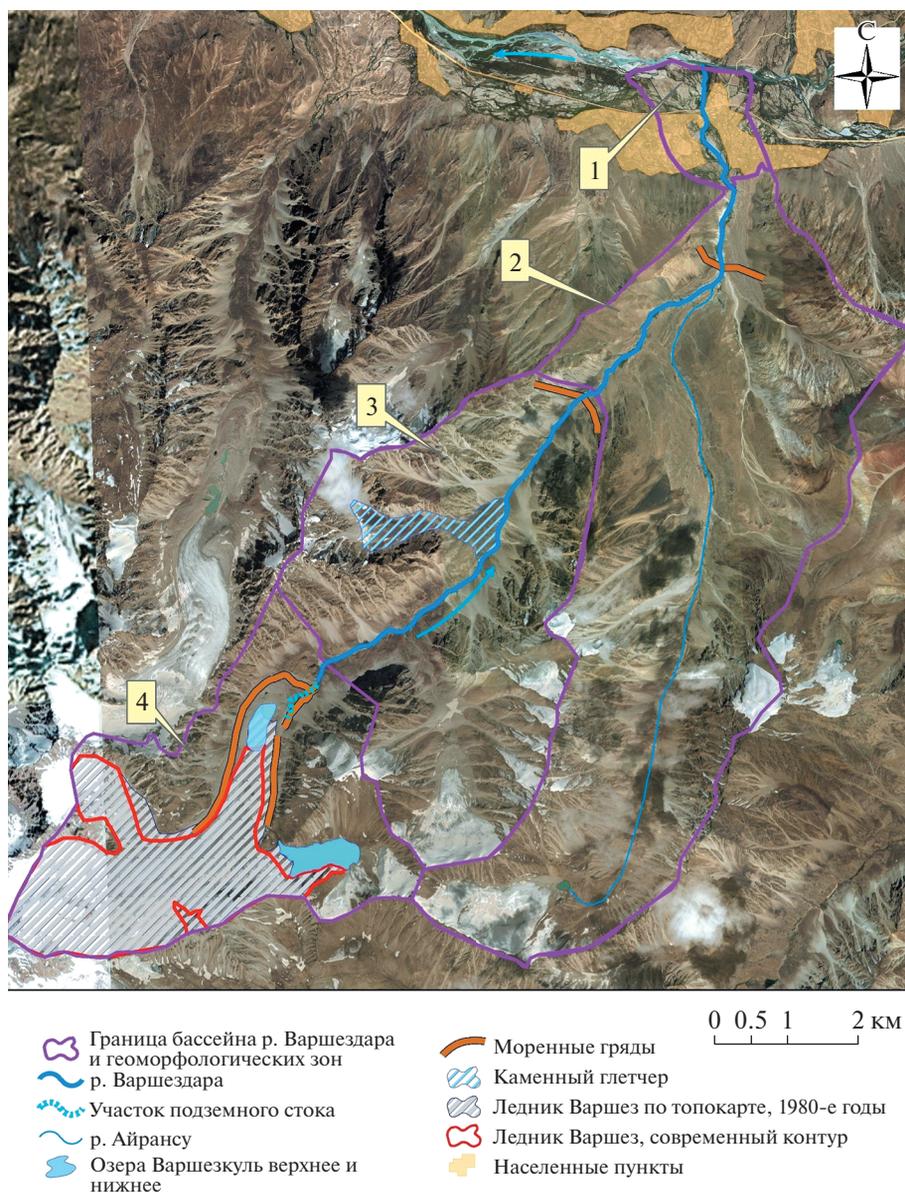


Рис. 2. Схема бассейна р. Варшездара.

днищу перед выходом на конус выноса, до трапециевидного, шириной 40–50 м по днищу выше по течению. Глубина вреза убывает вверх по течению от 25–30 м перед выходом в долину Гунта до 12–17 м выше устья правого притока – р. Айрансу (рис. 36).

Выше устья Айрансу (зона 2 на рис. 2) моренные отложения непрерывной полосой занимают правую часть днища долины, здесь расположены многочисленные родники, и пояс блуждания р. Варшездара расширяется до 100–150 м (рис. 3в). На границе 2 и 3 зоны моренные отложения полностью перекрывают днище долины, уклоны возрастают, река течет в узком V-образном врезе с рыхлыми бортами. Предположительно здесь на-

ходится конечноморенный вал одной из стадий относительно недавнего (исторического) оледенения, ниже которого образовалось поле пролювиально-флювиогляциальных отложений (внутридолинный конус выноса). В пределах пологого участка днища долины аккумуляция части наносов, поступающих сверху, происходит и в настоящее время.

Облик средней части долины (зона 3 на рис. 2) сформирован в результате деятельности ледника Варшез в период исторической стадии оледенения (экзарация склонов и отложение морен), послеледниковых и современных процессов (в первую очередь обвальнo-осыпных и движения каменных глетчеров). Долина имеет типичный



Рис. 3. Участки долины р. Варшездара: (а) – конус выноса (зона 1), (б) – впадение р. Айрансу, (в) – пояс блуждания р. Варшездара выше устья Айрансу (зона 2), (г) – средняя часть долины с U-образным поперечным профилем (зона 3), (д) – средняя часть долины выше каменного глетчера, (е) – скальный ригель на границе 3 и 4 зоны.

троговой облик с U-образным поперечным профилем и шириной по днищу 300–450 м (рис. 3г). Днище долины заполнено фрагментами моренных отложений, в значительной степени перекрытых осыпными шлейфами. Продольный профиль р. Варшездара ступенчатый, с чередованием выполаживаний выше локальных препятствий-запруд и участков с высокими уклонами на пересечении преград. На пологом участке днища до-

лины происходит аккумуляция речных наносов, формируются зандры (до 100 м и более) с разветленно-блуждающим или разбросанным руслом. В запрудах из рыхлого материала река вырабатывает узкие V-образные щели с порожисто-водопадным руслом. В средней части долины из левого бокового распадка выдвигается язык активного каменного глетчера (рис. 3д), который полностью выполняет

днище трога на протяжении более 1 км (рис. 2). Высота запруды составляет около 80 м, на участке пересечения река выработала себе прямолинейное порожистое русло по контакту отложений каменно-ледового массива и осыпей с правого борта. Выше плотины находится пологий участок длиной около 100 м и шириной до 50 м.

Ниже границы 3 и 4 зон (рис. 2) расположена протяженная зандровая площадка длиной около 400 м и шириной 100 м с разбросанным руслом и признаками образования наледей в зимнее время. Граница зон представлена ригелем, скрытым толщей рыхлых отложений. Перепад высот от ригеля до зандровой площадки составляет около 200 м, при протяженности по руслу реки примерно 600 м, т.е. уклон до 33%.

Перегиб скального ригеля находится на отметках около 4460 м, речной поток пересекает его в узком трапециевидном врезе шириной по основанию 15–17 м (рис. 3е). Ниже перегиба углы наклона по руслу достигают 20–25° (локальный уклон более 45%).

Выше ригеля расположена верхняя часть долины (зона 4, рис. 2), где все особенности рельефа и протекающих рельефообразующих процессов связаны с деятельностью современного ледника Варшез. К ригелю сверху примыкает высокий, около 40 м, конечно-моренный вал ледника, сформированный в одну из предыдущих стадий современного оледенения. Поток р. Варшездара пересекает низовой откос вала в неглубоком врезе со слабовыработанным водопадным руслом, уклоны составляют 35–40%, на уступе вала глубина V-образного вреза оказывается около 4–6 м. Большая часть потока теряется в рыхлообломочных отложениях.

Выше перегиба поверхность конечно-моренного вала бугристо-западинная, маломощный поток р. Варшездара течет в неглубоком врезе с приспособленным руслом от подножия более молодого конечноморенного вала, наложенного на нижний. У основания данного вала из широкой (примерно 150 м) полосы фильтрации через перемычку-плотину оз. Варшезкуль Нижнее, на отметках около 4520 м берет начало р. Варшездара.

Высокогорные озера долины р. Варшездара. По результатам работ создана батиметрическая карта оз. Варшезкуль Нижнее (рис. 4) и рассчитаны его морфометрические характеристики. Параметры озера по состоянию на 25 июля 2018 г.: длина 750 м, ширина в средней части 227 м, максимальная глубина 24.5 м, средняя глубина 11.4 м, площадь акватории в летний период 173 тыс. м², периметр 2290 м. Объем воды составил 1.94 млн м³ [40].

Озеро Варшезкуль Нижнее лежит в чаше, образованной мертвыми льдами языка ледника Варшез (на абс. отметке 4532.5 м).

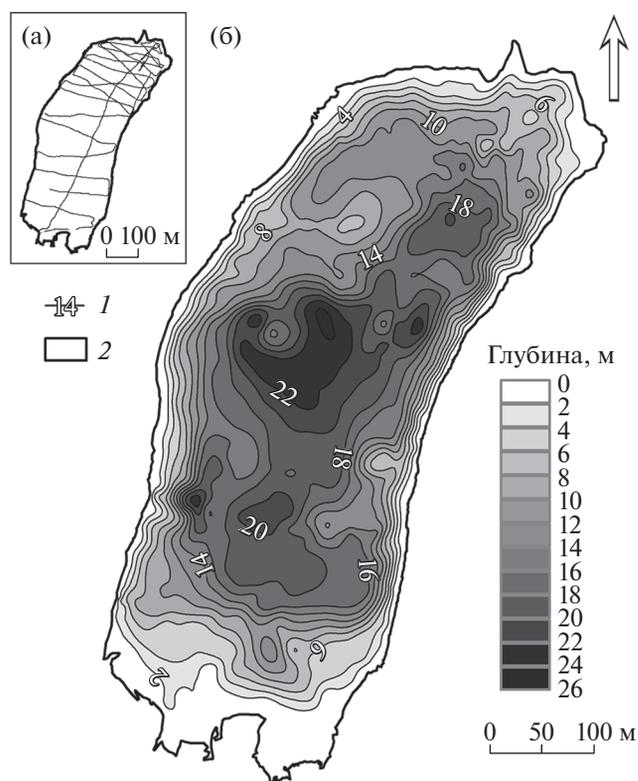


Рис. 4. Батиметрическая карта озера Варшезкуль Нижнее в долине р. Варшездара по состоянию на 25 июля 2018 г. [40]: (а) — промерные галсы, выполненные с моторной лодки, (б) — изобаты.

Расположение озера и его запруды в пределах деградирующего в современных климатических условиях ледово-моренного комплекса приводит к постоянной трансформации его ложа и берегов в результате таяния льдов. Так, в конце 1970-х годов, по данным топографических карт, площадь озера составляла 51.7 тыс. м², за 40 лет его площадь увеличилась более чем в 3 раза. По данным [22] площадь озера в 1968 г. составляла 23.3 тыс. м², в 1992 г. — 98.8 тыс. м², в 2002 г. — 147 тыс. м², в 2008 г. — 152.4 тыс. м². Площадь ледника Варшез в конце 1970-х годов достигала примерно 7 млн м², в 2018 г. она уменьшилась на 11% и составила около 6.2 млн м².

Современный активный язык ледника Варшез находится на южном берегу озера в 100–150 м от уреза воды. С запада и востока берега озера образуют высокие, по 15–25 м высотой, гряды мертвых льдов, покрытые рыхлообломочным плащом и круто обрывающиеся к озеру. Северный берег и водоудерживающую плотину оз. Варшезкуль Нижнее образует последний по времени образования конечно-моренный вал. Превышение его гребня над озером составляет от 5 до 25 м, низовой откос возвышается над поверхностью нижнего конечноморенного вала на 20–30 м. Предпо-

жительно, большая часть вала все еще остается цельным ледовым телом, покрытым чехлом грубообломочной поверхностной морены.

Сток из озера подземный, следов перелива или поверхностного водотока не обнаружено. Вода просачивается непосредственно от уреза в пределах полукруглой просадки размером 80×80 м в пологом склоне перемычки и выходит на дневную поверхность у основания вала-запруды в виде родников в полосе шириной около 100 м. В склоне низового откоса запруды над родниками образовалась ниша. Расстояние от уреза воды в озере до полосы выхода воды из-под водоудерживающей плотины около 170 м. Родники находятся ниже уровня воды в озере на 12–15 м. Вода мутная, как и в озере, что указывает на преобладание свободного стока по подземным полостям. Отсутствие следов высокого стояния воды указывает на достаточно высокую в настоящее время пропускную способность подземных каналов стока.

Варшезкуль Верхнее лежит на высоте 4788.6 м в 15 км от устья р. Варшездара. Площадь акватории озера 357 тыс. м², длина – 1000 м, ширина – 300 м. Северный берег крутой скальный, западный и восточный – моренные, на южном к воде выходит два склоновых ледника с разделяющим их скальным гребнем. Прозрачный цвет воды в озере даже в середине периода активного таяния льда указывает на небольшой поверхностный сток в водоем, замедленный водообмен и, вероятно, значительные глубины. Используя исследованные географические аналоги – каровые озера Памира (оз. Нимацкуль, Чапдара), предполагаем, что средняя глубина озера – 10 м, таким образом, его объем оценивается в 3.57 млн м³.

Моделирование прорывных паводков и селей. Проведенные полевые исследования подтвердили предположение о том, что долина р. Варшездара – одна из наиболее потенциально опасных в регионе для образования прорывных паводков и селей. Были рассмотрены два наиболее вероятных сценария возникновения прорывных потоков. Первый сценарий предполагает прорыв одновременно двух озер Варшезкуль. Верхнее озеро может перелиться только в результате падения обвала, так как подпружено скальными породами. На основании соотношения обвальной массы и излитого объема воды предполагаем, что опорожнится половина объема верхнего озера и полностью нижнее озеро, таким образом, объем прорывного паводка составит 3.725 млн м³. При объемной концентрации наносов 0.35, объем селевого потока может достичь 5.73 млн м³. Максимальный расход прорывного паводка при таком объеме оценивается в 650 м³/с, что соответствует расходу селевого потока 1000 м³/с. На основании анализа аналогичных событий [41, 42] предпола-

гается, что продолжительность прорыва составит 5 ч, гидрограф симметричный [43] (рис. 5а).

Второй сценарий предполагает прорыв только нижнего озера Варшезкуль. Наиболее вероятный сценарий прорыва – развитие внутриледникового канала стока и медленное опорожнение озера. Согласно модели Ю.Б. Виноградова [44], гидрограф такого прорыва имеет длительный пологий подъем (процесс разработки внутриледникового канала стока) и резкий спад (опорожнение остаточного объема озера). Для предварительной оценки был построен асимметричный гидрограф треугольной формы с максимальным расходом 100 м/с (рис. 5б). Продолжительность опорожнения озера оценена в 12 ч (по географическим аналогам [45]), пик прорывного паводка приходится на 10 ч. Объем водной составляющей селевого потока равен объему озера – 1.94 млн м³, максимальный расход селевого потока – 153.8 м³/с, соответственно, объем селя – 2.98 млн м³.

По результатам моделирования прорывных потоков было получено, что время добегающего до вершины конуса выноса составляет всего 0.1 ч (0.3 ч для второго сценария), а повышение расхода воды будет наблюдаться через 1.4 ч от начала прорыва (3.5–4 ч для второго сценария). Такое время добегающего обусловлено катастрофически высоким расходом селевого потока. Максимальный расход селевого потока в вершине конуса выноса составит порядка 982.8 м³/с (рис. 4а) для первого сценария и 151 м³/с (рис. 4б) для второго сценария. Форма гидрографа останется практически неизменной в обоих случаях.

Ниже селевой поток будет растекаться по конусу выноса, впадая в р. Гунт в нескольких местах. После впадения в р. Гунт на характеристики паводка повлияет режим самой реки, но незначительно. Селевой поток преодолеет конус выноса за 1.4 ч в первом сценарии и 2.1 ч во втором. Максимальный расход селевого потока с учетом воды р. Гунт (среднегодовой расход воды 65 м³/с) составляет 565 м³/с (первый сценарий) и 190 м³/с (второй сценарий) (рис. 5). Согласно расчетам, объемная концентрация потока в р. Гунт снизится до 0.19 (первый сценарий) и 0.12 (второй сценарий) [40].

Плановые характеристики глубины затопления при прохождении селевых потоков по конусу выноса р. Варшездара в районе с. Варшез и Абуали Сино представлены на рис. 6.

На конусе выноса р. Варшездара глубина потока достигнет 2–3 м в русле. Поток растечется широко по руслу, затапливая дома на правом и левом берегу. В районе моста через р. Варшездара глубина потока составит 3 м, дорога будет затоплена и, вероятно, разрушена. Скорости течения в русле реки на этом участке также достигнут 7–12 м/с

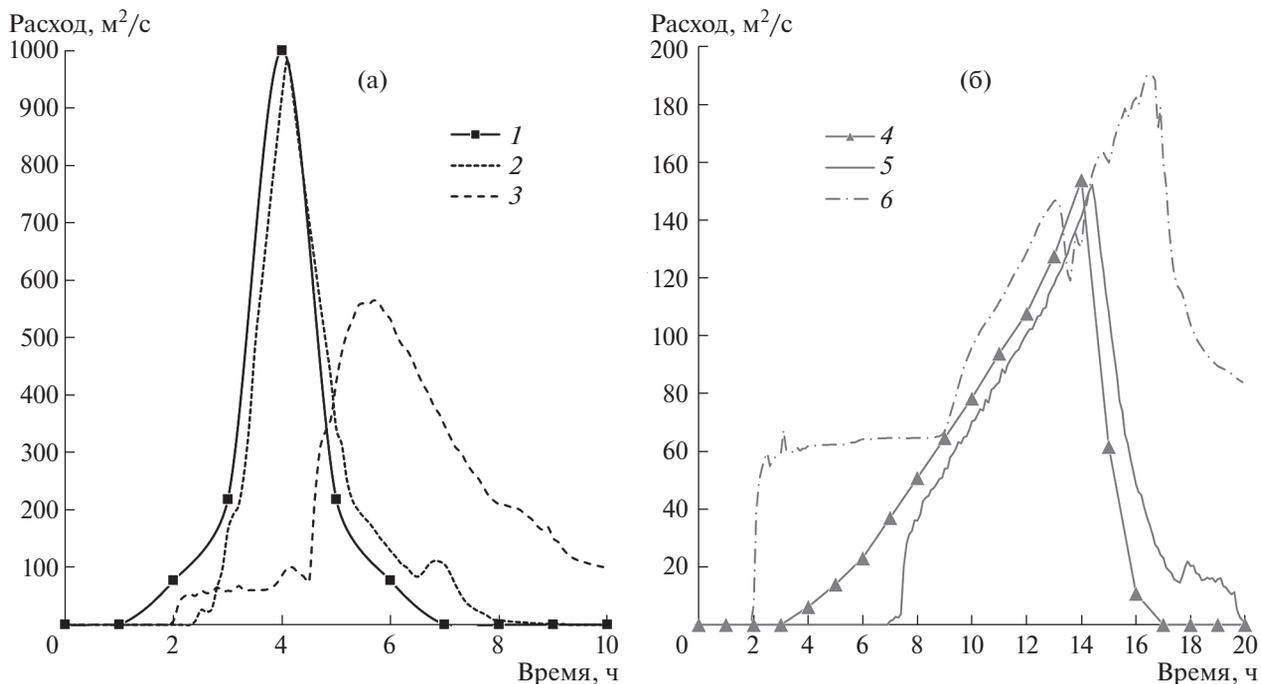


Рис. 5. Гидрографы прорывного потока, полученные по результатам моделирования на основе программного комплекса FLO-2D: (а) – сценарий 1, (б) – сценарий 2.

1, 4 – входные гидрографы селевого потока; рассчитанные гидрографы селевого потока: 2, 5 – на вершине конуса выноса, 3, 6 – в 6.6 км ниже впадения р. Варшездара в р. Гунт, с учетом р. Гунт.

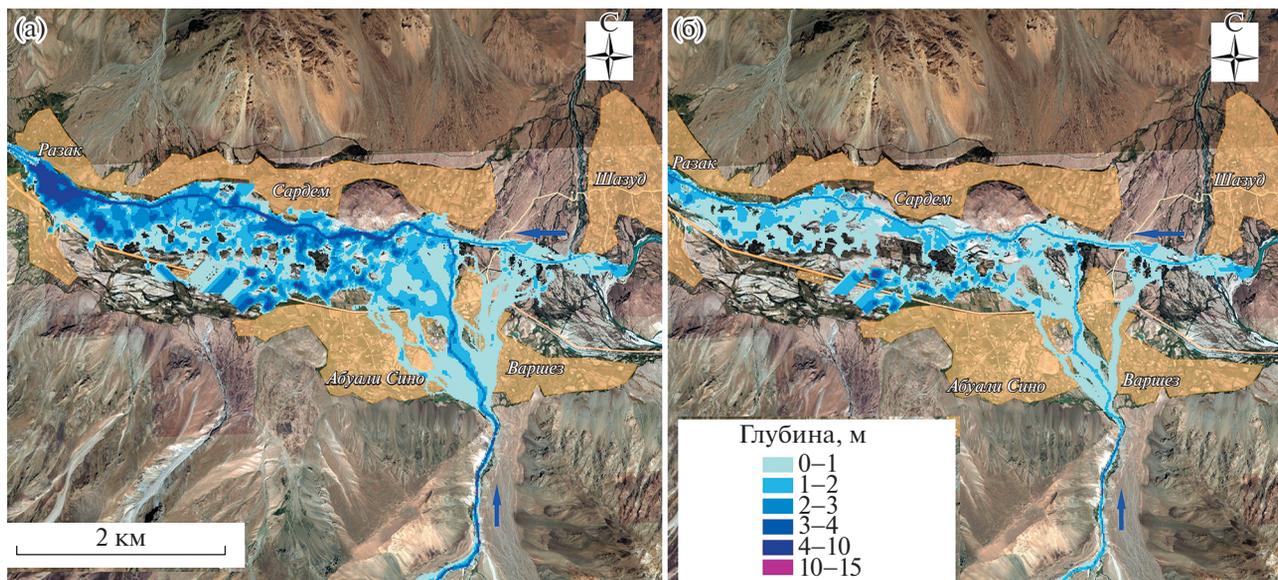


Рис. 6. Плановое распределение глубин затопления при прорывных потоках из озера Варшезкуль по результатам моделирования на основе программного комплекса FLO-2D: (а) – сценарий 1, (б) – сценарий 2.

(первый сценарий) или 1.5–4 м/с (второй сценарий). Глубины затопления на р. Гунт не превысят в среднем 3–5 м по фарватеру и достигнут 10 м перед сужением у с. Разак (первый сценарий) или 4 м (второй сценарий). Скорости течения – 4–

7 м/с по фарватеру и 1.5–3 м/с на расширениях. В зоне затопления по р. Гунт находятся дома в пос. Сардем на правом берегу реки и почти весь левый берег. Ниже с. Разак селевой поток затопливает пос. Мийоншахр, Окмамад, Чарсем, Тан-

гиф, могут оказаться затоплены дома и дорога на левом берегу реки. На всех участках моделирования опасность селевого потока и наносоводного паводка средняя и максимальная.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Долина р. Варшездара в настоящее время представляется самой проблемной в бассейне р. Гунт и отличается повышенной опасностью возможного прорыва оз. Варшезкуль Нижнее и его потенциальных последствий. Озеро Варшезкуль Нижнее непрерывно на протяжении 40 лет увеличивается по площади и объемам, подпружено рыхлообломочным материалом с ледяным ядром внутри, и буквально “нависает” над нижележащей долиной. Запруда озера нестабильна — имеются просадки, сбросы, котловины эфемерных озер, возможно раскрытие новых трещин при локальных подвижках. Озеро имеет значительный объем — 1.94 млн м³, что делает его самым крупным ледниковым озером региона, размеры которого продолжают расти.

Все эти факторы являются показателями высокой потенциальной опасности возникновения прорыва озера и формирования селевого потока разрушительной мощности. Обследование долины выявило участки с очень высокими уклонами и неограниченными запасами рыхлообломочного материала для формирования селя. Размеры промежуточных пологих участков днища и ступеней по долине недостаточны для распластывания паводка и осадения наносов. Уклоны в средней и нижней частях долины позволяют селевому потоку быстро нарастить объемы по пути его движения. Перед выходом на конус выноса, где расположены населенные пункты, поток увеличит свою разрушительную силу за счет возрастания скорости при прохождении узкой приустьевой ступени и большого количества дополнительного рыхлого материала из древних морен.

Результаты геоморфологического обследования долины были подтверждены математическим моделированием. Максимальные глубины при катастрофическом селевом потоке по первому сценарию достигают 10 м, скорости течения — 12 м/с. В наиболее широких частях речной долины глубина потока — до 3 м, скорости течения — до 3 м/с. При моделировании по обоим сценариям (спуск озер Варшезкуль Нижнее и Варшезкуль Верхнее, либо только Нижнего) потоки затапливают конус выноса с глубинами до 3–4 м, скоростями течения до 3 м/с. Время добега сценарных потоков до конуса выноса составляет всего 0.1–0.3 ч. Моделирование показало, что затоплены будут все населенные пункты на конусе выноса (Варшез и Абуали Сино), а также частично дома в пос. Разак и Сардем. Ниже по р. Гунт паводок

затапливает частично дома и автомобильную дорогу на левом берегу реки.

Результаты исследования показывают, что следствием климатических изменений в регионе стало повышение потенциальной опасности в горном бассейне реки Варшездара. Очевидно, что за последние 40 лет в связи со стремительным ростом объема ледникового озера и отступанием ледника Варшез вероятность прорыва и возникновения катастрофического селевого потока, а также его потенциальная мощность значительно увеличились. В связи с этим, строения на конусе выноса долины, построенные в последние десятилетия на ранее безопасных участках, теперь находятся в зоне риска, селезащитная стенка выше пос. Абуали Сино не рассчитана на масштабы огромного прорывного паводка и не окажет на его распространение никакого влияния (скорее всего, будет захоронена под селевыми наносами), существующие мостовые переходы автотрассы Хорог-Ош также не пропустят предполагаемые объемы селя и будут разрушены.

С большой долей вероятности ситуацию можно проецировать на другие высокогорные долины, расположенные на Памире и имеющие деградирующие ледники и ледниковые озера, например, долины рек Шазуддара, Хавраздара, Дузахдара и Кулендара, Патхур и Чапдара, Джизевдара, Пишдара, Чарсемдара, Кофарендара, Шорипдара и другие.

Собранные данные были переданы в государственные структуры и местным органам управления с целью привлечь их внимание к возможным прорывам высокогорных озер и подготовленности населения к опасным природным процессам.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Филиала Агентства Ага Хана по Хабитат в Республике Таджикистан и в рамках государственного задания МГУ им. М.В. Ломоносова по теме I.7 АААА-А16-116032810093-2 “Картографирование, моделирование и оценка риска опасных природных процессов”. Статья подготовлена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 18-05-00520.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bajracharya S.R., Mool P.K., and Shrestha B.R.* Impact of climate change on Himalayan glaciers and glacial lakes: case studies on GLOF and associated hazards in Nepal and Bhutan // International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD), 2007.
2. *Wang X., Siegert F., Zhou A. G., and Franke J.* Glacier and glacial lake changes and their relationship in the context of climate change, Central Tibetan Plateau

- 1972–2010 // *Global and Planetary Change*. 2013. Vol. III. P. 246–257.
3. *Rasul G., Chaudhry Q.Z., Mahmood A., Hyder K.W., and Dahe Q.* Glaciers and glacial lakes under changing climate in Pakistan // *Pakistan Journal of Meteorology*. 2011. Vol. 8. No. 15. P. 1–8.
 4. *Paul F., Kääb A., and Haeblerli W.* Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: Consequences for future monitoring strategies // *Global and Planetary Change*. 2007. Vol. 56. No. 1–2. P. 111–122.
 5. *Soldati M., Corsini A., and Pasuto A.* Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial // *Catena*. 2004. Vol. 55. No. 2. P. 141–161.
 6. *Huggel C., Clague J.J., and Korup O.* Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2012. Vol. 37. No. 1. P. 77–91.
 7. *Aggarwal S., Rai S.C., Thakur P.K., and Emmer A.* Inventory and recently increasing GLOF susceptibility of glacial lakes in Sikkim, Eastern Himalaya // *Geomorphology*. 2017. Vol. 295. P. 39–54.
 8. *Kumar B. and Murugesh Prabhu T.S.* Impacts of climate change: Glacial lake outburst floods (GLOFs) // *Climate Change in Sikkim Patterns, Impacts and Initiatives*. Information and Public Relations Department, Government of Sikkim, Gangtok. 2012.
 9. *Докукин М.Д., Черноморец С.С., Савернюк Е.А., Запорожченко Э.В., Бобов Р., Пирмамадов У.* Барсемская селевая катастрофа на Памире в 2015 году и ее аналоги на Центральном Кавказе // *Геориск*. 2019. Т. 13. № 1. С. 26–36.
 10. EM-DAT | The international disasters database [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://www.emdat.be/> (дата обращения: 31.03.2020).
 11. IPCC, 2019: *Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems* / P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, and J. Malley [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2019/11/SRC-CL-Full-Report-Compiled-191128.pdf> (дата обращения: 25.02.2021).
 12. *Mergili M. and Schneider J.F.* Regional-scale analysis of lake outburst hazards in the southwestern Pamir, Tajikistan, based on remote sensing and GIS // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2011. Vol. II. No. 5. P. 1447–1462.
 13. *Gruber F.E. and Mergili M.* Regional-scale analysis of high-mountain multi-hazard and risk indicators in the Pamir (Tajikistan) with GRASS GIS // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2013. Vol. 13. No. 11. P. 2779–2796.
 14. *Shangguan D., Liu S., Ding Y., Ding L., Xiong L., Cai D., Li G., Lu A., Zhang S., and Zhang Y.* Monitoring the glacier changes in the Muztag Ata and Konggur mountains, east Pamirs, based on Chinese Glacier Inventory and recent satellite imagery // *Annals of Glaciology*. 2006. Vol. 43. P. 79–85.
 15. *Pohl E., Gloaguen R., and Seiler R.* Remote sensing-based assessment of the variability of winter and summer precipitation in the Pamirs and their effects on hydrology and hazards using harmonic time series analysis // *Remote Sensing*. 2015. Vol. 7. No. 8. P. 9727–9752.
 16. *Mergili M., Schneider D., Worni R., and Schneider J.* Glacial lake outburst floods in the Pamir of Tajikistan: challenges in prediction and modelling // *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*. 2011. P. 973–982.
 17. *Komatsu T. and Watanabe T.* Glacier-Related Hazards and Their Assessment in the Tajik Pamir: A Short Review // *Geographical Studies*. 2014. Vol. 88. No. 2. P. 117–131.
 18. *Xenarios S., Gafuro, A., Schmidt-Vogt D., Sehring J., Manandhar S., Hergarten C., Shigaeva J., and Foggin M.* Climate change and adaptation of mountain societies in Central Asia: uncertainties, knowledge gaps, and data constraints // *Regional Environmental Change*. 2019. Vol. 19. No. 5. P. 1339–1352.
 19. *Винниченко С.М., Бахтдавлатов Р.Д., Шафиев Г.В.* Снижение степени риска при катастрофических последствиях геологических процессов на горных сейсмоактивных территориях // Мат-лы междунар. конф. по организации мониторинга за оползнями в Центральной Азии. Ташкент. 2003. С. 58–60.
 20. *Кидяева В.М., Черноморец С.С., Савернюк Е.А., Крыленко И.Н., Докукин М.Д., Висхаджиева К.С., Бобов Р.А., Пирмамадов У.Р., Мародасейнов Ф.О., Раимбеков Ю.Х., Курбонмамадов Д.А.* Моделирование прорывов горных озер и селевых потоков в Горно-Бадахшанской автономной области, Таджикистан // Третьи Виноградовские чтения. Грани гидрологии / Сб. докл. междунар. науч. Конф. памяти выдающегося русского гидролога Юрия Борисовича Виноградова. СПб. 2018. С. 897–902.
 21. *Раимбеков Ю.Х.* Исследование геологических угроз Горного Бадахшана Республика Таджикистан // *Вестник РУДН. Сер. Инженерные исследования*. 2012. № 1. С. 96–100.
 22. *Mergili M., Müller J.P., and Schneider J.F.* Spatio-temporal development of high-mountain lakes in the headwaters of the Amu Darya River (Central Asia) // *Global and Planetary Change*. 2013. Vol. 107. P. 13–24.
 23. *Bolch T., Kulkarni A., Kääb A., Huggel C., Paul F., Cogley J.G., Frey H., Kargel J.S., Fujita K., Scheel M., Bajracharya S., and Stoffel M.* The state and fate of Himalayan glaciers // *Science*. 2012. Vol. 336. No. 6079. P. 310–314.
 24. *Khromova T.E., Osipov G.B., Tsvetkov D.G., Dyurgerov M.B., and Barry R.G.* Changes in glacier extent in the eastern Pamir, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery // *Remote Sensing of Environment*. 2006. Vol. 102. No. 1–2. P. 24–32.
 25. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 14. Средняя Азия. Выпуск 3. Бассейн р. Амударья / Под ред. В.М. Федотовой.* Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 472 с.

26. *Khromova T., Nosenko G., Kutuzov S., Muraviev A., and Chernova L.* Glacier area changes in Northern Eurasia // *Environmental Research Letters*. 2014. Vol. 9. No. 1. P. 015003.
27. *Коновалов В.Г., Вильямс М.В.* Многолетние колебания оледенения и стока рек Центральной Азии в современных климатических условиях // *Метеорология и гидрология*. 2005. № 9. С. 69–83.
28. Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / Ананичева М.Д., Глазовский А.Ф., Десинов Л.В., Казанский А.Б., Китаев Л.М., Коновалов В.Г., Кононов Ю.М., Кренке А.Н., Кузюзов С.С., Лебедева И.М., Мачерет Ю.Я., Михаленко В.Н., Муравьев А.Я., Носенко Г.А., Осипова Г.Б., Попова В.В., Рототаева О.В., Тарасова Л.Н., Турков Д.В., и Хмелевской И.Ф. М.: Институт географии РАН, 2006. 482 с.
29. *Bhambri R., Bolch T., and Chaujar R.K.* Frontal recession of Gangotri Glacier, Garhwal Himalayas, from 1965 to 2006, measured through high-resolution remote sensing data // *Current Science*. 2012. Vol. 102. No. 3. P. 489–494.
30. *Kääb A., Berthier E., Nuth C., Gardelle J., and Arnaud Y.* Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas // *Nature*. 2012. Vol. 488. No. 7412. P. 495–498.
31. *Yde J.C. and Paasche Ø.* Reconstructing climate change: not all glaciers suitable // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. 2010. Vol. 91. No. 21. P. 189–190.
32. *Финаев А.Ф.* Природные условия формирования водных ресурсов // *Доклады АН Респ. Таджикистан*. 2003. Т. 46. № 11–12.
33. *Ниязов Д.Б., Калашикова О.Ю., Мирзохонова С.О.* Влияние климатических изменений на сток реки Гунт (приток реки Пяндж, бассейн реки Амударья, Таджикистан) за период 1940–2016 гг. // *Изв. АН Респ. Таджикистан. Отделение физико-математических, химических, геологических и технических наук*. 2019. № 3. С. 84–91.
34. *Докукин М.Д., Шагин С.И.* Особенности динамики ледниковых озер с подземными каналами стока (анализ разновременной аэрокосмической информации) // *Криосфера Земли*. 2014. Т. 18. № 2. С. 47–56.
35. *Яблоков А.А.* Сели Таджикистана. Душанбе: Мир путешествий, 2009. 15 с.
36. Устойчивость горных озер Центральной Азии. Риски воздействия и принятие мер. Оценочный доклад. Душанбе. 2008. 51 с.
37. *Раимбеков Ю.Х., Мародасейнов Ф.О.* Опасные природные процессы и явления на малых водосборах в бассейне реки Гунт (Горно-Бадахшанская автономная область, республика Таджикистан) // *Геориск*. 2019. № 2. С. 52–62.
38. *Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Aleinikov A.A., Chernomorets S.S., Evans S.G., Kidyayeva V.M., Krylenko I.N., Norin S.V., Shakhmina M.S., and Seynova I.B.* Monitoring of Bashkara glacier lakes (Central Caucasus, Russia) and modelling of their potential outburst // *Natural Hazards*. 2012. Vol. 61. No. 3. P. 1293–1316.
39. *Барышников Н.Б.* Гидравлические сопротивления речных русел. СПб: Изд-во РГГМУ, 2003. 147 с.
40. *Черноморец С.С., Савернюк Е.А., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Кидяева В.М., Рудой А.Н., Висхаджиева К.С., Аршинова М.А., Куровская В.А.* Батиметрическая съемка озер Куленкуль (Дузахдара), Варшезкуль, Патхур (Чапдара), Джизев, Хавраздара и моделирование возможных прорывов. М.: Геофак МГУ, 2018. 278 с.
41. *Somos-Valenzuela M.A., McKinney D.C., Byers A.C., Rounce D.R., Portocarrero C., and Lamsal D.* Assessing downstream flood impacts due to a potential GLOF from Imja Tsho in Nepal // *Hydrology & Earth System Sciences*. 2015. Vol. 19. No. 3. P. 1401–1412.
42. *Shrestha A.B., Eriksson M., Mool P., Ghimire P., Mishra B., and Khanal N.R.* Glacial lake outburst flood risk assessment of Sun Koshi basin, Nepal // *Geomatics, Natural Hazards and Risk*. 2010. Vol. 1. No. 2. P. 157–169.
43. *Huggel C., Haeblerli W., Kääb A., Bieri D., and Richardson S.* An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps // *Can. Geotech. J.* 2004. Vol. 41. P. 1068–1083.
44. *Виноградов Ю.Б.* Метод расчета гидрографа паводка при прорыве подпруженного ледником озера // *Селевые потоки*. 1976. № 1. С. 138–153.
45. *Виноградов Ю.Б.* Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 154 с.

The responds of the Western Pamirs alpine lakes to climate change (Lake Lower Varshedzkul case study, Gorno-Badakhshan Autonomous Region, Tajikistan)

V. M. Kidyayeva^a, I. V. Krylenko^a, S. S. Chernomorets^{a,*}, E. A. Savernyuk^a, V. A. Kurovskaia^a,
Yu. N. Raimbekov^b, R. A. Bobov^c, U. R. Pirmamadov^b, and F. O. Marodaseinov^b

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

^b *Branch of the Aga Khan Agency for Habitat in the Republic of Tajikistan, Dushanbe, Tajikistan*

^c *Aga Khan Development Network, Dushanbe, Tajikistan*

^{*} *E-mail: devdorak@gmail.com*

Glacial degradation of Pamir, growth of alpine lakes area, of stream discharges, frequency and risk of natural disasters are all results of increasing summer temperatures. The influence of climate change on the growth of

the potential risk of outburst floods and debris flows in the Western Pamirs has been proved, using the example of a typical glacial basin of the Varshedzdara River (the Gunt River tributary). Detailed field studies of the basin, including bathymetric and aerial surveys, revealed the instability of the unconsolidated moraine impounding Lake Lower Varshedzkul, the presence of an ice core in it, and the presence of active rock stream, a large amount of material potentially involved in debris flow, in the river valley. Estimated volume of water contained in lakes Lower Varshezkul and Higher Varshezkul are 1.94 million m³ and 3.57 million m³ respectively. The area of glacial lakes in the Varshedzdara river basin has increased 3 times over the past 40 years (from 51.7 tsd m² to 173 tsd m²), and the area of the Varshedz glacier has decreased by 11% (from 7 mln m² to 6.2 mln m²). The maximum volume of a debris flow in the valley was estimated at 5.73 mln m³, the debris flow discharge was 1000 m³/s. If both lakes are to breach simultaneously, an estimated discharge would reach 3.725 mln m³. That includes half of the volume of Higher Varshezkul and the entire volume of Lower Varshezkul lakes. According to the results of mathematical modeling, it was found that the lag time for the stream reaching the settlements is only 0.1 h, the buildings and the highway located on the debris cone will be inundated up to 3–4 meters with flow velocity of 3 m/sec. and destroyed. The results can be interpolated to other glacial basins of the western Pamirs, in which growing glacial lakes are located, and the potential hazard will increase.

Keywords: glacial lakes, hazardous geological processes, bathymetric survey, simulation of the lake outburst, FLO-2D, Branch of the Aga Khan Agency for Habitat in the Republic of Tajikistan, moraine impounding lake

ACKNOWLEDGEMENTS

Study was supported by the Branch of the Aga Khan Agency for Habitat in the Republic of Tajikistan and by Lomonosov Moscow State University (grant I.7 AAAA-A16-116032810093-2 “Mapping, modeling and risk assessment of dangerous natural processes”). This paper was prepared with the support of the Russian Foundation for Basic Research, project No. 18-05-00520.

REFERENCES

1. Bajracharya S.R., Mool P.K., and Shrestha B.R. Impact of climate change on Himalayan glaciers and glacial lakes: case studies on GLOF and associated hazards in Nepal and Bhutan. *International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD)*, 2007.
2. Wang X., Siegert F., Zhou A.G., and Franke J. Glacier and glacial lake changes and their relationship in the context of climate change, Central Tibetan Plateau 1972–2010. *Global and Planetary Change*. 2013. Vol. 111. P. 246–257.
3. Rasul G., Chaudhry Q.Z., Mahmood A., Hyder K.W., and Dahe Q. Glaciers and glacial lakes under changing climate in Pakistan. *Pakistan Journal of Meteorology*. 2011. Vol. 8. No. 15. P. 1–8.
4. Paul F., Kääb A., and Haerberli W. Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: Consequences for future monitoring strategies. *Global and Planetary Change*. 2007. Vol. 56. No. 1–2. P. 111–122.
5. Soldati M., Corsini A., and Pasuto A. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena*. 2004. Vol. 55. No. 2. P. 141–161.
6. Huggel C., Clague J.J., and Korup O. Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surface Processes and Landforms*. 2012. Vol. 37. No. 1. P. 77–91.
7. Aggarwal S., Rai S.C., Thakur P.K., and Emmer A. Inventory and recently increasing GLOF susceptibility of glacial lakes in Sikkim, Eastern Himalaya. *Geomorphology*. 2017. Vol. 295. P. 39–54.
8. Kumar B. and Murugesh Prabhu T.S. Impacts of climate change: Glacial lake outburst floods (GLOFs). *Climate Change in Sikkim Patterns, Impacts and Initiatives*. Information and Public Relations Department, Government of Sikkim, Gangtok, 2012.
9. Dokukin M.D., Chernomorets S.S., Savernyuk E.A., Zaporozhchenko E.V., Bobov R., Pirmamadov U. *Barsemskaya selevaya katastrofa na Pamire v 2015 godu i ee analogi na Tsentral'nom Kavkaze* (Barsem debris flow disaster in the Pamirs in 2015 and its analogues in the Central Caucasus). *Georisk*. 2019. Vol. 13. No. 1. P. 26–36. (in Russ.)
10. EM-DAT | The international disasters database [Electronic data]. Access way: <https://www.emdat.be/> (access date: 31.03.2020).
11. IPCC, 2019: Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems / P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, and J. Malley (Eds.). [Electronic data]. Access way: <https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2019/11/SRC-CL-Full-Report-Compiled-191128.pdf> (access date: 25.02.2021).
12. Mergili M. and Schneider J.F. Regional-scale analysis of lake outburst hazards in the southwestern Pamir, Tajikistan, based on remote sensing and GIS. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2011. Vol. 11. No. 5. P. 1447–1462.
13. Gruber F.E. and Mergili M. Regional-scale analysis of high-mountain multi-hazard and risk indicators in the Pamir (Tajikistan) with GRASS GIS. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2013. Vol. 13. No. 11. P. 2779–2796.
14. Shangguan D., Liu S., Ding Y., Ding L., Xiong L., Cai D., Li G., Lu A., Zhang S., and Zhang Y. Monitoring the glacier changes in the Muztag Ata and Konggur

- mountains, east Pamirs, based on Chinese Glacier Inventory and recent satellite imagery. *Annals of Glaciology*. 2006. Vol. 43. P. 79–85.
15. Pohl E., Gloaguen R., and Seiler R. Remote sensing-based assessment of the variability of winter and summer precipitation in the Pamirs and their effects on hydrology and hazards using harmonic time series analysis. *Remote Sensing*. 2015. Vol. 7. No. 8. P. 9727–9752.
 16. Mergili M., Schneider D., Worni R., and Schneider J. Glacial lake outburst floods in the Pamir of Tajikistan: challenges in prediction and modelling. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*. 2011. P. 973–982.
 17. Komatsu T. and Watanabe T. Glacier-Related Hazards and Their Assessment in the Tajik Pamir: A Short Review. *Geographical Studies*. 2014. Vol. 88. No. 2. P. 117–131.
 18. Xenarios S., Gafuro, A., Schmidt-Vogt D., Sehring J., Manandhar S., Hergarten C., Shigaeva J., and Foggin M. Climate change and adaptation of mountain societies in Central Asia: uncertainties, knowledge gaps, and data constraints. *Regional Environmental Change*. 2019. Vol. 19. No. 5. P. 1339–1352.
 19. Vinnichenko S.M., Bakhtdavlatov R.D., Shafiev G.V. *Snizhenie stepeni riska pri katastroficheskikh posledstviyakh geologicheskikh protsessov na gornyykh seismoaktivnykh territoriyakh. Materialy mezhdunarodnoi konferentsii po organizatsii monitoringa za opolznyami v tsentral'noi Azii* (Risk reduction during catastrophic consequences of geological processes in mountainous seismically active territories. In: Materials of Intern. conf. on the organization of monitoring for landslides in Central Asia). Tashkent. 2003. P. 58–60. (in Russ.)
 20. Kidyayeva V.M., Chernomorets S.S., Savernyuk E.A., Krylenko I.N., Dokukin M.D., Viskhadzhiyeva K.S., Bobov R.A., Pirmamadov U.R., Marodaseinov F.O., Raimbekov Yu.Kh., Kurbonmamadov D.A. *Modelirovaniye proryvov gornyykh ozer i selevykh potokov v Gorno-Badakhshanskoj avtonomnoj oblasti, Tadjikistan* (Modelling of mountain lakes outbursts and debris flows in the Gorno-Badakhshan autonomous region, Tajikistan). *Tret'i Vinogradovskie chteniya. Grani gidrologii. Sbornik dokladov mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii pamyati vydayushchegosya russkogo gidrologa Yu.B. Vinogradova* (Third Vinogradov Readings. Facets of hydrology. In: Coll. report international scientific. Conf. in memory of the outstanding Russian hydrologist Yu.B. Vinogradov). Sankt-Peterburg. 2018. P. 897–902. (in Russ.)
 21. Raimbekov Y.Kh. *Issledovanie geologicheskikh ugroz Gornogo Badakhshana Respublika Tadjikistan* (The study of geological hazard in Gorno-Badakhshan of Republic of Tajikistan). *Vestnik RUDN Ser. Inzhenernyye issledovaniya* (RUDN journal of engineering researches). 2012. No. 1. P. 96–100. (in Russ.)
 22. Mergili M., Müller J.P., and Schneider J.F. Spatio-temporal development of high-mountain lakes in the headwaters of the Amu Darya River (Central Asia). *Global and Planetary Change*. 2013. Vol. 107. P. 13–24.
 23. Bolch T., Kulkarni A., Kääh A., Huggel C., Paul F., Cogley J.G., Frey H., Kargel J.S., Fujita K., Scheel M., Bajracharya S., and Stoffel M. The state and fate of Himalayan glaciers. *Science*. 2012. Vol. 336. No. 6079. P. 310–314.
 24. Khromova T.E., Osipov G.B., Tsvetkov D.G., Dyurgerov M.B., and Barry R.G. Changes in glacier extent in the eastern Pamir, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery. *Remote Sensing of Environment*. 2006. Vol. 102. No. 1–2. P. 24–32.
 25. *Resursy poverkhnostnykh vod SSSR. Tom 14. Srednyaya Aziya. Vypusk 3. Bassein r. Amudar'i*, (Surface water resources of the USSR Vol. 14. Central Asia. Issue 3. The basin of the river Amu Darya). V.M. Fedotova (Ed.). L.: Gidrometeoizdat (Publ.), 1971. 472 p. (in Russ.)
 26. Khromova T., Nosenko G., Kutuzov S., Muraviev A., and Chernova L. Glacier area changes in Northern Eurasia. *Environmental Research Letters*. 2014. Vol. 9. No. 1. P. 015003.
 27. Konovalov V.G. and Vil'yams M.V. *Mnogoletnie kolebaniya oledneniya i stoka rek Tsentral'noi Azii v sovremennykh klimaticheskikh usloviyakh* (Long-term fluctuations of glaciation and runoff of Central Asian rivers in modern climatic conditions). *Meteorologiya i gidrologiya*. 2005. No. 9. P. 69–83. (in Russ.)
 28. *Olednenie Severnoi i Tsentral'noi Evrazii v sovremennuyu epokhu* (The glaciation of Northern and Central Eurasia in the modern era) / Ananicheva M.D., Glazovskij A.F., Desinov L.V., Kazanskij A.B., Kitayev L.M., Konovalov V.G., Kononov Yu.M., Krenke A.N., Kutuzov S.S., Lebedeva I.M., Macheret Y.Ya., Mihalenko V.N., Murav'ev A.Ya., Nosenko G.A., Osipova G.B., Popova V.V., Rototaeva O.V., Tarasova L.N., Turkov D.V., and Hmelevskoj I.F. (Eds.). Moscow: IG RAS (Publ.), 2006. 482 p. (in Russ.)
 29. Bhambri R., Bolch T., and Chaujar R.K. Frontal recession of Gangotri Glacier, Garhwal Himalayas, from 1965 to 2006, measured through high-resolution remote sensing data. *Current Science*. 2012. Vol. 102. No. 3. P. 489–494.
 30. Kääh A., Berthier E., Nuth C., Gardelle J., and Arnaud Y. Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas. *Nature*. 2012. Vol. 488. No. 7412. P. 495–498.
 31. Yde J.C. and Paasche Ø. Reconstructing climate change: not all glaciers suitable. *Eos, Transactions American Geophysical Union*. 2010. Vol. 91. No. 21. P. 189–190.
 32. Finaev A.F. *Prirodnye usloviya formirovaniya vodnykh resursov* (Natural conditions for the formation of water resources). *Doklady Akademii Nauk Respubliki Tadjikistan* (Reports of the AS of the republic of Tajikistan). 2003. Vol. 46. No. 11–12. (in Russ.)
 33. Niyazov D.B., Kalashnikova O.Yu., and Mirzokhonova S.O. *Vliyanie klimaticheskikh izmenenii na stok reki Gunt (pritok reki Pyandzh, bassein reki Amudar'ya, Tadjikistan) za period 1940–2016 gg* (The impact of climate change on the flow of the Gunt River (a tributary of the Pyanj River, the Amudarya River Basin, Tajikistan) for the period 1940–2016). *Izvestiya Akademii nauk Respubliki Tadjikistan. Otdelenie fiziko-matematicheskikh, khimicheskikh, geologicheskikh i tekhnicheskikh nauk* (News of the Academy of Sciences of the Republic of Tajikistan. Department of Physics and Mathematics, Chemical, Geological and Technical Sciences). 2019. No. 3. P. 84–91. (in Russ.)

34. Dokukin M.D. and Shagin S.I. *Osobennosti dinamiki lednikovyykh ozer s podzemnymi kanalami stoka (analiz raznovremennoi aerokosmicheskoi informatsii)* (Features of dynamics of glacial lakes with underground drain channels (analysis of multi-temporal aerospace information)). *Kriosfera Zemli*. 2014. Vol. 18. No. 2. P. 47–56. (in Russ.)
35. Yablokov A.A. *Seli Tadzhikistana* (Debris flow in the Republic of Tajikistan). Dushanbe: Mir puteshestvii (Publ.), 2009. 15 p. (in Russ.)
36. *Ustoichivost' gornyykh ozer Tsentral'noi Azii. Riski vozdeistviya i prinyatie mer. Otsenochnyi doklad.* (Sustainability of mountain lakes in Central Asia. Risks of exposure and action. Estimative report). Dushanbe. 2008. 51 p. (in Russ.)
37. Raimbekov Yu.Kh. and Marodaseinov F.O. *Opasnye prirodnye protsessy i yavleniya na malyykh vodosborakh v basseine reki Gunt (Gorno-Badakhshanskaya avtonomnaya oblast', respublika Tadzhikistan)* (Hazardous natural processes and phenomena at small catchments in the Gunt river basin (Gorno-Badakhshan Autonomous Region, Republic of Tajikistan)). *Georisk*. 2019. No 2. P. 52–62. (in Russ.)
38. Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Aleinikov A.A., Chernomorets S.S., Evans S.G., Kidyayeva V.M., Krylenko I.N., Norin S.V., Shakhmina M.S., and Seynova I.B. Monitoring of Bashkara glacier lakes (Central Caucasus, Russia) and modelling of their potential outburst. *Natural Hazards*. 2012. Vol. 61. No. 3. P. 1293–1316.
39. Baryshnikov N.B. *Gidravlicheskie soprotivleniya rechnyykh rusel* (Hydraulic resistance of river channels). SPb: Izd-vo RGGMU (Publ.), 2003. 147 p. (in Russ.)
40. Chernomorets S.S., Savernyuk E.A., Krylenko I.V., Krylenko I.N., Kidyayeva V.M., Rudoi A.N., Viskhadzhieva K.S., Arshinova M.A., and Kurovskaya V.A. *Batimetricheskaya s'emka ozer Kulenkul' (Duzakh dara), Varshedzkul', Patkhur (Chap dara), Dzhizev, Khavrazdara i modelirovanie vozmozhnykh proryvov* (Bathymetric survey of lakes Qulenkul (Duzakh dara), Varshedzkul, Patkhur (Chap dara), Jizev, Khavrazdara and modelling of potential outbursts). Moscow: MGU (Publ.), 2018. 278 p. (in Russ.)
41. Somos-Valenzuela M.A., McKinney D.C., Byers A.C., Rounce D.R., Portocarrero C., and Lamsal D. Assessing downstream flood impacts due to a potential GLOF from Imja Tsho in Nepal. *Hydrology & Earth System Sciences*. 2015. Vol. 19. No. 3. P. 1401–1412.
42. Shrestha A.B., Eriksson M., Mool P., Ghimire P., Mishra B., and Khanal N.R. Glacial lake outburst flood risk assessment of Sun Koshi basin, Nepal. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*. 2010. Vol. 1. No. 2. P. 157–169.
43. Huggel C., Haeblerli W., Kääh A., Bieri D., and Richardson S. An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. *Can. Geotech. J.* 2004. Vol. 41. P. 1068–1083.
44. Vinogradov Yu.B. *Metod rascheta gidrografa pavodka pri proryve podpruzhennogo lednikom ozera* (The method of calculating the hydrograph of the flood during a glacier-loaded lake outburst). *Selevye potoki*. 1976. No 1. P. 138–153. (in Russ.)
45. Vinogradov Yu.B. *Glyatsial'nye proryvnye pavodki i selevye potoki* (Glacial outburst floods and debris flows). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1977. 154 p. (in Russ.)

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ р. МОКШИ В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

© 2021 г. Е. Ю. Матлахова^{1,2,*}, В. Ю. Украинцев^{2,3}, А. В. Панин^{2,3}

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

² *Институт водных проблем РАН, Москва, Россия*

³ *Институт географии РАН, Москва, Россия*

*E-mail: matlakhova_k@mail.ru

Поступила в редакцию 08.12.2020 г.

После доработки 28.01.2021 г.

Принята к публикации 09.04.2021 г.

Для реконструкции позднеплейстоценовой истории развития долины р. Мокши было проведено геоморфологическое изучение ключевого участка долины в нижнем течении реки (от впадения р. Цны до устья), выделены возрастные генерации поймы, проведено бурение в пределах палеорусел, методами радиоуглеродного (AMS) датирования установлен возраст различных аллювиальных толщ, слагающих дно долины. Анализ полученных данных позволил реконструировать основные этапы развития долины р. Мокши в конце позднего плейстоцена. В промежутке между 40 и 30 тыс. л. н. происходило врезание реки глубже современного уровня, обусловленное ростом водности, связанным с климатическими изменениями. Далее врезание сменилось заполнением долины, вызванным иссушением климата и падением величин стока, которое было наиболее сильным во время последнего ледникового максимума (LGM, 23–20 тыс. л. н.). Трансформации продольного профиля реки путем направленной аккумуляции способствовало значительное поступление наносов с водосбора в условиях разреженной растительности и криогенной активизации склоновых процессов. В позднеледниковье, начиная с 18,5 тыс. л. н., снова произошло значительное повышение водности, русло реки стало формировать крупные меандры – макроизлучины, миграция которых привела к разработке современного широкого дна долины. Для голоцена было характерно понижение водности, уменьшение параметров русла и сужение пояса меандрирования реки. Значительной аккумуляции в русле не происходило вследствие снижения поступления наносов за счет бассейновой эрозии в ландшафтно-климатической обстановке межледниковья.

Ключевые слова: позднеледниковье, большие палеорусла (макроизлучины), палеогеография плейстоцена, история развития речных долин, флювиальная геоморфология

DOI: 10.31857/S043542812103007X

ВВЕДЕНИЕ

В долинах рек Восточно-Европейской равнины широкое распространение имеют большие палеорусла (макроизлучины), расположенные на поймах и низких террасах [1–4]. Параметры макроизлучин в разы превышают характеристики современных рек и являются свидетельствами мощного речного стока, обычно датируемого на данной территории позднеледниковьем [5, 6]. Долина р. Мокши в этом отношении не является исключением. Вероятно, нижнее течение Мокши – от впадения р. Цны и до устья – наилучший с геоморфологической точки зрения участок для изучения макроизлучин во всем бассейне Оки: здесь хорошо сохранилось большое количество палеорусел, среди которых по размеру можно выделить две генерации – большие, по параметрам в

несколько раз превышающие современное русло, и малые, соответствующие его современным размерам. Датирование отложений, слагающих днище долины, а также заполняющих палеорусла, позволило реконструировать историю развития долины р. Мокши в позднем плейстоцене, а также оценить изменения водности реки в этот период.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Исследуемая территория располагается на тектонически стабильной древней Русской платформе. Формирование речной долины происходило в пределах четвертичного чехла, сложенного осадками различного генезиса: ледникового, водно-

Таблица 1. Датировки аллювия из заполнения долины р. Мокши

Лабораторный номер	Скважина	Глубина, м	¹⁴ C-дата*, тыс. л. н.	Кал. дата, тыс. л. н.
IGAN-7719	Мк-19-03	3.20–3.30	15075 ± 40	18460 ± 130
IGAN-7720	Мк-19-03	5.20–5.30	15410 ± 40	18740 ± 50
IGAN-7723	Мк-19-03	8.35–8.40	19320 ± 55	23280 ± 190
IGAN-7728	Мк-19-03	15.50–15.60	31630 ± 120	35980 ± 170
IGAN-7721	Мк-19-06	5.40–5.45	27950 ± 90	31860 ± 160
IGAN-7724	Мк-19-06	10.60–10.70	26690 ± 80	30980 ± 70
IGAN-7729	Мк-19-06	18.00–18.10	26660 ± 80	30970 ± 80
IGAN-7727	Мк-19-11	14.40–14.45	32320 ± 135	36630 ± 180

Примечание. * – все датировки сделаны по общему углероду (ТОС).

ледникового, озерно-ледникового, аллювиально-го и склонового. Ледниковые отложения представлены суглинками с галькой, гравием и валунами; водно- и озерно-ледниковые – песками, иногда с гравием и галькой, а также супесями, суглинками и глинами разной мощности. Аллювий – песками, часто с гравием и галькой, а также супесями, суглинками или глинами, нередко в виде прослоев или линз; склоновые отложения – преимущественно суглинками [7–9].

Под четвертичным чехлом залегают осадки различной литологии неогенового, мелового, юрского и каменноугольного возраста. Неогеновые отложения сохранились в основном в пределах междуречий и представлены преимущественно аллювиальными и озерными песками, алевритами и глинами. Меловые – морскими песками, алевритами, глинами и песчаниками, в отдельных случаях песками или песчаниками с фосфоритами; юрские – в основном глинами и песками, реже – песчаниками или алевритами, иногда встречаются конкреции фосфоритов или сидеритов. Морские отложения верхнего и среднего карбона – это известняки, доломиты, мергели и глины, реже встречаются прослои песчаников, песков или алевритов [9, 10].

Долина Мокши на рассматриваемом участке врезается в породы юры, и аллювий подстилают келловейские глины, алевриты и пески, реже – песчаники с конкрециями сидеритов и фосфоритов [10].

В геоморфологическом отношении исследуемая территория находится в пределах Окско-Донской низменности, перекрывавшейся в раннем неоплейстоцене донским ледником; более поздние оледенения территорию не затрагивали. Для региона в целом характерен равнинный террасированный задрово-аллювиальный рельеф на погребенной аллювиально-морской равнине неогенового возраста. Аккумулятивных ледниковых форм рельефа на междуречьях не сохранилось, а эрозионная сеть отличается большой гу-

стотой и имеет древовидный в плане рисунок. Очертания форм рельефа обычно сглажены, что объясняется преобладанием песков и суглинков как среди четвертичных отложений, так и среди подстилающих их коренных пород. По данным геологической съемки, в долине Мокши выделяется до четырех надпойменных террас [8].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые работы в долине р. Мокши включали механическое бурение с помощью установки “Pride Mount 80” на шасси УАЗ 3310 усовершенствованным шнековым способом для изучения геологического строения палеорусел (12 скважин глубиной от 11.5 до 22.5 м, обычно 17.5–18.5 м), отбор образцов на радиоуглеродное датирование и гранулометрический анализ, геоморфологическое обследование и картографирование территории.

В Лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН (Москва) по образцам органики было выполнено радиоуглеродное масс-спектрометрическое (¹⁴C AMS) датирование. Полученные даты были калиброваны (приведены к астрономической шкале времени) с помощью онлайн версии программы OxCal 4.4 [11] на основе калибровочной кривой IntCal20 [12] (табл. 1).

На изученный участок долины р. Мокши составлена геоморфологическая карта поймы (рис. 1), отражающая расположение ее массивов различной морфологии и палеорусел с разными параметрами, а также положение скважин. Литологические колонки скважин представлены на рис. 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфология долины р. Мокши в нижнем течении. На рассматриваемом участке долины выражены два уровня надпойменных террас и обширная пойма. Высота поймы над современным межженным урезом реки – от 1 до 6 м, первой

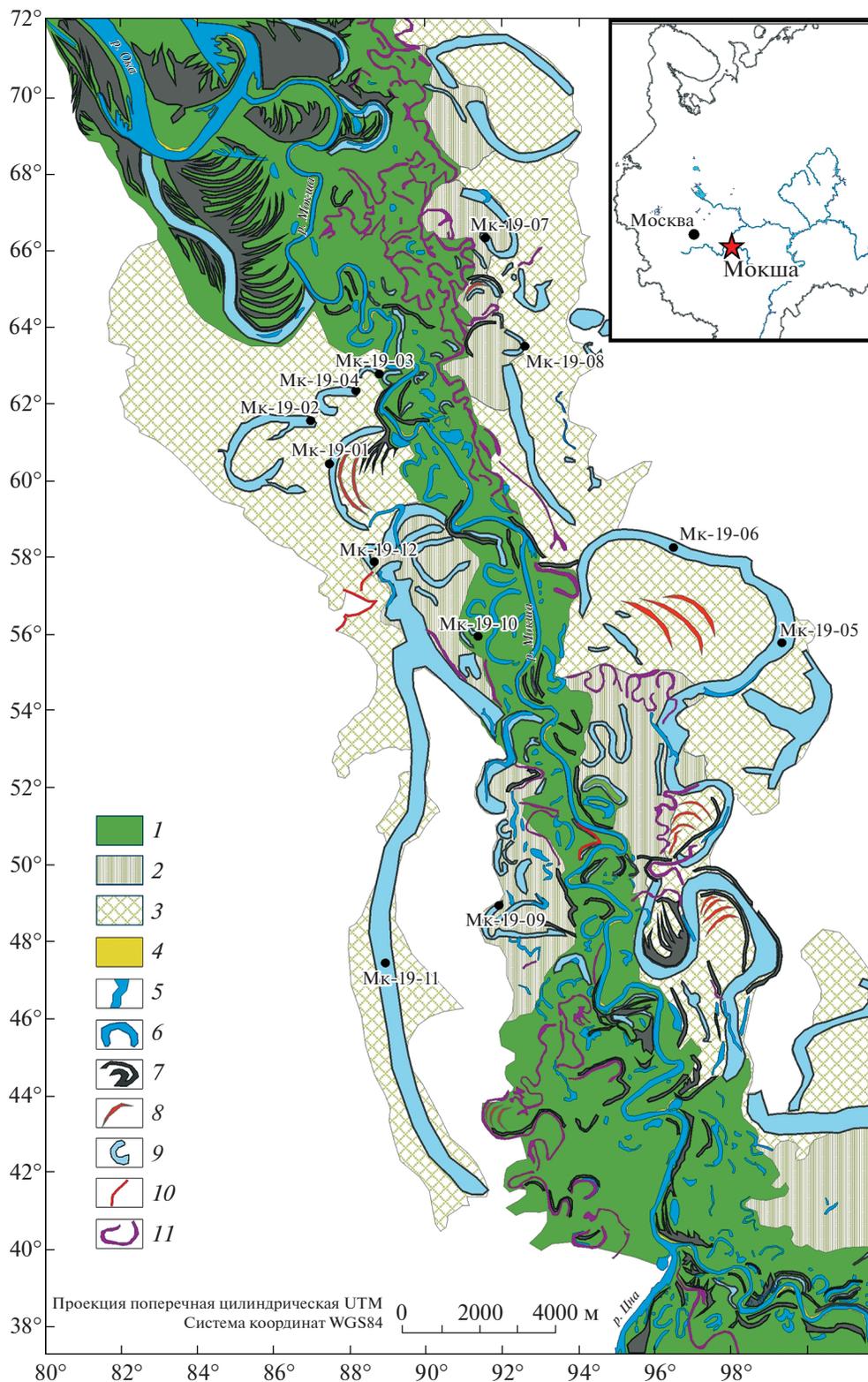


Рис. 1. Геоморфологическая карта ключевого участка поймы р. Мокши.

Морфологические комплексы рельефа. Пойма: 1 – позднеголоценовая сегментно-гривистая с хорошо сохранившимся первичным рельефом, 2 – раннеголоценовая сегментно-гривистая, 3 – позднеплейстоценовая со слабо сохранившимся первичным рельефом; формы рельефа: 4 – прирусловые отмели, 5 – русло реки, 6 – старицы, 7 – прирусловые валы, 8 – гривы, 9 – палеорусла, 10 – эрозионные уступы, 11 – русла пойменных проток.

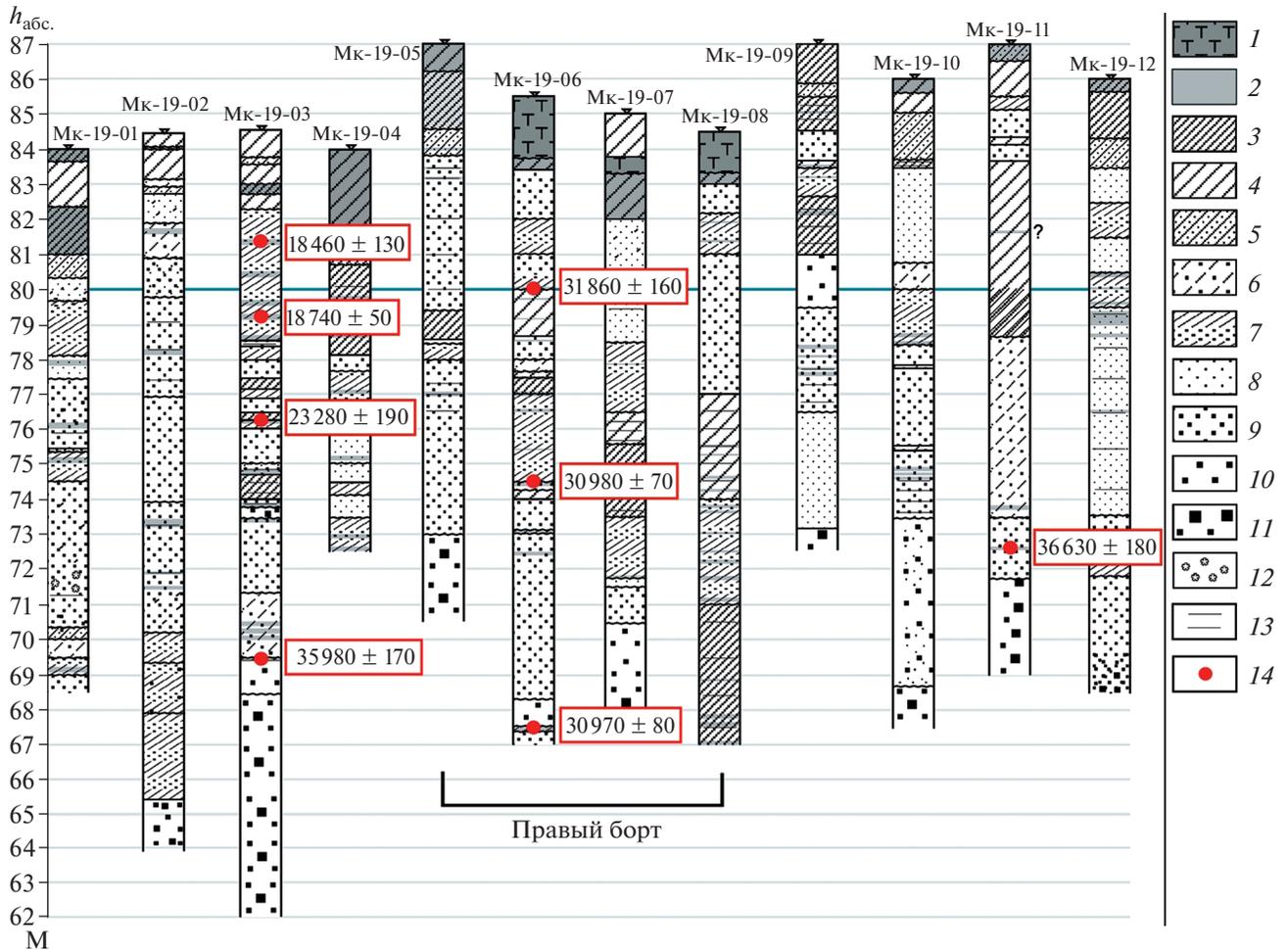


Рис. 2. Литологические колонки скважин в долине р. Мокши.

1 – торф; 2 – оторфованность, прослой, богатые органикой; суглинок: 3 – тяжелый, 4 – средний, легкий, 5 – опесчаненный; 6 – песок заиленный, супесь; 7 – переслаивание песка и суглинка; песок: 8 – тонкий, 9 – мелкий-средний, 10 – средний-крупный, 11 – крупный-грубый, с включениями гравия и гальки; 12 – крупные карбонатные конкреции; 13 – прослой песка в суглинке, суглинка в песке; 14 – радиоуглеродные даты (калиброванные).

надпойменной террасы – 9–11 м, второй – 18–22 м. Ширина долины по бровкам на рассматриваемом участке составляет в среднем 14–16 км, местами – 20–22 км и более. Из них большую часть занимает пойма, достигающая в ширину 12–14 км.

Пойма реки преимущественно сегментно-гривистая, осложнена многочисленными палеорулами разных размеров. Судя по характеру поверхности (ярко выраженный гривистый рельеф в шпорах современных излучин, прирусловые отмели на выпуклых берегах, затоны, большое количество стариц и т.д.), пойма была создана в ходе меандрирования реки, которое активно продолжается и сейчас, хотя параметры излучин с течением времени значительно менялись. Среди палеорусл по размеру отчетливо выделяются две генерации – большие палеорула (макромеандры), по своим размерам (ширина, шаг излучины) в несколько раз превышающие параметры совре-

менного русла, и малые палеорула, по размерам сопоставимые с современной рекой (рис. 1).

Ширина современного русла Мокши составляет на рассматриваемом участке в среднем от 100 до 150 м, на отдельных участках может быть несколько шире или уже. Шаг современных излучин от 300–400 до 600–700 м. Малые палеорула-староречья на пойме имеют примерно такие же параметры. Большие же палеорула имеют ширину до 250–300 м, шаг излучин – около 1500–2000 м.

Геологическое строение палеорусл р. Мокши в нижнем течении. Заполнение палеорусл в долине Мокши представлено чередованием песков и суглинков, подстилаемых русловым аллювием, представленным хорошо отмытыми песками, обычно средне- или крупнозернистыми (рис. 2). Как правило, под этими песками руслового облика идет снова чередование суглинков и песков или супесей, и только потом – хорошо отмытый

крупнозернистый русловой аллювий. По-видимому, эти отложения представляют собой разные возрастные генерации аллювия (либо наследование одного палеоруслла другим, либо просто наложение на более древние аллювиальные фации).

Визуальная интерпретация строения скважин может затрудняться также песчаным характером подстилающих дочетвертичных отложений, не всегда четко отличимых от аллювия [10], т.е. переход к подстилающим морским осадкам в некоторых случаях может быть не очевиден.

В связи с вышесказанным была выработана следующая стратегия датирования, позволяющая получить материал для достоверной хроностратиграфической интерпретации разрезов в рамках имеющихся ресурсов. Вместо анализа единичных образцов в каждой скважине было решено продатировать по всей глубине две скважины — одну в крупном палеорусле (макроизлучине) (скв. Мк-19-06), другую — в малом (скв. Мк-19-03). Предполагалось, что результаты позволят определить, до какой глубины нижняя часть разрезов представлена относительно древним заполнением долины и какой мощности слой песчаного аллювия отвечает миграции меандрирующих палеорусел, выражающихся в рельефе поймы. Кроме того, был продатирован образец из скв. Мк-19-11 в крупной ложбине, тянущейся по поверхности левобережной низкой террасы параллельно пойменному комплексу Мокши.

Геохронология аллювия заполнения долины р. Мокши в нижнем течении. Скважина Мк-19-03 расположена в пределах малого палеоруслла (рис. 1), отвечающего современным параметрам реки. Однако, судя по всему, заполнение этого малого палеоруслла мощностью менее 3 м продатировано не было (в верхней части разреза подходящего органического материала не обнаружено); до глубины 2.3 м заполнение представлено преимущественно сулинными отложениями, ниже — переслаиванием песка и суглинка.

Отложения с глубины 3.2–3.3 м имеют позднеледниковый возраст — 18460 ± 130 тыс. л. н. (здесь и далее в тексте приводятся калиброванные даты; радиоуглеродные — см. в табл. 1), с глубины 5.2–5.3 м — 18740 ± 50 тыс. л. н. (рис. 2) и относятся к предшествующей стадии развития долины. Обе эти даты выполнены по общей органике; датированная толща (до глубины 5.9 м) представляет собой хорошо отмытый мелкозернистый песок с прослоями суглинка.

Ниже 5.9 м идут преимущественно хорошо отмытые среднезернистые пески с прослоями суглинка, глубже 10.5 м песок становится крупнозернистым, количество глинистых прослоев сильно уменьшается. На глубинах 8.4 и 15.5 м возраст аллювия составляет 23280 ± 190 и 35980 ± 170 тыс. л. н. соответственно.

Скв. Мк-19-06 расположена в пределах большого палеоруслла (макроизлучины) на правобережье Мокши. Верхние 1.7 м вскрытых отложений представлены торфом, далее до глубины 5.1 м следует заполнение палеоруслла: пески средне- и мелко-среднезернистые с прослоями суглинка. Однако собственно заполнение большого палеоруслла, по всей видимости, продатировано не было из-за отсутствия в верхних 5 м органического материала (за исключением торфа в самой верхней части, явно более позднего по отношению ко времени функционирования макроизлучины).

Ниже 5.1 м начинается следующая аллювиальная пачка, представленная суглинками с прослоями песка, реже супесью; вниз по разрезу мощность песчаных прослоев увеличивается и ниже 11 м преобладают мелкозернистые пески, крупность которых постепенно возрастает до песка среднезернистого и даже средне-крупнозернистого на глубине около 17 м. Были продатированы отложения с глубин: 5.4, 10.6 и 18 м. Все они показали близкие даты: 31860 ± 160 , 30980 ± 70 и 30970 ± 80 тыс. л. н. соответственно.

Судя по морфологии долины на изученном участке, скв. Мк-19-11 расположена либо в пределах палеоруслла Мокши, с двух сторон ограниченного фрагментами надпойменных террас, либо, что более вероятно, в пределах древней долины левого притока Мокши — р. Цны, в настоящее время впадающей в Мокшу выше по течению. В пользу второй интерпретации говорит значительная ширина ложбины, заметно превышающая параметры макроизлучин Мокши, и ее прямолинейные очертания, не характерные для активно меандрировавшей во все времена Мокши.

Пробуренная в днище этой палеодолины скважина вскрыла следующее строение. С поверхности до глубины 3.3 м идет переслаивание супесей, суглинка и мелкозернистого песка. С 3.3 м до 8.3 м залегает мощный слой суглинка среднего, вниз по разрезу до тяжелого; с 8.3 м начинается песок мелкозернистый, с 13.5 м — среднезернистый, с 15.2 м — крупно-грубозернистый с включениями дресвы (базальная фация аллювия?). Отложения на глубине 14.4 м имеют возраст 36630 ± 180 тыс. л. н. С глубины 17 м и до забоя скважины (18 м) вскрыт суглинок с песком, дресвой и щебнем крупным, по всей видимости, представляющий собой подстилающие аллювий коренные породы.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные по строению и возрасту аллювиальных толщ, слагающих днище долины р. Мокши на изученном участке, позволяют провести следующие обобщения.

Аллювиальные отложения возраста 30–35 (40) тыс. л. н. (конец МИС 3) встречены на глубинах от 5.5 до 18 м во всех трех датированных скважинах, что позволяет предположить, что в этот период река врезалась до глубины более 10–12 м ниже современного уреза; ближе к концу этой эпохи (30 тыс. л. н. и позднее) началось постепенное заполнение долины, продолжавшееся в МИС 2 и захватившее время последнего ледникового максимума LGM (23–20 тыс. л. н.). Отложения возраста около 23–23.5 тыс. л. н. из скв. Мк–19–03 (с глубины 8.4 м) отвечают как раз времени заполнения долины. Во время LGM, как показывают данные по другим долинам рек центра Восточно-Европейской равнины [13 и др.], происходила интенсивная аккумуляция материала, на речных террасах формировались эоловые покровы и шлейфы. Однако в долине Мокши таких покровов пока обнаружено не было.

Следующая группа дат в скв. Мк-19-03 относится ко времени позднего плейстоцена 19–18 тыс. л. н. Датированные отложения, очевидно, относятся к вееру блуждания макроизлучин (рис. 1), верхняя часть которого в дальнейшем была переработана руслом реки в голоцене (с чем и связано наличие малого палеорула поверх этих отложений).

Схожие данные о циклах врезания – аккумуляции в валдайское время были получены по долине р. Оки. Здесь по данным [14] в молодого-шекснинское время (МИС 3) происходило переуглубление долины Оки, и сформировалось проточное озеро (в этом отличие от долины Мокши, где озерного водоема не было). Об этом свидетельствует повсеместное распространение в долине р. Оки под аллювием позднего валдая – голоцена суглинистых озерных отложений, которые, по данным радиоуглеродного датирования, имеют молодого-шекснинский возраст [14] (ранее [15–17] предполагалось, что их возраст более древний). Затем в осташковское время (МИС 2) происходило заполнение долины, сменившееся новым врезанием, хоть и менее глубоким, чем в МИС 3 [14]. Аналогично в долине р. Мокши врезание после последнего ледникового максимума было не столь глубоким, как в конце МИС 3 около 30–35(40) тыс. л. н.

Наличие макроизлучин в долинах рек умеренного климатического пояса является ярким палеогидрологическим феноменом, в последние полстолетия активно изучающимся во всем мире [6, 18–22 и др.]. Согласно имеющимся представлениям, формирование макроизлучин происходило в областях распространения многолетней мерзлоты в перигляциальной зоне последней оледенения и было обусловлено экстремально высокими (по сравнению с современными) значениями стока во время половодий. Размеры

позднеплейстоценовых русел в несколько раз превышали современные параметры, что объясняется особенностями гидрологического режима рек того времени. Считается, что сток был крайне неравномерным в течение года. Преобладание зимних осадков определяло высокое весеннее половодье, а многолетняя мерзлота препятствовала фильтрации воды и способствовала увеличению поверхностного стока. Формировались большие русла рек, размеры которых соответствовали максимальным расходам периода половодья [21].

Таким образом, большие палеорула р. Мокши имеют поздневалдайский возраст и отражают период высокой водности, выделяемый во многих регионах Восточно-Европейской равнины в позднеледниковье [5]. Малые же палеорула, по своим параметрам отвечающие размерам современного русла, формировались в голоцене и накладывались на ранее созданный рельеф поймы (в том числе на более древние макроизлучины).

История развития долины р. Мокши в позднем плейстоцене. Полученные данные позволили заполнить следующие реконструкции.

Между 40 и 30 тыс. л. н. происходило врезание реки глубже современного уровня, о чем свидетельствуют датировки аллювия из заполнения речной долины. Тектоническая обстановка в регионе в рассматриваемый промежуток времени была стабильной, что позволяет связывать врезание рек чисто с климатическими изменениями, приводящими к увеличению водности.

Затем врезание сменилось заполнением долины, вызванным падением водности и иссушением климата, максимум которого приходился на период последнего ледникового максимума (23–20 тыс. л. н.). Проведенные ранее исследования в долинах рек центра Восточно-Европейской равнины [13 и др.] показывают, что в долинах региона в это время активно развивались эоловые процессы, на речных террасах формировались эоловые покровы и шлейфы.

Начиная со времени около 18.5 тыс. л. н. снова произошло значительное увеличение водности, приведшее к формированию макроизлучин, работавших широкое днище долины. Следы больших палеорусел сохранились в рельефе речной долины на рассматриваемом участке. Подобные макроизлучины широко распространены на поймах и низких террасах речных долин Восточно-Европейской равнины [1–4] и датируются в ее пределах позднеледниковьем [5, 6]. Данные, это подтверждающие, были получены нами и для долины р. Мокши.

Для голоцена были характерны понижение водности, уменьшение параметров русла (ширина, шаг излучины) и сужение пояса меандрирования реки. Несмотря на это, в настоящее время река продолжает активно меандрировать, о чем

свидетельствуют ярко выраженный гравистый рельеф в шпорах современных излучин, прирусловые отмели на выпуклых берегах, большое количество стариц на пойме.

По своему строению долина Мокши является типичной для бассейнов Оки и средней Волги, составляющих существенную часть водосборного бассейна Каспийского моря. Фиксируемые в рельефе долины крупномасштабные палеогидрологические изменения означают, что во второй половине позднего плейстоцена значительно менялся и приток речных вод в Каспий. Это имеет большое значение для понимания дискутируемых в литературе климатических механизмов формирования его регрессивно-трансгрессивных ритмов [23, 24]. Установленные в настоящей работе этапы развития долины хорошо соответствуют последним геохронологическим данным по динамике уровня Каспийского моря.

Углубление долины Мокши около 40–30 тыс. л. н. (конец МИС 3), обусловленное увеличением роста стока воды, соответствует установленной в буровых скважинах на шельфе Северного Каспия наиболее ранней фазе раннехвалынской трансгрессии с датами по ^{14}C 37–33 тыс. л. н. (кал.) [25], последовавшей за длительной ательской регрессией, продолжавшейся в течение МИС 4 и первой половины МИС 3 [26]. Ранее глубокий врез в конце МИС 3 был установлен и в бассейне среднего Днепра [27]. Последующая направленная аккумуляция в долине Мокши в первую половину МИС 2, включая последний ледниковый максимум LGM, говорящая о маловодности в эпоху внутривалынского снижения уровня Каспия. На шельфе оно идентифицировано по песчаному слою с датами по ^{14}C в интервале от 30 до 23 тыс. л. н. (кал.) [25, 26], в Прикаспии — по накоплению лессов, датированных оптико-люминесцентным (ОСЛ) методом в интервале 32–19 тыс. л. н. [28]. Накопление шоколадных глин — общепринятого литологостратиграфического индикатора раннехвалынской трансгрессии — датировано по ОСЛ периодом 17–13 тыс. л. н. [28], что хорошо соответствует установленному ранее интервалу встречаемости больших палеорусел в центре Русской равнины — 18–13 тыс. л. н. [4, 6, 27, 29–31]. В долине Мокши их формирование началось даже несколько ранее — около 18.5 тыс. л. н.

ВЫВОДЫ

Полученные результаты позволили сделать следующие выводы.

- В конце позднего плейстоцена в долине р. Мокши происходило чередование этапов высокой и низкой водности, приводившее к смене периодов врезания и аккумуляции в долине.

- Повышенная водность была характерна для периодов 40–30 тыс. л. н. и 18.5–12 тыс. л. н. От второго из этих этапов (позднеледникового) в рельефе высокой поймы сохранились крупные палеоруслу-макроизлучины, доказывающие факт значительного роста расходов воды относительно голоценовых и современных.

- Пониженная водность была характерна для эпохи ~30–18.5 тыс. л. н., разделявшей два этих периода высокой водности. Максимумы падения стока и аккумуляции в долине приходились на время LGM (23–20 тыс. л. н.). Также понижение параметров стока (относительно предшествующего позднеледникового этапа) присуще голоцену. Водность в голоцене тоже не была однородной, но в целом она была ниже, чем в позднеледниковье. Более детальная реконструкция колебаний параметров стока реки в голоцене является отдельной задачей, требующей дополнительного изучения.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-17-00215 “Исследование и моделирование возможных сценариев формирования экстремальных палеогидрологических явлений в бассейне Каспия в позднеледниковье”). При обработке полевых материалов использовалась инфраструктура Института географии РАН в рамках темы госзадания 0148-2019-0005 и кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ в рамках темы госзадания “Эволюция природной среды в кайнозой, динамика рельефа, геоморфологические опасности и риски природопользования”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Макроизлучины русел ЕТС и проблемы палеогидрологических реконструкций // Водные ресурсы. 1992. № 4. С. 93–96.
2. Panin A. V., Sidorchuk A. Yu. and Chernov A. V. Historical background to floodplain morphology: examples from the East European Plain // Floodplains: Interdisciplinary Approaches. Geological Society, London, Special Publications. 1999. No. 163. P. 217–229.
3. Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В. Поздневалдайские палеоруслу рек Русской равнины // Изв. РАН. Сер. геогр. 2000. № 6. С. 73–78.
4. Sidorchuk A., Panin A., and Borisova O. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during Last Glacial Maximum–Late Glacial time // Geological Society of America Special Paper. 2011. Vol. 473. P. 1–25. [https://doi.org/10.1130/2011.2473\(01\)](https://doi.org/10.1130/2011.2473(01))
5. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Шеремецкая Е.Д. Основные этапы истории речных долин центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты

- исследований в среднем течении р. Сейм // Геоморфология. 2001. № 2. С. 19–34.
6. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В.* Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 1. С. 118–129. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2013-1-118-129>
 7. Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология / Под ред. Н.Г. Судаковой, С.С. Фаустова. М.: Геофак МГУ, 2013. 95 с.
 8. Геологическая карта четвертичных отложений Рязанской области. Масштаб 1 : 500 000 / Гл. ред. Н.И. Сычкин. Министерство природных ресурсов РФ. 1998. 6 л.
 9. Геология СССР. Т. 4. Центр Европейской части СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1971. 742 с.
 10. Геологическая карта дочетвертичных отложений Рязанской области. Масштаб 1 : 500 000 / Гл. ред. Н.И. Сычкин. Министерство природных ресурсов РФ. 1998. 6 л.
 11. Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. 2009. No. 51 (1). P. 337–360.
 12. *Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., and Talamo S.* The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. No. 62 (4). P. 725–757.
 13. *Матлахова Е.Ю., Панин А.В.* Роль эоловых процессов в развитии речных долин центра Восточно-Европейской равнины в позднем валдае // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике / Сб. материалов Всерос. конф. “VII Шукинские Чтения”. М.: МАКС Пресс, 2015. С. 459–462.
 14. *Кривцов В.А., Воробьев А.Ю., Водорезов А.В., Зазовская Э.П.* Особенности формирования поймы реки Оки в ее среднем течении (на примере Спасского расширения) // Геоморфология. 2020. № 3. С. 56–71. <https://doi.org/10.31857/S0435428120030050>
 15. *Кривцов В.А., Водорезов А.В., Воробьев А.Ю., Тобратов С.А.* Особенности строения и формирования поймы реки Оки в ее Спасском расширении // Вестник Рязанского гос. ун-та. 2014. № 4/49. С. 153–172.
 16. *Кривцов В.А., Воробьев А.Ю., Комаров М.М.* Река Ока и некоторые особенности развития рельефа южной части Мещерской низменности в четвертичное время // Вестник Рязанского гос. ун-та. 2016. № 2/51. С. 180–196.
 17. *Воробьев А.Ю., Кадыров А.С., Зайцев Д.Г.* Морфологические особенности рельефа поймы реки Оки в ее Константиновском сужении // Вестник Рязанского гос. ун-та. 2019. № 2/63. С. 109–125.
 18. *Dury G.H.* General theory of meandering valleys // US Geol. Surv. Prof. Paper. 1964. Vol. 452-A. 67 p.
 19. *Starkel L.* The place of the Vistula river valley in the late Vistulian – early Holocene evolution of the European valleys // European River Activity and Climatic Change During the Lateglacial and Early Holocene. Palaoklimaforschung / Palaeoclimate Research. 1995. Vol. 14. P. 75–88.
 20. *Vandenbergh J.* The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary // Quaternary International. 2002. Vol. 91. P. 17–23.
 21. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Водные ресурсы. 2008. Т. 35. № 4. С. 406–416.
 22. *Vandenbergh J. and Sidorchuk A.* Large Palaeomeanders in Europe: Distribution, Formation Process, Age, Environments and Significance // Palaeohydrology. Geography of the Physical Environment. Springer Cham. 2020. P. 169–186.
 23. *Кислов А.В., Панин А.В., Торопов П.А.* Современные изменения и палеодинамика уровня Каспийского моря как эталон для верификации данных климатического моделирования // Метеорология и гидрология. 2014. № 5. С. 65–73.
 24. *Kislov A.V., Panin A.V., and Toropov P.* Current status and palaeostages of the Caspian Sea as a potential evaluation tool for climate model simulations // Quaternary International. 2014. Vol. 345. P. 48–55. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.014>
 25. *Yanina T., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., and Romanyuk B.* Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quaternary International. 2018. Vol. 465A. P. 130–141. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.003>
 26. *Yanina T., Bolikhovskaya N., Sorokin V., Romanyuk B., Berdnikova A., and Tkach N.* Paleogeography of the Atelian regression in the Caspian Sea (based on drilling data) // Quaternary International. 2021. Vol. 590. P. 73–84. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.07.023>
 27. *Panin A., Adamiec G., Buylaert J.-P., Matlakhova E., Moska P., and Novenko E.* Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain // Quaternary Science Reviews. 2017. Vol. 166. P. 266–288. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.12.002>
 28. *Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., and Yanina T.* First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // Boreas. Vol. 50. Iss. 1. 2021. P. 134–146. <https://doi.org/10.1111/bor.12478>
 29. *Borisova O., Sidorchuk A., and Panin A.* Palaeohydrology of the Seim River basin, Mid-Russian Upland, based on palaeochannel morphology and palynological data // Catena. 2006. Vol. 66. P. 53–73. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.07.010>

30. Sidorchuk A., Panin A., and Borisova O. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period // *Geomorphology*. 2009. Vol. 113. P. 137–157. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.03.007>
31. Panin A. and Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // *Catena*. 2015. Vol. 130. P. 46–61. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>

The history of the Moksha River valley development in the end of the Late Pleistocene

E. Yu. Matlakhova^{a,b,#}, V. Yu. Ukraintsev^{b,c}, and A. V. Panin^{b,c}

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

^b Institute of Water Problems RAS, Moscow, Russia

^c Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

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

Late Pleistocene reconstruction of the lower part of the Moksha River valley (between the mouth of the Tsna River and the mouth of the Moksha River) was completed using mechanical coring and radiocarbon (AMS) dating of alluvium in the river valley bottom. Results revealed that between 40–30 ka BP, the river incised deeper than the present level, due to the increase of the river runoff associated with climatic changes. Later the incision was replaced by the valley infill caused by the drying up of the climate and a lowering of the river runoff, that was more significant during the last glacial maximum (LGM, 23–20 ka BP). Sediments derived from scarcely vegetated slopes activated by cryogenic processes from drainage area caused changes of river's longitudinal profile due to sediment accumulation. In the Late Glacial time starting from 18.5 ka BP a significant increase in river runoff led to the formation of macromeanders and widening of the valley bottom. The Holocene was characterized by a decrease in runoff and channel parameters, and narrowing of the meander belt of the river. During interglacial, sediment accumulation in the channel was negligible because of decreased sediment supply from the eroding basin.

Keywords: Late Glacial, macromeanders (large paleochannels), Pleistocene paleogeography, the history of river valleys development, fluvial geomorphology

ACKNOWLEDGMENTS

This study is supported by Russian Science Foundation (Project № 19-17-00215 “Research and modeling of possible scenarios for the formation of extreme paleohydrological phenomena in the Caspian basin after the Last Glacial Maximum”). Field data processing was performed under the facilities of the Institute of Geography RAS, taskforce 0148-2019-0005, and the Department of Geomorphology and Paleogeography of Moscow State University, taskforce “Cenozoic evolution of the environment, the dynamics of the relief, geomorphological hazards and risks of land-use”.

REFERENCES

- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., and Chernov A.V. *Makroizluchiny rusel rek ETS i problemy paleogidrologicheskikh rekonstruktsii*. (River macromeanders in the European part of Russia and problems of paleohydrological reconstructions). *Vodnye resursy* (Water resources). 1992. No. 4. P. 93–96. (in Russ.)
- Panin A.V., Sidorchuk A.Ju. and Chernov A.V. Historical background to floodplain morphology: examples from the East European Plain. *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. Geological Society, London, Special Publications. 1999. No. 163. P. 217–229.
- Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K., and Panin A.V. *Pozdnevaldaiskie paleorusla rek Russkoi ravniny* (Large paleochannels of Late Weichselian age in the Russian Plain). *Izv. RAN. Ser. geogr.* 2000. No. 6. P. 73–78. (in Russ.)
- Sidorchuk A., Panin A., and Borisova O. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during Last Glacial Maximum–Late Glacial time // *Geological Society of America Special Paper*. 2011. Vol. 473. P. 1–25. [https://doi.org/10.1130/2011.2473\(01\)](https://doi.org/10.1130/2011.2473(01)).
- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., Baslerov S.V., Borisova O.K., Kovalyukh N.N., and Sheremetskaya E.D. *Osnovnye etapy istorii rechnykh dolin isentra Russkoi ravniny v pozdnem valdae i golotsene: rezul'taty issledovaniy v srednem techenii r. Seim* (Main events in the history of river valleys in the central Russian Plain in the Late Weichselian and Holocene: the middle Sejm River case study). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2001. No. 2. P. 19–34. (in Russ.)
- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., and Vlasov M.V. *Moshchnyi pozdnevaldaiskii rechnoi stok v basseine Dona* (High Late Valdai runoff in the Don river basin). *Izv. RAN. Ser. geogr.* 2013. No. 1. P. 118–129. (in Russ.) <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2013-1-118-129>.
- Paleogeograficheskie zakonomernosti razvitiya morfolitosistem Russkoi ravniny. Raionirovanie. Stratigrafiya. Geoekologiya* (Paleogeographic patterns of development of the morpholithosystems of the Russian Plain. Zoning. Stratigraphy. Geoecology). N.G. Sudakova,

- S.S. Faustov (Eds.). Moscow: MGU (Publ.), 2013. 95 p. (in Russ.)
8. *Geologicheskaya karta chetvertichnykh otlozhenii Ryazanskoi oblasti. Masshtab 1:500000* (Geological map of the Quaternary deposits of the Ryazan region. Scale 1 : 500000). N.I. Sychkin (Ed.). *Ministerstvo prirodnnykh resursov Rossiiskoi federatsii*. 1998. 6 sheets. (in Russ.)
 9. *Geologiya SSSR. Tom IV. Tsentral'noy Evropeiskoy chasti SSSR. Geologicheskoe opisanie* (Geology of USSR. Vol. 4. Center of European part of USSR. Geological description). M.: Nedra (Publ.), 1971. 742 p. (in Russ.)
 10. *Geologicheskaya karta dochetvertichnykh otlozhenii Ryazanskoi oblasti. Masshtab 1:500000*. (Geological map of pre-Quaternary deposits of the Ryazan region. Scale 1:500000). N.I. Sychkin (Ed.). *Ministerstvo prirodnnykh resursov Rossiiskoi federatsii*. 1998. 6 sheets. (in Russ.)
 11. Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*. 2009. No. 51(1). P. 337–360.
 12. Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., and Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. 2020. No. 62 (4). P. 725–757.
 13. Matlakhova E.Yu. and Panin A.V. *Rol' eolovykh protsessov v razvitiy rechnykh dolin tsentra Vostochno-Evropeiskoi ravniny v pozdnem valdae* (The role of aeolian processes in the development of the river valleys in the central of the East European Plain in the Late Valdai). *Geomorfologicheskie resursy i geomorfologicheskaya bezopasnost': ot teorii k praktike. Sb. materialov Vseros. konf. "VII Shchukinskie Chteniya"* (Geomorphological resources and geomorphological safety: from theory to practice. Sat. materials Vseros. Conf. "VII Shchukin Readings"). M.: MAKS Press (Publ.), 2015. P. 459–462. (in Russ.)
 14. Krivtsov V.A., Vorob'ev A.Yu., Vodorezov A.V., and Zazovskaya E.P. *Osobennosti formirovaniya poimny reki Oki v ee srednem techenii (na primere Spasskogo rasshireniya)* (Features of the floodplain formation of the Oka River in its middle flow: the case study of the "Spasskoe" local widening). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2020. No. 3. P. 56–71. <https://doi.org/10.31857/S0435428120030050>. (in Russ.)
 15. Krivtsov V.A., Vodorezov A.V., Vorob'ev A.Yu., and Tokratov S.A. *Osobennosti stroeniya i formirovaniya poimny reki Oki v ee Spasskom rasshirenii* (Features of the structure and formation of the floodplain of the Oka River in its Spassky expansion). *Vestnik Ryazanskogo gosuniversiteta*. 2014. No. 4/49. P. 153–172. (in Russ.)
 16. Krivtsov V.A., Vorob'ev A.Yu., and Komarov M.M. *Reka Oka i nekotorye osobennosti razvitiya rel'efa yuzhnoy chasti Meshcherskoi nizmennosti v chetvertichnoe vremya* (The Oka river and the evolution of relief in the southern part of the Meschera lowland in the Quaternary period). *Vestnik Ryazanskogo gosuniversiteta*. 2016. No. 2/51. P. 180–196. (in Russ.)
 17. Vorob'ev A.Ju., Kadyrov A.S., and Zaitsev D.G. *Morfologicheskie osobennosti rel'efa poimny reki Oki v ee Konstantinovskom suzhenii* (Morphological characteristics of the Oka floodplain in its narrow part near the village of Konstantinovo). *Vestnik Ryazanskogo gosuniversiteta*. 2019. No. 2/63. P. 109–125. (in Russ.)
 18. Dury G.H. General theory of meandering valleys. *US Geol. Surv. Prof. Paper*. 1964. Vol. 452-A. 67 p.
 19. Starkel L. The place of the Vistula river valley in the late Vistulian – early Holocene evolution of the European valleys. European River Activity and Climatic Change During the Lateglacial and Early Holocene. *Palaoklimaforschung. Palaeoclimate Research*. 1995. Vol. 14. P. 75–88.
 20. Vandenberghe J. The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary International*. Vol. 91. 2002. P. 17–23.
 21. Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., and Borisova O.K. *Klimaticheski obuslovlennyye izmeneniya rechnogo stoka na ravninakh severnoi Evrazii v pozdnelednikov'e i golotsene* (Climate-induced changes in surface runoff on the North-Eurasian plains during the Late Glacial and Holocene). *Vodnye resursy (Water Resources)*. 2008. Vol. 35. P. 386–396. (in Russ.) <https://doi.org/10.1134/S0097807808040027>.
 22. Vandenberghe J., and Sidorchuk A. Large Palaeomeanders in Europe: Distribution, Formation Process, Age, Environments and Significance. *Palaeohydrology. Geography of the Physical Environment. Springer Cham*. 2020. P. 169–186.
 23. Kislov A.V., Panin A.V., and Toropov P.A. *Sovremennyye izmeneniya i paleodinamika urovnya Kaspiiskogo morya kak etalon dlya verifikatsii dannykh klimaticheskogo modelirovaniya* (Present-day variations and paleodynamics of the Caspian Sea level as a standard for climate modeling data verification). *Meteorologiya i gidrologiya (Russian Meteorology and Hydrology)*. 2014. No. 39 (5). P. 328–334. (in Russ.) <https://doi.org/10.3103/S1068373914050069>.
 24. Kislov A.V., Panin A.V., and Toropov P. Current status and palaeostages of the Caspian Sea as a potential evaluation tool for climate model simulations. *Quaternary International*. 2014. Vol. 345. P. 48–55. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.014>.
 25. Yanina T., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., and Romanyuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data). *Quaternary International*. 2018. Vol. 465A. P. 130–141. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.003>.
 26. Yanina T., Bolikhovskaya N., Sorokin V., Romanyuk B., Berdnikova A., and Tkach N. Paleogeography of the Atelian regression in the Caspian Sea (based on drilling data). *Quaternary International*. 2021. Vol. 590. P. 73–84. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.07.023>.
 27. Panin A., Adamiec G., Buylaert J.-P., Matlakhova E., Moska P., and Novenko E. Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain.

- Quaternary Science Reviews*. 2017. Vol. 166. P. 266–288.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.12.002>.
28. Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N. and Yanina T. First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley. *Boreas*. 2021. Vol. 50. Iss. 1. P. 134–146.
<https://doi.org/10.1111/bor.12478>.
29. Borisova O., Sidorchuk A., and Panin A. Palaeohydrology of the Seim River basin, Mid-Russian Upland, based on palaeochannel morphology and palynological data. *Catena*. 2006. Vol. 66. P. 53–73.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.07.010>.
30. Sidorchuk A., Panin A., and Borisova O. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period. *Geomorphology*. 2009. Vol. 113. P. 137–157.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.03.007>.
31. Panin A. and Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications. *Catena*. 2015. Vol. 130. P. 46–61.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>.

ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОСТРОВОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ (ст. 1. Остров Ушакова)

© 2021 г. Ф. А. Романенко^{1,*}, Е. А. Балдина¹, Н. Н. Луговой^{1,2}, Е. Ю. Жданова¹

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

² Институт географии РАН, Москва, Россия

*E-mail: faromanenko@mail.ru

Поступила в редакцию 10.06.2020 г.

После доработки 25.03.2021 г.

Принята к публикации 09.04.2021 г.

Анализ большого комплекса материалов — космических снимков, съемок квадрокоптером, метеорологических наблюдений полярных станций, архивных данных позволил установить скорости отступления берегов о-ва Ушакова — ледникового купола, лежащего на частично находящемся ниже уровня моря цоколе, сложенном нижнемеловыми и четвертичными породами. Остров находится на самом севере Центрально-Карской возвышенности, был открыт советской морской экспедицией в 1935 г. и посещался учеными крайне редко. Длительное время ледяные берега острова сохранялись в условиях слабо отрицательного (до 1% объема ежегодно) баланса льда, короткого безледного периода и долго державшегося припая, оберегавшего края ледника от штормовых волн. В начале XXI века ситуация изменилась — начала заметно расти температура воздуха, уменьшалась площадь морского льда, усиливалась волновая деятельность в теплый период года. Края ледяного купола острова Ушакова стали обламываться равномерно по периметру и “уплывать” в море в виде айсбергов с возрастающей средней скоростью: от 10.9 м/год в 1954–2011 гг. до 27.8 м/год в 2011–2019 гг. Площадь острова уменьшалась в 2002–2019 гг. на 230.8 га/год, в 2015–2019 гг. — до 294 га/год. Поверхность ледника вокруг полярной станции снизилась на 15 м за 65 лет. В результате в 2018 г. ушла в море полярная станция, поставленная в 1954 г. в 800 м от края ледника. Изменился подтип ледяных берегов, ледяные барьеры высотой до 3 м (низкие клифы плавучих льдов) сменились ледяными стенами высотой до 45 м и более.

Ключевые слова: малые острова, ледяные берега, ледниковый купол, термоабразия, усиление штормовой активности, скорость отступления клифа

DOI: 10.31857/S043542812103010X

Начало XXI века сопровождается не только социально-экономическими потрясениями во всем мире, но и заметными изменениями природной среды. Колебания климата и погоды, природные катастрофы с каждым годом все сильнее угрожают планете и населению. В то же время столь быстрые изменения редкая возможность увидеть их последствия не через века и десятилетия, а за считанные годы, глазами одного поколения. Так происходит и на небольших арктических островах, когда-то окруженных толстыми ледяными полями, и где, казалось бы, рельеф спит.

Цель данного сообщения — выявить изменения очертаний небольших о-вов Ушакова и Визе на севере Карского моря. Они посещаются крайне редко, и многие детали их геоморфологического строения не известны до настоящего времени, несмотря на то, что некоторые аспекты динамики их рельефа уже обсуждались [1–5].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

21–23 августа 2019 г. в ходе экспедиции “Открытый океан: архипелаги Арктики. Северная Земля — 2019” (начальник — М.В. Гаврило) на научно-исследовательском судне (НИС) “Профессор Молчанов” Северного управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (капитан С.В. Хохлов) авторам данного сообщения удалось посетить район островов. Высадиться на о-в Визе оказалось невозможным из-за шторма и полосы битого льда, окаймлявшей остров (съемку с квадрокоптера Н.Н. Луговой вел с моторной лодки). Недоступны для высадки были и вертикальные ледяные уступы на о-ве Ушакова высотой до 45 м (рис. 1).

При подготовке текста были использованы наблюдения с борта судна; анализ космических снимков; материалы полярных станций о-вов Визе и Ушакова (шесть отчетов за 1945–1959 гг. общим объемом около 1500 л., хранящиеся в Рос-

сийском государственном архиве экономики (РГАЭ); фонд Главного управления Северного морского пути – ГУСМП); а также другие материалы по истории станций [6].

Для выявления динамики береговой линии использовались топографическая карта 1957 г. м-ба 1:200000 и космические снимки *Landsat* из архива Геологической службы США [7]. Современная ситуация охарактеризована на основе снимков *OLI/Landsat-8* из того же архива и *Sentinel-2* [8]. Было отобрано более 10 малооблачных снимков теплого периода (1986–2019 гг.), на которых острова можно отделить от морских льдов. Пространственное разрешение снимков: 10 м (*Sentinel-2*), 15 и 30 м (*Landsat 7, 8*), до 30 м (*Landsat 5*).

На первом этапе обработки пришлось преодолеть трудности совмещения разновременных данных ввиду недостаточной точности пространственной привязки снимков *Landsat 5* (1986–2008 гг.). Данные на малые арктические острова предоставляются с уровнем обработки L1GS, не скорректированные по рельефу и практически не обеспеченные наземными опорными точками [9]. Поэтому привязка архивных снимков осуществлялась вручную на основе однозначно опознаваемых точек в пределах каждого из островов. Дополнительную коррекцию обеспечили снимки *OLI/Landsat-8* (уровень обработки L1GT) с обоими островами, например, от 18 августа 2019 г. Однако ввиду малого количества необходимых точек ошибка в определении пространственного положения объектов оказалась в целом не менее 1 пиксела, т.е. 30 м, а при расположении объектов на разновременных снимках – до 50 м. Для снимков *OLI/Landsat-8* ошибка пространственного положения – около 12 м.

23 августа 2019 г. с борта судна квадрокоптером *J1 Phantom 4 PRO V2.0* Н.Н. Луговой провел аэрофотосъемку берега о-ва Ушакова возле бывшей полярной станции. На ее основе построены ортофотоплан и цифровая модель местности. Сопоставление с космоснимком *MSI/Sentinel-2* от 21.08.2019 показало относительную плановую погрешность в пределах 5 м – точность, достаточная для проведения измерений.

Интенсивность ведущих процессов разрушения арктических берегов – термоабразии, термоденудации, иногда термоэрозии – в значительной степени связана с климатическими флуктуациями [10 и др.]. Период с положительными среднесуточными температурами воздуха продолжается на островах не более двух-трех месяцев, в любое время года возможны заморозки. Среднемесячная температура воздуха около и немного выше 0°C только в июле. Снежный покров на о-ве Визе сохраняется в течение 9–10 мес, на о-ве Ушакова – часто круглогодично; в холодные годы снежники лежат все лето. Наибольшие скорости ветра

наблюдаются в холодный период, бывают и ураганы со скоростью 40 м/с и более. Часты метели, даже летом.

Для оценки влияния изменения климатических условий на динамику берегов использовались следующие данные метеорологической станции о-ва Визе (79.48°с.ш., 76.98°в.д.): скорость и направление ветра, температура воздуха. В архиве ВНИИГМИ-МЦД [11] метеорологические наблюдения начинаются в 1955 г., наиболее полный ряд – с 1968 г. Поэтому дополнительно привлекались данные метеорологических реанализов ERA5 [12] за период с 1979 по 2019 г. и ERA-20C [13] за период с 1952 по 2010 г. с пространственным разрешением 0.25°. Из сеточных данных реанализов были выбраны узлы с координатами 80.75° N, 79.5° E для о-ва Ушакова и 79.25° N, 77° E – для о-ва Визе. Для скорости ветра выбранное временное разрешение данных реанализов составляло 3 ч, для температуры воздуха – 6 ч. На основании срочных наблюдений и реанализов были рассчитаны среднесуточные значения скорости ветра и температуры воздуха, а также суммы отрицательных и положительных температур за год – индексы замерзания и таяния [14], количество дней со среднесуточной температурой воздуха в диапазоне –2 – +2°C. Для косвенной оценки влияния морского волнения на разрушение берегов использовалась информация о скорости ветра: было определено количество дней с преобладанием сильного ветра (скорость более 10 м/с) за год в целом и за теплый (с положительными среднесуточными температурами воздуха) период. За дни с сильным ветром принимались те, в течение которых средняя скорость ветра за 6 ч превышала 10 м/с. Для о-ва Визе отдельно было рассчитано количество дней с сильным ветром южных румбов (110–258°), поскольку они вызывают особенно опасное для южной оконечности острова волнение.

ОТКРЫТИЕ ОСТРОВОВ

Известный полярник В.Ю. Визе предсказал существование острова [15] на основе анализа дневника наблюдений за погодой в 1912–1914 гг. шхуны “Святая Анна” экспедиции Г.Л. Брусилова, увлеченной льдами севернее Земли Франца-Иосифа. 13 августа 1930 г. с ледокольного парохода (л/п) “Г. Седов” (начальник экспедиции О.Ю. Шмидт, капитан В.И. Воронин) примерно в указанном районе экипаж увидел неизвестную низменную землю [16]. Большая группа членов экспедиции добралась до острова. В.Ю. Визе сказал о нем: “Много мне пришлось видеть полярных земель, но более безотрадного ландшафта, чем здесь, я еще никогда не встречал” [17, с. 112]. Он был разочарован небольшими размерами ост-



Рис. 1. Ледяной уступ о-ва Ушакова, над которым в 1954–2019 гг. располагалась полярная станция. Сейчас от нее остались в основном бочки (на первом плане), строения упали в море в результате разрушения уступа. Поверхность ледника расчленена ледниковыми руслами, на клифе видны водопады. Аэрофото с квадрокоптера, оператор Н.Н. Луговой, 23.08.2019 г.

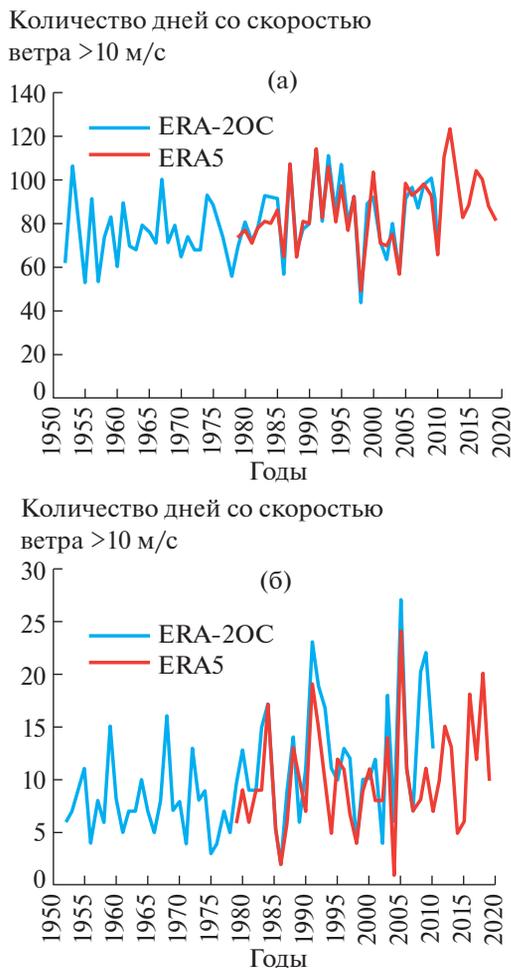


Рис. 2. Количество дней с сильным ветром (больше 10 м/с) на о-ве Ушакова за год (а) и в течение теплого периода (б).

рова, так как считал, что препятствие для движения льдов должно быть крупнее.

Это недоумение рассеялось после Первой Высокоширотной экспедиции ГУСМП на л/п “Садко” (начальник экспедиции Г.А. Ушаков, капитан Н.М. Николаев). 1 сентября 1935 г. штурман А.Г. Шишкин определил, что перед носом парохода – остров, а не скопление айсбергов. Существование еще одной суши предсказал океанограф Вс. А. Березкин, наблюдая за приливами у о-ва Визе в 1932 г. На торжественном ужине приняли предложение Н.Н. Зубова назвать остров в честь Г.А. Ушакова. Он первым ступил на ледяной берег. Л.Л. Балакшин измерил глубину океана у края припая – 19 м, И.Д. Жонголович определил координаты острова и магнитное склонение. Открытие острова объяснило изгибы линии дрейфа “Святой Анны” [18].

Таким образом, и о-в Визе, и о-в Ушакова были открыты не случайно, а в результате блестящего океанографического прогноза опытных полярников В.Ю. Визе и Вс.А. Березкина.

ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСТРОВА УШАКОВА

Научные экспедиции добирались до острова весьма редко. В 1947–1948, 1955 и 1963 г. его посещали географ Я.Я. Гаккель, зоолог Г.Л. Рутилевский, гляциологи П.А. Шумский и Л.С. Говоруха, в 1948 и 1952 г. трест “Арктикразведка” провел аэрофотосъемку. Л.С. Говоруха рассчитал, что ледниковый купол ежегодно теряет примерно 1% объема (около 0.09 км³) [19].

Весной 1954 г. по личному указанию начальника ГУСМП В.Ф. Бурханова на о-ве Ушакова основали полярную станцию, первым начальником которой стал радист Е.Т. Ветров [20]. Закрыли ее 20 мая 1991 г.

В 1976 г. НПО “Севморгеология” (Ю.Г. Самойлович, И.П. Федоров, И.И. Рождественская и др.) провело на о-ве Ушакова десантную экспедицию с бурением [21]. В августе 2007 г. и сентябре 2008 г. остров облетели участники комплексных Высокоширотных экспедиций “Арктика–2007” и “Арктика–2008” на НЭС “Академик Федоров”. В 2008 г. геологам (начальник В.М. Анохин) удалось высадиться на выступившие изо льда скалы в центре острова. Несколько раз в 2012–2019 гг. на короткое время остров посещали авиационные орнитологические (М.В. Гаврило) и историко-географические экспедиции “По следам двух капитанов” (О.Л. Продан).

Таблица 1. Количество дней с сильным ветром (больше 10 м/с) в течение года и теплого периода на о-вах Ушакова и Визе

Период	1957–2019 гг.	1986–2019 гг.	2008–2019 гг.
О-в Ушакова			
Год	82	87	95
Теплый период	9	10	11
О-в Визе			
Год	87	92	102
Теплый период	12	15	19

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И РЕЛЬЕФЕ ОСТРОВА

Остров Ушакова — ледниковый купол, лежащий на мел-четвертичном цоколе неясной конфигурации, сложенном нижнемеловыми (аптальбскими) песчаниками, алевролитами и песками. Скважины вскрыли под ледником также четвертичные морские песчано-галечные образования — продукты переотложения мезозойских пород [22, 23].

Учитывая наличие трех ледяных куполов и разделяющих их пологих седловин, можно предположить и неровности рельефа скального основания. В северной части острова из-под ледника вытаял останец, показанный на топографической карте скалой высотой 6 м; на геологической карте — моренной грядой [24]. На урезе воды из-под льда оказалась небольшая галечная коса [25], размытая к 2019 г., — нам ее обнаружить уже не удалось.

ДИНАМИКА БЕРЕГОВ О-ВА УШАКОВА

Берега о-ва Ушакова целиком ледяные. Первооткрыватели отметили, что непосредственно под ледяным уступом он опоясан гладким припаем, высота подошвы которого до 3 м, и она несет следы размыва в виде волноприбойных ниш. Тогда же существовали отлогие берега, и участники высадки смогли не только высадиться на припай, но и подняться на ледник без помощи альпинистской техники.

Зимовщики полярной станции с самого начала видели обрушение ледяных обрывов [20], припай обычно отрывало (не каждый год) в середине-конце августа. В январе на него можно было уже спускаться, т.е. лед снова устанавливался.

В дни с положительными температурами ледник интенсивно таял, при этом формировались ледяные русла. Так, летом 1984 г. температура достигла “невиданных ранее” +4°C [26]. В период интенсивного таяния мачты флюгеров, метеобудки, осадкомер сильно накренились, их все время приходилось переставлять. Из-за этого и снеж-

ных заносов пришлось два раза (в 1968 и 1978 г.) перемещать метеоплощадку.

По данным аэрофотосъемки 23 августа 2019 г. ледник был свободен от снежного покрова и изрезан многочисленными руслами шириной до 3 м и глубиной до 1 м. Потоки воды заканчивались водопадами на бровке клифа (рис. 1). Остатки отдельных конструкций, в том числе мачты и столбы с проводами, лежат на леднике, что говорит о снижении его поверхности в результате таяния. По ЦМР удалось измерить высоту ледяного клифа — 44–45 м. Так как изначальная высота станции над уровнем моря была около 59 м [20], то за 65 лет ее поверхность снизилась примерно на 15 м (в среднем 23 см/год). Эти данные хорошо сходятся с картой динамики ледника о-ва Ушакова [27, 28], согласно которой полярная станция находится в пределах контура со снижением поверхности 5–15 м за период с 1950-х до 2010-х годов. Однако эти данные противоречат топографической карте острова, построенной по материалам спутниковой съемки 2016 г. [5], на которой высота полярной станции 28 м над у. м.

Для острова характерны штормы. Так, в начале ноября 1959 г. ветер со скоростью 28 м/сек вызвал высокий накат, который разрушил кромку ледника, смыв лежавшие у основания уголь и дрова [20]. Осенние штормы, как правило, имели самые заметные последствия из-за отсутствия припая. Еще более сильный ураган (до 40 м/сек) в январе 1965 г. особых разрушений не принес.

По воспоминаниям зимовщиков 1950-х годов и участника экспедиции 2001 г. В.Н. Государева, на припай можно было легко спуститься не только зимой, но и летом. Припай целиком отрывало не каждый год, и штормовые волны не достигали краев самого ледника. Но в некоторые годы судна снабженцы швартовались прямо к ледяным уступам. Ситуация изменилась в XXI веке.

В последние годы в северной части Карского моря количество дней с сильным ветром увеличивается как в целом за год, так и в теплый период (табл. 1). Максимум их отмечен в 2012 г., максимум в теплый период — в 2005 г. (рис. 2). Отличи-

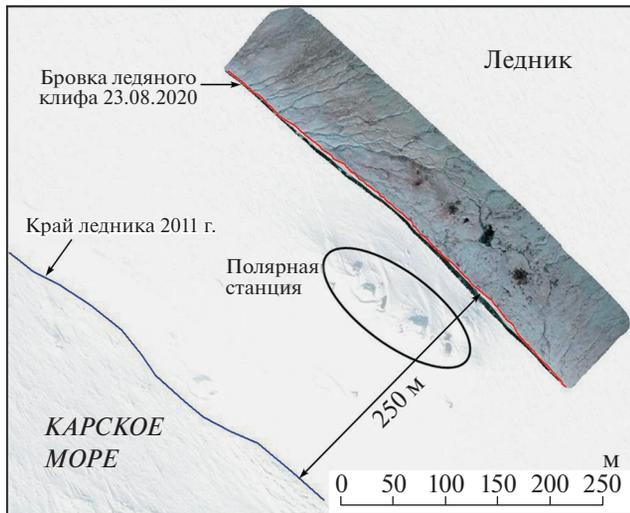


Рис. 3. Наложение ортофотоплана, построенного Н.Н. Луговым по съемкам с квадрокоптера, на космический снимок WorldView-1 2011 г. Юго-западный берег острова, район полярной станции.

тельная особенность ледового режима 2005 г. – многолетний лед к концу лета отсутствовал [29].

В 2019 г. нами было обнаружено, что домиков полярной станции, основанной в 800 м от края ледника [20], больше не существует: они упали в море (рис. 3). Следовательно, за 65 лет (1954–2019) средняя скорость отступления бровки ледяного клифа составляет 12.3 м/год. За период 1954–2011 гг. – всего 10.9 м/год, но за 9 лет (2011–2020) увеличилась до 27.8 м/год. Уступ со станцией, вероятно, обрушился совсем недавно, в 2018 г., так как она зафиксирована на космических снимках 2017 г. [5], а в августе 2019 г. ледяной клиф находился в 60 м дальше от моря, чем бывшие строения. Таким образом, за последнее десятилетие скорость разрушения ледяного берега о-ва Ушакова увеличилась в 2.6 раза. В результате в 2019 г. остров окружили вертикальные ледяные уступы высотой в десятки метров. Высадиться на берег, как это сделал в 1935 г. Г.А. Ушаков, стало невозможно.

Детальный анализ изменений площади ледникового купола о-ва Ушакова [5] показал, что с 1986 по 2017 г. его площадь уменьшилась на 36 км², причем максимальные скорости отступления отмечены в 2011–2013 гг. и в 2017 г. Наши исследования подтверждают выявленные тенденции (рис. 4, табл. 2). Данные за 2018–2019 гг. показывают ускорение разрушения ледяных берегов и уменьшение площади острова в среднем за 2002–2019 гг. на 230.8 га/год; за 2015–2019 гг. – 294 га/год. Из-за этого в последние десятилетия произошла смена подтипа ледяных берегов от ледяного барьера (низких клифов во льдах, держащихся на плаву) к ледяным стенам высотой в десятки метров [30].

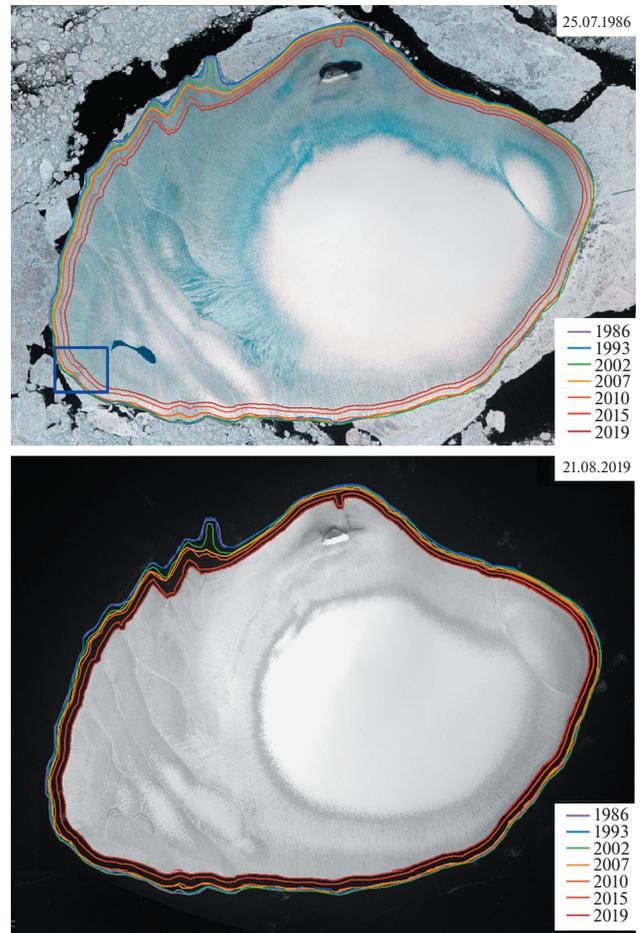


Рис. 4. Изменение очертаний берегов о-ва Ушакова по данным космических съемок. Прямоугольником отмечен участок, где находилась полярная станция.

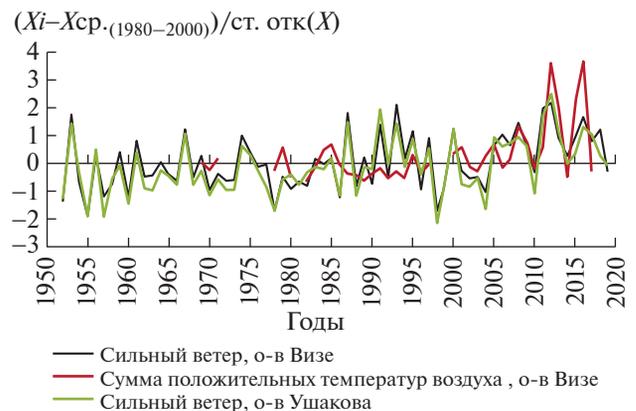


Рис. 5. Отклонения суммы положительных среднесуточных температур воздуха и количества дней со скоростями ветра больше 10 м/с от их среднего значения за период 1980–2000 гг., нормированные на стандартное отклонение для о-вов Визе и Ушакова.

Проблема отступления ледяных берегов давно известна в Антарктиде, где на них приходится около 90% береговой линии [31], причем около

Таблица 2. Уменьшение площади о-ва Ушакова по данным космических снимков

Дата снимка	Тип снимка	Площадь острова, км ²
25 июля 1986 г.	<i>TM/ Landsat 5</i>	324.23
12 августа 1993 г.	<i>TM/ Landsat 5</i>	325.43
24 августа 1999 г.	<i>ETM + /Landsat 7</i>	не рассчитывалась
19 июля 2002 г.	<i>ETM + /Landsat 7</i>	321.49
2 июля 2007 г.	<i>ETM + /Landsat 7</i>	314.46
8 августа 2010 г.	<i>ETM + /Landsat 7</i>	311.74
1 августа 2015 г.	<i>OLI/Landsat-8</i>	294.02
9 сентября 2016 г.	<i>MSI/Sentinel-2</i>	не рассчитывалась
18 августа 2018 г.	<i>OLI/Landsat-8</i>	не рассчитывалась
21 августа 2019 г.	<i>MSI/Sentinel-2</i>	282.26

55% — находящиеся на плаву, а остальные — уступы ледникового щита. Но в Антарктиде из-за ее гигантских размеров механизм отступления ледяных берегов другой: они ежегодно выдвигаются в море на 200 м в среднем (максимум — до 2 км/год), и обламываются сотнями айсбергов, размеры которых с 1960-х годов колеблются от десятков метров до десятков и даже сотен километров (максимум 6–11 тыс. км²). Ледяные берега также ежегодно теряют около 375 км³ за счет таяния погруженной в воду части. Понятно, что режимных наблюдений за отступанием ледяной кромки не ведется из-за размеров объекта. Ничего похожего нет на о-ве Ушакова, ледниковый купол которого лежит в основном на горных породах и движется медленнее из-за несравнимо меньшей мощности.

Для определения роли метеорологических факторов, вслед за Н.Н. Шабановой и соавт. [14], для каждого года мы рассчитали отклонения сумм положительных температур воздуха и количества дней с сильным ветром относительно среднего периода 1980–2000 гг. ($\bar{X}_i - \bar{X}_{\text{ср. 1980–2000 гг.}}$), которые затем были нормированы на стандартное отклонение. Период 1980–2000 гг. для расчета средних значений был выбран как относительно однородный. Такое нормирование позволяет сопоставить влияние изменений температуры и скорости ветра. В последнее десятилетие термический фактор значительно менялся год от года (рис. 5), оказав максимальное воздействие на динамику берегов в 2012 и 2016 г. Наибольшее воздействие ветрового фактора — в 2012 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, о-в Ушакова вплоть до конца XX века существовал в условиях слабо отрицательного (до 1% объема ежегодно) баланса льда,

короткого безледного периода и долго державшегося припая, оберегавшего края ледника от штормовых волн. В начале XXI века ситуация изменилась: начала заметно расти температура воздуха, уменьшалась площадь морского льда, усиливалась штормовая активность в теплый период года. Края ледяного купола стали обламываться равномерно по периметру, уходить в море в виде айсбергов и отступать с возрастающей скоростью — до 27.8 м/год. Края ледникового купола снижаются примерно на 0.2 м/год. Ушла в море полярная станция, поставленная в 1954 г. в 800 м от края ледника. Изменился подтип ледяных берегов. Возможно, через несколько десятилетий будет возможно изучать рельеф коренного ложа острова, если оно не будет размыто.

Процессы катастрофического разрушения ледяных берегов о-ва Ушакова подтверждают общую для высоких широт тенденцию ускорения береговых процессов, особенно на участках, сложенных льдом или высокольдистыми породами. Данная тенденция — еще одна грань глобального изменения климата, приводящего к сокращению ледяного покрова и сроков его существования, усилению штормовой активности и другим, не совсем пока понятным последствиям.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работы выполнены в рамках госзадания кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова № АААА-А16-11632810089-5. Экспедиция организована Ассоциацией «Морское наследие: исследуем и сохраним» и Северным управлением по гидрометеорологии и мониторингу природной среды (г. Архангельск). Анализ космических снимков и метеорологической информации проведен при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-60221). Авторы глубоко признательны к.б.н. М.В. Гаврило

(ААНИИ, Ассоциация “Морское наследие”) и В.Н. Государеву (МГУ) за ценные консультации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Романенко Ф.А. Строение и динамика рельефа островов Карского моря // Динамика арктических побережий России. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 131–153.
2. Романенко Ф.А. Интенсивность геоморфологических процессов на островах и побережьях морей Карского и Лаптевых // Геоморфология. 2008. № 1. С. 56–64.
3. Романенко Ф.А. Региональные особенности развития арктических берегов в голоцене // Геоморфология. 2012. № 4. С. 81–92.
4. Романенко Ф.А., Михалев Д.В., Николаев В.И. Подземные льды на островах у берегов Таймыра // Материалы гляциологических исследований. 2001. Вып. 91. С. 129–137.
5. Алейников А., Липка О. Деграция покровного оледенения острова Ушакова по материалам космических съемок // Исследование Земли из космоса. 2018. № 9 (25). С. 32–39.
6. <http://www.polarpost.ru>
7. <https://earthexplorer.usgs.gov/> Геологическая служба США
8. <https://scihub.copernicus.eu/dhus/> Европейское космическое агентство
9. <https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat/landsat-levels-processing>
10. Арэ Ф.Э. Основы прогноза термоабразии берегов. Новосибирск: Наука, 1985. 172 с.
11. www.meteo.ru ВНИИГМИ-МЦД, г. Обнинск
12. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., and Thépaut J.-N. The ERA5 Global Reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, (n/a). DOI: n.d. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
13. Poli P., Hersbach H., Dee D.P., Berrisford P., Simmons A.J., Vitart F., and Trémolet Y. ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century // Journal of Climate. 2016. 29 (11). 4083–4097.
14. Shabanova N., Ogorodov S., Shabanov P., and Baranskaya A. Hydrometeorological forcing of western russian arctic coastal dynamics: XX-century history and current state // Geography, Environment, Sustainability. 2018. 11 (1). 113–129. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-1-113-129>
15. Визе В.Ю. О поверхностных течениях в Карском море // Известия Центрального Гидрометеобюро. 1924. Вып. 3. 16 с.
16. Самойлович Р.Л. Работы арктической экспедиции на ледокольном пароходе “Седов” в 1930 году // Природа. 1930. № 11–12. Стлб. 1135–1154.
17. Громов Б. Гибель Арктики. М.: Молодая гвардия, 1932. С. 108–112.
18. Зубов Н.Н. Экспедиция “Садко” // Советская Арктика. 1936. № 1. С. 28–50.
19. Говоруха Л.С. О соотношении прихода и расхода льда на острове Ушакова в современных климатических условиях // Изв. ВГО. 1966. Т. 98. Вып. 1. С. 62–64.
20. Материалы истории полярной станции о. Ушакова. 1955–57 // РГАЭ. Фонд 9570, оп. 2, дело 3332. 23 л.
21. Самойлович Ю.Г., Рождественская И.И. Новые данные по стратиграфии малых островов Карского моря // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981. С. 66–84.
22. Макарьев А.А., Макарьева Е.М. Геологическая карта дочетвертичных образований // Государственная геологическая карта РФ. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист U-41-44 (Земля Франца-Иосифа – восточные острова). СПб.: ПМГРЭ, 2008.
23. Дымов В.А., Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Орлов В.В., Старк А.Г. Государственная геологическая карта РФ. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист U-41-44 (Земля Франца-Иосифа – восточные острова). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 220 с.
24. Качурина Н.В., Дымов В.А. Геоморфологическая карта // Государственная геологическая карта РФ. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист U-41-44 (Земля Франца-Иосифа – восточные острова). СПб.: ПМГРЭ, 2008.
25. Гаврило М.В. О современном распределении атлантического моржа (*Odoboenus rosmarus rosmarus*) на севере Карско-Баренцевоморского региона // Морские млекопитающие Голарктики / Мат-лы 6-й междунар. конф. Калининград: 2010. С. 125–129.
26. Журнал истории полярной станции о. Ушакова. 1984–1990. Фото В.Н. Государева. 2001. Архив авторов.
27. http://dib.joanneum.at/maires/downloads/KOMS_SCHM_USH.pdf “Online Atlas of Glacier Fluctuations in The Eurasian High Arctic”
28. Никольский Д.Б. Разработка профильно-площадной методики спутникового зондирования островных ледников Российского Заполярья. Автореф. дис. ... канд. техн. наук. М.: МИИГАиК, 2013. 24 с.
29. Kwok R. Near zero replenishment of the Arctic multi-year sea ice cover at the end of 2005 summer // Geophysical Research Letters. 2007. 34 (5). <https://doi.org/10.1029/2006GL028737>
30. Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения / Под ред. В.П. Зенковича и Б.А. Попова. М: Мысль, 1980. 280 с.
31. Дубровин Л.И. Человек на ледяном континенте. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 160 с.

Shoreline Dynamics of the islands of the northern part of the Kara Sea (paper 1. Ushakov Island)

F. A. Romanenko^{a, #}, E. A. Baldina^a, N. N. Lugovoy^{a, b}, and E. Yu. Zhdanova^a

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

^b Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

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

The analysis of a large complex of materials – satellite images, UAV surveys, meteorological observations of polar stations, and archival data made it possible to establish the shoreline retreat rates of Ushakov Island. The island is entirely covered by the glacial dome formed above the late Cretaceous and Quaternary rock formations. The ice/rock interface is partially located below sea level. Ushakov island is located in the northern part of the Central Kara Upland and was discovered in 1935 by Soviet sea expedition visited by scientific expeditions extremely rare. For a long time, Ushakov Island was maintained by slightly negative (up to 1% volume annually) ice balance, a short ice-free period, and protected from storm waves by fast ice. At the beginning of the XXI century, the situation changed – the air temperature began to increase noticeably, the area of sea ice decreased, and the wave activity increased during the warm season. The edges of Ushakov ice dome began to break off and float into the sea as icebergs evenly around the perimeter with an increasing rate: from 10.9 m/year in 1954–2011, up to 27.3 m/year in 2011–2019. The area of the island decreased in 2002–2019 by 230.8 ha/year, in 2015–2019 – up to 294 ha/year. The glacier surface around the polar station has decreased by 15 m in 65 years. A monument of science and technology – the polar station (built in 1954, 800 m from the edge of the glacier) was washed away to the sea in 2018. The subtype of ice shores has changed from ice barriers up to 3 m high (low cliffs of floating ice) to ice walls up to 45 m and more.

Keywords: small islands, ice shores, ice dome, thermal abrasion, increased storm activity, cliff retreat rate

ACKNOWLEDGMENTS

The work was carried out as part of the state assignment of the Department of Geomorphology and Paleogeography, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University No. AAAA-A16-11632810089-5. The expedition was organized by the Association “Marine Heritage: Explore and Preserve” and the Northern Administration for Hydrometeorology and Environmental Monitoring (Arkhangelsk). The analysis of satellite images and meteorological information was carried out with the support of the Russian Foundation for Basic Research (project No. 18-05-60221). The authors are deeply grateful to M.V. Gavrilo (AARI, Marine Heritage Association) and V.N. Gosudarev (Moscow State University) for valuable advice.

REFERENCES

- Romanenko F.A. *Stroenie i dinamika rel'efa ostrovov Karskogo morya* (The structure and dynamics of the relief of the islands of the Kara Sea). *Dinamika arkticheskikh poberezhii Rossii* (Dynamics of the Arctic coasts of Russia). M.: Izd-vo Moskovskogo universiteta (Publ.), 1998. P. 131–153. (in Russ.)
- Romanenko F.A. *Intensivnost' geomorfologicheskikh protsessov na ostrovakh i poberezh'yakh morei Karskogo i Laptevskikh* (The intensity of geomorphological processes on the islands and coasts of the Kara and Laptev seas). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2008. No. 1. P. 56–64. (in Russ.)
- Romanenko F.A. *Regional'nye osobennosti razvitiya arkticheskikh beregov v golotsene* (Regional features of the development of the Arctic coast in the Holocene). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2012. No. 4. P. 81–92. (in Russ.)
- Romanenko F.A., Mikhalev D.V., and Nikolaev V.I. *Podzemnye l'dy na ostrovakh u beregakh Taimyra* (Underground ice on the islands off the coast of Taimyr). *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy* (Materials of glaciological studies). 2001. Vol. 91. P. 129–137. (in Russ.)
- Aleynikov A. and Lipka O. *Degradatsiya pokrovnogo oledeneniya ostrova Ushakova po materialam kosmicheskikh s'emok* (Degradation of the glaciation of Ushakov Island based on satellite imagery). *Zemlya iz kosmosa* (Earth from space). 2018. No. 9 (25). P. 32–39. (in Russ.)
- <http://www.polarpost.ru>
- <https://earthexplorer.usgs.gov>
- <https://scihub.copernicus.eu/dhus>
- <https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat/landsat-levels-processing>
- Are F.E. *Osnovy prognoza termoabrazii beregov* (Basics of coastal abrasion forecast). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 1985. 172 p. (in Russ.)
- www.meteo.ru
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., and Thépaut J.-N. The ERA5 Global Reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, (n/a). <https://doi.org/10.1002/qj.3803>, n.d.
- Poli P., Hersbach H., Dee D.P., Berrisford P., Simmons A.J., Vitart F., and Trémolet Y. ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*. 2016. 29(11). 4083–4097.
- Shabanova N., Ogorodov S., Shabanov P., and Baranskaya A. Hydrometeorological forcing of western

- Russian arctic coastal dynamics: XX-century history and current state. *Geography, Environment, Sustainability*. 2018. 11 (1). 113–129.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-1-113-129>
15. Vize V.Yu. *O poverkhnostnykh techeniyakh v Karskom more* (On surface currents in the Kara Sea). *Izvestiya Tsentral'nogo Gidrometeoburo* (Bulletin of the Central Hydrometeorological Bureau). Issue 3. 1924. P. 16. (in Russ.)
 16. Samoilovich R.L. *Raboty arkticheskoi ekspeditsii na ledokol'nom parokhode "Sedov" v 1930 godu* (Arctic expedition work on the Sedov icebreaker in 1930). *Priroda* (Nature). 1930. No. 11–12. Col. 1135–1154. (in Russ.)
 17. Gromov B. *Gibel' Arktiki* (The death of the Arctic). M.: OGIZ-Molodaya gvardiya (Publ.), 1932. P. 108–112. (in Russ.)
 18. Zubov N.N. *Ekspeditsiya "Sadko"* (Expedition "Sadko"). *Sovetskaya Arktika* (Soviet Arctic). 1936. No. 1. P. 28–50. (in Russ.)
 19. Govorukha L.S. *O sootnoshenii prikhoda i raskhoda l'da na ostrove Ushakova v sovremennykh klimaticheskikh usloviyakh* (On the ratio of the income and discharge of ice on the island of Ushakova in modern climatic conditions). *Izvestiya VGO*. T. 98. Vol. 1. 1966. P. 62–64. (in Russ.)
 20. *Materialy istorii polyarnoi stantsii o. Ushakova*. (History materials of the polar station). 1955–1957. RGAE (Russian State Archive of Economics). Fond 9570, op. 2, delo 3332. P. 23. (in Russ.)
 21. Camoilovich Yu.G. and Rozhdestvenskaya I.I. *Novye dannye po stratigrafii malyykh ostrovov Karskogo morya* (New data on the stratigraphy of the small islands of the Kara Sea). *Litologiya i paleogeografiya Barentseva i Karskogo morei* (Lithology and paleogeography of the Barents and Kara Seas). L.: NIIGA (Publ.), 1981. P. 66–84. (in Russ.)
 22. Makar'ev A.A. and Makar'eva E.M. *Geologicheskaya karta dochetvertichnykh obrazovaniy* (Geological map of pre-Quaternary formations). *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF (tret'e pokolenie)* (State geological map of the Russian Federation). 1:1000000 (third generation). *Seriya Severo-Karsko-Barentsevomorskaya* (Series North-Kara-Barents Sea). List U-41-44 (Franz Josef Land – Eastern Islands). SPb.: PMGRE (Publ.), 2008.
 23. Dymov V.A., Kachurina N.V., Makar'ev A.A., Makar'eva E.M., Orlov V.V., and Stark A.G. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF (tret'e pokolenie)* (State geological map of the Russian Federation). 1:1000000 (third generation). *Seriya Severo-Karsko-Barentsevomorskaya* (Series North-Kara-Barents Sea). List U-41-44 (Franz Josef Land – Eastern Islands). SPb.: Kartfabrika VSEGEI (Publ.), 2011. P. 220. (in Russ.)
 24. Kachurina N.V. and Dymov V.A. *Geomorfologicheskaya karta* (Geomorphological map). *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF (tret'e pokolenie)* (State geological map of the Russian Federation). 1 : 1000000 (third generation). *Seriya Severo-Karsko-Barentsevomorskaya* (Series North-Kara-Barents Sea). List U-41-44 (Franz Josef Land – Eastern Islands). SPb.: PMGRE (Publ.), 2008.
 25. Gavrilov M.V. *O sovremennom raspredelenii atlanticheskogo morzha (Odobaeus rosmarus rosmarus) na severe Karsko-Barentsevomorskogo regiona* (About the modern distribution of the Atlantic walrus (*Odobaeus rosmarus rosmarus*) in the north of the Kara-Barents Sea region). *Morskije mlekopitayushchie Golarktiki* (Marine mammals of the Holarctic). *Mat-ly 6-i mezhdunar. konferencii*. Kaliningrad: 2010. P. 125–129. (in Russ.)
 26. *Zhurnal istorii polyarnoi stantsii o. Ushakova* (Journal of the history of the polar station o. Ushakova). 1984–1990. Ph. by V. N. Gosudarev. 2001. Archive of authors (in Russ.)
 27. http://dib.joanneum.at/maires/downloads/KOMS_SCHM_USH.pdf "Online Atlas of Glacier Fluctuations in The Eurasian High Arctic"
 28. Nikol'skii D.B. *Razrabotka profil'no-ploshchadnoi metodiki sputnikovogo zondirovaniya ostrovnykh lednikov Rossiiskogo Zapolyar'ya* (Development of a profile-areal technique for satellite sounding of island glaciers in the Russian Arctic). PhD thesis. M.: MIIGAiK (Publ.), 2013. 24 p. (in Russ.)
 29. Kwok R. Near zero replenishment of the Arctic multi-year sea ice cover at the end of 2005 summer. *Geophysical Research Letters*. 2007. 34 (5).
<https://doi.org/10.1029/2006GL028737>
 30. *Morskaya geomorfologiya* (Marine geomorphology). *Terminologicheskii spravochnik. Beregovaya zona: protsessy, ponyatiya, opredeleniya* (Terminological reference. Coastal zone: processes, concepts, definitions). V.P. Zenkovich i B.A. Popov (Eds.). M: Mysl' (Publ.), 1980. 280 p. (in Russ.)
 31. Dubrovin L.I. *Chelovek na ledyanom kontinente* (A man on the icy continent). L.: Gidrometeoizdat (Publ.), 160 p.

**ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРВОЙ НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ
р. ХОЙТО-АГА (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)
В РАЙОНЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА
ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА САХЮРТА–1**

© 2021 г. Ю. В. Рыжов^{1,2,*}, П. В. Мороз^{3,**}, М. В. Смирнов^{1,2,***}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³ Забайкальский государственный университет, Чита, Россия

*E-mail: ryzhov Yuriy@yandex.ru

**E-mail: frostius.81@mail.ru

***E-mail: smv.38@mail.ru

Поступила в редакцию 29.04.2020 г.

После доработки 02.12.2020 г.

Принята к публикации 09.04.2021 г.

В низовьях долины р. Хойто-Ага (Забайкальский край) изучены строение и состав отложений первой надпойменной террасы р. Хойто-Ага высотой 8–10 м в археологическом раскопе. Получены абсолютные датировки аллювия террас и погребенных почв. Проведено сравнение данных, полученных авторами по р. Хойто-Ага, с результатами других исследований низких речных террас в Забайкалье. Выявлены этапы формирования отложений террасы во второй половине позднего неоплейстоцена и в голоцене. Отложения покровного генетического комплекса (2 м) включают пролювий конуса выноса пади Хобдори, эоловые и эолово-делювиальные пески и супеси, почвы. Они формировались в течение сартанского криохрона и голоцена (МИС 2–1). Черноземная почва в кровле раскопа формируется по археологическим данным в течение последних ~4.5 тыс. кал. л. Ниже вскрыт раннесартанский (МИС 2) педокомплекс из двух гумусовых горизонтов почв возрастом ~23.4–21.3 тыс. кал. л. н. Почвы формировались в этапы потепления, увлажнения и снижения темпов экзогенных процессов. Завершение накопления аллювия и образование уступа террасы датируются ~30–29 тыс. кал. л. н.). Речные отложения – переслаивающиеся мелкозернистые и разнозернистые пески с дресвой, щебнем, гравием разделены позднекаргинской (МИС 3) погребенной почвой (0.15–0.25 м) возрастом ~32.5–31.7 тыс. кал. л. н. На археологическом памятнике Сахюрта–1 выявлено пять культурных горизонтов с общим количеством находок 494 экз. С современной почвой связаны культурные горизонты 1 и 2. Коллекция артефактов соответствует археологическим памятникам позднего неолита – бронзового века для территории Забайкалья (4.5–2 тыс. кал. л. н.). Культурный горизонт 3 соответствует раннесартанскому (МИС 2) педокомплексу (23.4–21.3). Культурный горизонт 4 коррелируется с кровлей аллювия террасы (31.7–30), культурный горизонт 5 связан с аллювиальной погребенной почвой, датированной ~32.5–31.7 тыс. кал. л. н.

Ключевые слова: покровные и аллювиальные отложения, культурный горизонт, погребенная почва, радиоуглеродное датирование

DOI: 10.31857/S0435428121030111

ВВЕДЕНИЕ

Изучение отложений речных долин, выявление этапов осадконакопления – актуальная задача для исследователей многих районов Прибайкалья и Забайкалья. Существуют различные точки зрения о высотах террас, возрасте аллювия и осадков покровного комплекса [1–7]. Наиболее детально исследованы отложения речных террас в Усть-Мензинском геоархеологическом районе [3, 7]. Древние поселения связаны с долинными

ландшафтами Байкальского региона, благоприятными для проживания и хозяйственной деятельности древнего человека. Палеолитические сообщества нуждались в качественном сырье для изготовления каменных орудий. В районе с. Сахюрта (“сахюрт” (бур.) – кремень) располагаются два мезозойских палеовулкана: Пунцук и Дунда-Ага. Дунда-Ага – известное с XIX века месторождение кремня, халцедона и яшмы. Как самостоятельный сырьевой район, в котором протекает

р. Хойто-Ага и находится вулканическое озеро Чаган-Нур, эта местность была привлекательной для посещения человеческими коллективами в древности.

РАЙОН И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стоянка Сахюрта-1 ($51^{\circ}03'22.5''$ с.ш., $114^{\circ}13'19.9''$ в.д.) расположена на правом берегу на поверхности и уступе первой надпойменной террасы р. Хойто-Ага в 6.5 км западнее слияния рек Хойто-Ага и Урда-Ага, в 23 км к ЗЮЗ от центральной части пос. Агинское (рис. 1). Высота стоянки над меженным урезом воды 8–10 м. Аллювий террасы перекрыт делювиально-пролювиальными отложениями конуса выноса пади Хобдори и эолово-делювиальными отложениями мощностью 2 м. Высота уступа террасы не превышает 3–4 м. Толща осадков террасы расчленена промоинами, глубиной до 1.2 м выраженными в рельефе или заполненными пролювиальными отложениями. Делювиально-пролювиальные осадки представлены разнозернистыми песками с дресвой и щебнем. В раскопе 2017 г. 4×5 м, глубиной до 3.52 м вскрыты отложения террасы. Наиболее представительные и глубокие разрезы северо-западной и северо-восточной стенок. На рис. 2 представлены обобщенные разрезы этих двух стенок раскопа.

При проведении полевых исследований основное внимание уделялось детальному стратиграфическому описанию отложений покровного и аллювиального генетических комплексов. Отобраны пробы на гранулометрический анализ, абсолютный возраст. Радиоуглеродное датирование образцов выполнено в Санкт-Петербургском государственном университете по углероду гуминовых кислот погребенных почв. Календарный возраст образцов рассчитан с использованием программы CALIB radiocarbon calibration program 8.1.0 (калибровочная кривая intcal20.14c) [8].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РЕЛЬЕФ

Район исследования сложен верхнепалеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими горными породами. Древнейшие (девонские) отложения усть-борзинской (D_{2-3ub}) и чаган-норской (D_{3cn}) свит представлены песчаниками, сланцами кварц-серицитовыми, кварц-альбит-серицитовыми, альбит-эпидот-хлоритовыми, песчаниками, сланцами кварц-серицитовыми, кварц-альбит-серицитовыми, альбит-эпидот-хлоритовыми [9]. На правобережье р. Хойто-Ага широко распространены позднепермские-раннетриасовые отложения агинской свиты (P_2-T_1ag): аркозовые и полимиктовые песчаники и алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, яшмоиды, туфопесчаники и туфоалевро-

литы, реже гравелиты, конгломераты, осадочные брекчии [9].

Среди раннемеловых пород тургинской свиты (K_1tr) преобладают базальты, андезит-базальты, туфы, туффиты, туфопесчаники и туфоалевриты. В целом эффузивы тургинской свиты принадлежат к трахибазальттриолитовой формации, а осадочные породы – к озерным и аллювиальным в сочетании с пролювиальными в бортах впадин. Эффузивы слагают древние вулканические постройки, кремнистые осадки жерловой фации которых являлись источником высококачественного кремня для изготовления палеолитических орудий. Четвертичные осадки встречаются в долинах рек Хойто-Ага, Урда-Ага, Ага. Поздненеоплейстоценовые (Q_3) речные, делювиально-пролювиальные, эолово-делювиальные отложения слагают низкие (1–2) надпойменные террасы и подгорные шлейфы. Они представлены песками с гравием или галькой, супесями, суглинками мощностью до 40 м. Голоценовые (Q_4) речные, делювиальные, эоловые, пролювиальные осадки мощностью до 10 м распространены в долинах постоянных и временных водотоков, подгорных шлейфах.

Агинское межгорное понижение [10] расположено между хребтами: Могойтуйским (на севере), Хангилайским (на юге), Агинским (на западе) и Борщовочным (на востоке). Верхний ярус рельефа образуют низко- и среднегорные денудационно-тектонические глыбовые хребты с высотами 800–1100 м. Нижний ярус рельефа – Агинская аккумулятивная равнина (абс. высоты 500–800 м), созданная новейшими опусканиями и сложенная неоген-четвертичными осадками. Границы равнины и долины р. Аги, включая сюда террасы последней, совпадают.

Долина р. Хойто-Ага в районе памятника трапещевидная, шириной 1–3 км (рис. 3). Русло реки извилистое шириной 10–15 м и глубиной до 1.5 м. Русловой аллювий представлен песчано-щебнисто-галечными отложениями с мелкими валунами и глыбами. В районе стоянки река мандрирует и разбивается на протоки. Пойма двухсторонняя шириной до 2 км, ровная или слабо-волнистая, сложена щебнисто-галечными отложениями с песчаным заполнителем. Выделяются низкая 1–1.5 и высокая 2–2.5 м поймы. В районе стоянки Сахюрта-1 долина сильно расширяется, уменьшается уклон реки, и во время высоких редких паводков на поверхности поймы и в русле отлагаются щебень и галька. В среднем течении реки (в 20 км восточнее стоянки Сахюрта-1) в разрезе высокой поймы выделяются две пачки отложений. Нижняя сложена мелкозернистыми песками с мелкой и крупной галькой (русовая фация аллювия) возрастом более 3.4 тыс. кал. л. н. [11]. Выше (пойменная фация аллювия) наблюда-

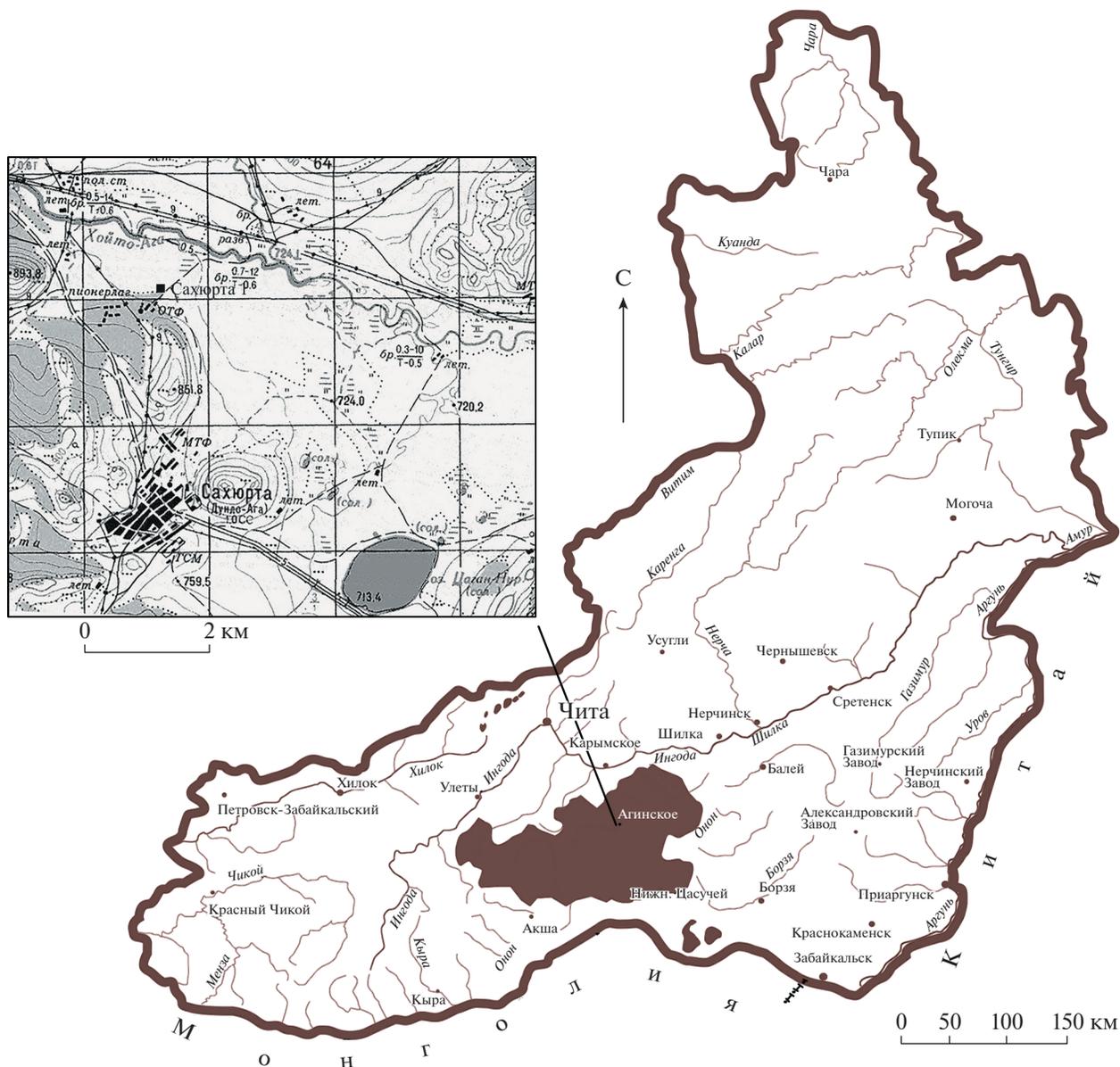


Рис. 1. Местоположение верхнепалеолитической стоянки Сахурта–1.

ется чередование мелкозернистых песков и гумусированных песков и суглинков. Погребенные почвы формировались 3.4–2.1, 1.3–0.9 и 0.6–0.2 тыс. кал. л. н. и отражают этапы снижения высоты паводков. Выше расположена первая надпойменная терраса высотой 8–10 м. Уступ террасы высотой до 4 м или выражен в рельефе, или сглажен делювиально-пролювиальными отложениями. Местами прослеживается вторая надпойменная терраса высотой 12–14 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ТЕРРАСЫ

Для детального стратиграфического исследования террасы в 2017 г. был заложен раскоп 4×5 м

глубиной до 3.52 м. В раскопе представлены преимущественно эолово-делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения конуса выноса пади Ходбори, перекрывающие аллювий первой надпойменной террасы р. Хойто-Ага.

Современная лугово-черноземная почва состоит из темно-коричневых гумусированных супесей позднего голоцена. Ниже в раскопе залегают пролювиальные разнозернистые пески с включением дресвы мощностью до 0.9 м, вероятно раннего и среднего голоцена (~11.7–4.5 тыс. кал. л. н.). Они перекрывают эолово-делювиальные мелкозернистые пылеватые желтовато-серые пески с редким включением дресвы мощностью до 1 м. Местами эти осадки полностью замещены пролювиальными

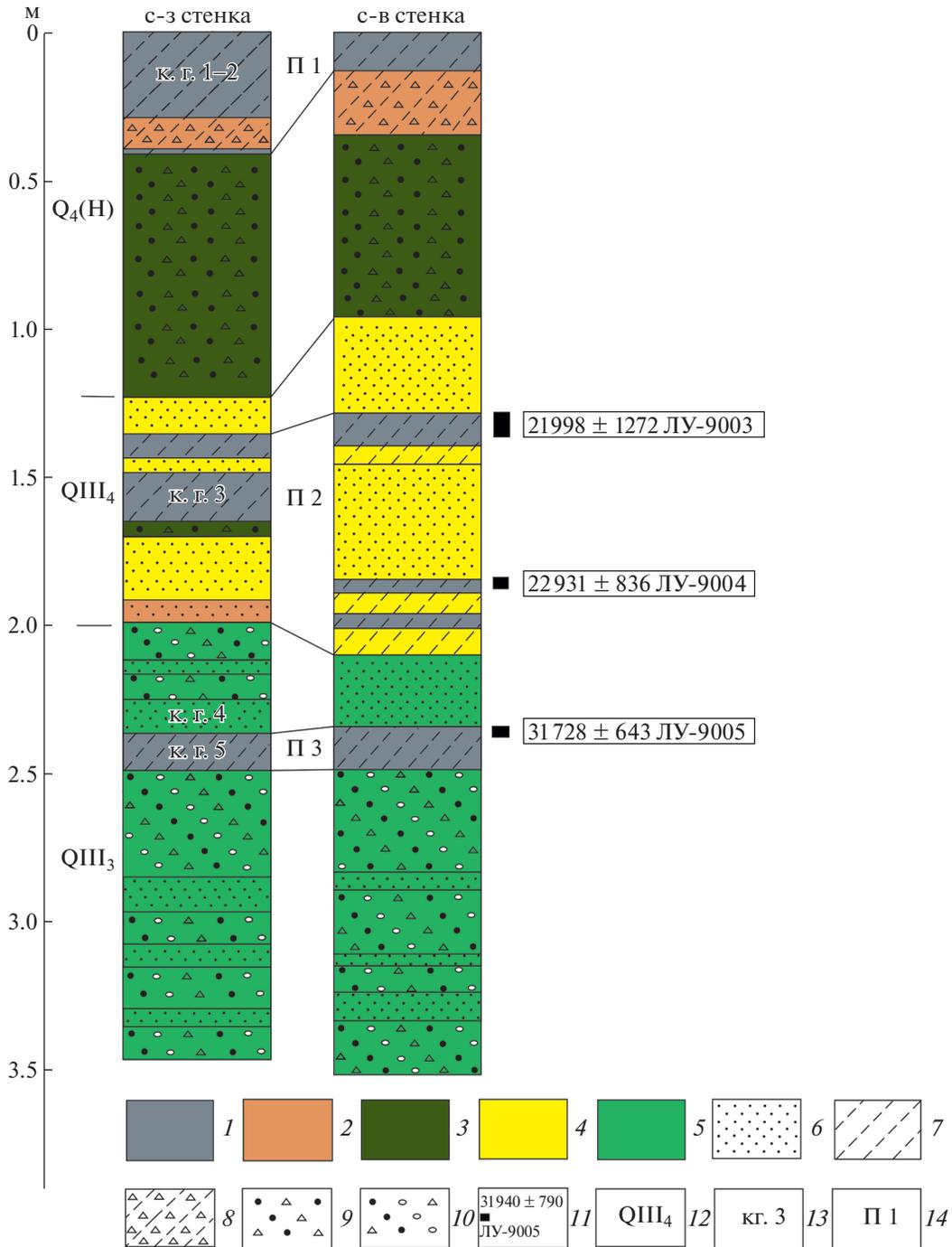


Рис. 2. Разрезы отложений стенок раскопа верхнепалеолитической стоянки Сахурта-1 на первой надпойменной террасе р. Хойто-Ага.

1 – почвы; генезис отложений: 2 – делювиальный, 3 – пролювиальный, 4 – эоловый и эолово-делювиальный, 5 – аллювиальный; механический состав отложений террасы: 6 – песок мелкозернистый, 7 – супесь, 8 – супесь с редким включением дресвы, 9 – с включением дресвы и щебня, 10 – с дресвой и гравием; 11 – интервал отбора пробы на ¹⁴C, лабораторный номер и календарный возраст образца; 12 – возраст отложений террасы: Q₄ (H) – голоценовый (МИС 1), QIII₄ – сартанский (МИС 2), QIII₃ – каргинский (МИС 3); 13 – к.г. (культурный горизонт); 14 – П (почва).

ми разнозернистыми песками с дресвой и щебнем, или в их подошве выделяется слой пылеватого песка с дресвой. Возраст эоловых осадков, вероятно, сартанский (~21.3–11.7 тыс. кал. л. н.).

Под ними прослеживается вторая пачка отложений, представленная одним или двумя гумусовыми горизонтами, разделенными средне- и мелкозернистыми песками с редким включением

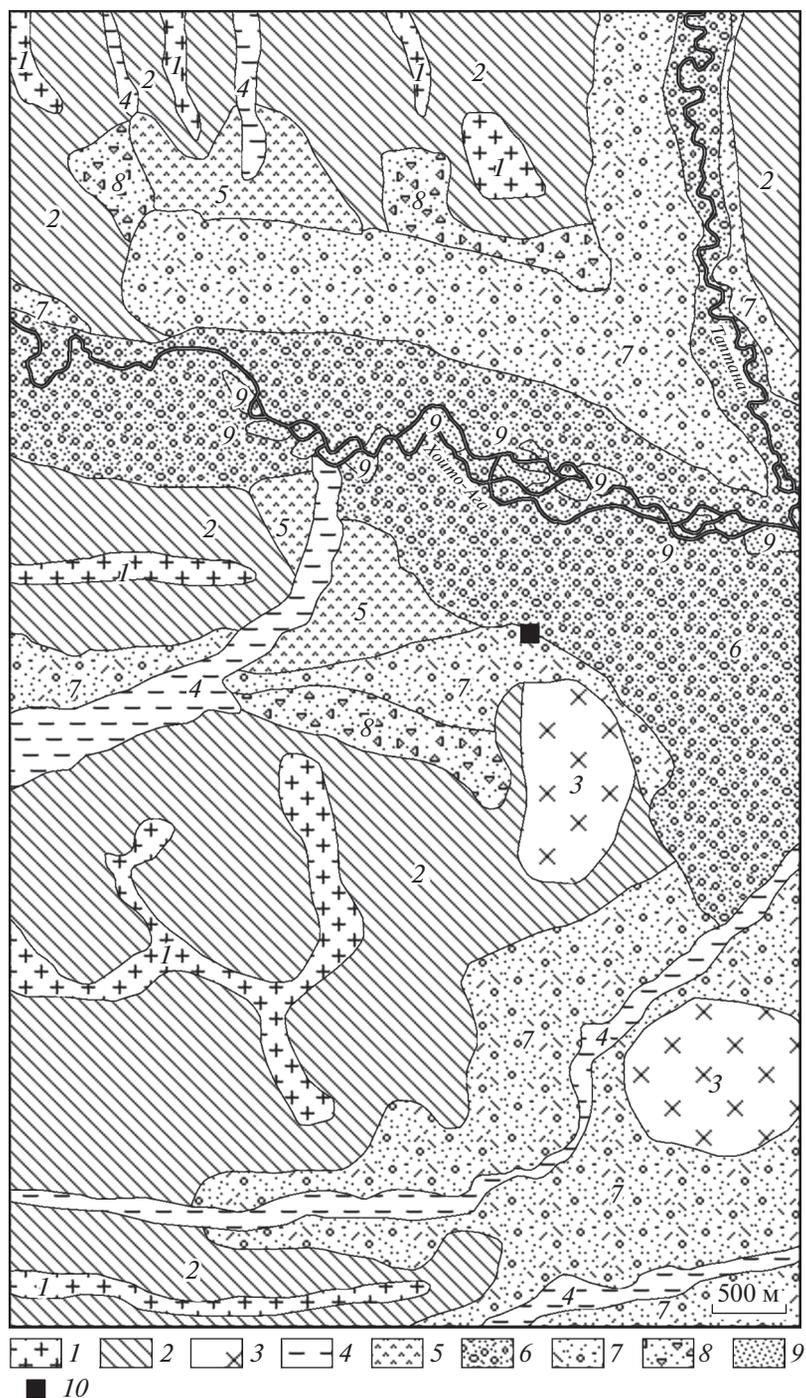


Рис. 3. Типы рельефа в районе верхнепалеолитической стоянки Сахурта-1.

Типы рельефа: 1 – денудационный (плоских и холмистых водоразделов), 2 – эрозивно-денудационный (склонов долин), 3 – структурно-денудационный (конусов древних палеовулканов); *эрозивно-аккумулятивный:* 4 – долины временных водотоков, 5 – конусы выноса; *аккумулятивный:* 6 – пойма (1–4 м), 7 – первая надпойменная терраса (8–10 м), 8 – вторая надпойменная терраса (12–14 м); 9 – пологости; 10 – археологический памятник Сахурта-1.

дресвы. Мощность почвы (почв) – 60–90 см. Погребенные супесчаные гумусовые горизонты имеют желтовато-коричневый цвет, волнистую границу, сильно деформированы криогенными и частично зоогенными (рытье нор, ходов) процес-

сами. Для почв характерны слоистость, включения частиц крупнозернистого песка и дресвы, слабая выраженность иллювиального горизонта, криотурбации. Для кровли верхнего и нижнего гумусовых горизонтов получены две радиоугле-

родные датировки 18250 ± 1080 (ЛУ–9003) и 18900 ± 740 (ЛУ–9004) лет. Календарный возраст, рассчитанный по [8], составляет соответственно 21998 ± 1272 и 22931 ± 836 кал. л. н. Время формирования верхней погребенной почвы – ~ 22.3 – 21.3 тыс. кал. л. н., нижней – ~ 23.4 – 22.9 тыс. кал. л. н. Они формировались в условиях холодного семаридного климата после максимума последнего оледенения (ПЛМ) в криоаридных условиях в периоды кратковременных потеплений и увлажнения климата, когда снижались скорости осадконакопления. Полученные данные позволили выделить раннесартанский этап почвообразования в Восточном Забайкалье. Почвы подстилаются пролювиальными средне- и разнотернистыми песками с дресвой и щебнем, разделенные прослоями эолово-делювиальных мелкозернистых и пылеватых песков с дресвой суммарной мощностью 20–35 см. Сохранилась только верхняя часть осадков. Отложения датируются ~ 30 – 23.4 тыс. кал. л. н.

Нижняя пачка отложений сложена аллювием МИС 3. В кровле пачки отмечается чередование слоев среднетернистых с включением дресвы, гравия и мелкозернистых песков мощностью до 20 см. Время их формирования ~ 31.7 – 30 тыс. кал. л. н. Мелкозернистые пески слоистые, ожелезненные и оглеены. Под ними во всех стенках раскопа прослеживается аллювиальная погребенная почва. Она состоит из верхнего маломощного (2–4 см) темно-коричневого до черного прослоя оторфованных гумусированных супесей, подстилаемых коричневыми гумусированными супесями с редким включением дресвы. Суммарная мощность почвы 15–25 см. Радиоуглеродный возраст кровли почвы – 27660 ± 760 (ЛУ–9005) л. н. (31728 ± 643 кал. л. н.). Учитывая большую мощность почвы, время ее формирования оценивается ~ 32.5 – 31.7 тыс. кал. л. н. Почвы подстилаются толщей аллювиальных песков, в которой ожелезненные и оглеенные мелкозернистые пески чередуются с разнотернистыми с включением дресвы и гравия. В СЗ и СВ стенках раскопа (рис. 2) на глубинах 245–345 см выявлена протока, заполненная мелкозернистыми и разнотернистыми песками с дресвой, гравием. Всего раскопом вскрыто семь слоев отложений суммарной мощностью 1 м. Их возраст >32.5 тыс. кал. л. Мелкозернистые пески соответствуют фазам снижения высоты паводков, пески с дресвой и гравием – этапам увеличения расходов воды, формированию временных плотин и их прорывов [12].

В целом в разрезах отчетливо выделяются три пачки. Верхняя пачка (11.7–0 тыс. кал. л. н.) включает современную почву позднеголоценового (<4.5 тыс. кал. л. н.) возраста, делювиально-пролювиальные пески с дресвой, щебнем и отдельными глыбами отложений раннего-среднего голоцена (~ 11.7 – 4.5 тыс. кал. л. н.) и/или эолово-

делювиальные мелкозернистые пылеватые пески – второй половины сартанского криохрона (~ 21.4 – 11.7 тыс. кал. л. н.). Средняя пачка сложена двумя горизонтами ископаемых почв возрастом ~ 23.4 – 21.3 тыс. кал. л. н., эолово-делювиальными и делювиально-пролювиальными отложениями возрастом ~ 30 – 21.4 тыс. кал. л. н. Третья пачка представлена речными отложениями, разделенными погребенной почвой. Возраст ее гумусового горизонта ~ 32.5 – 31.7 тыс. кал. л. н. Ниже залегают аллювиальные отложения возрастом >32.5 тыс. кал. л. н.

В табл. 1 представлены результаты гранулометрического анализа. В целом выделяются два типа генетических комплексов осадков (покровный и аллювиальный). В покровных отложениях выявляются следующие генетические типы: почвы, эолово-делювиальные пески и супеси и делювиально-пролювиальные разнотернистые пески с дресвой и щебнем. В аллювиальных осадках – почва, мелкозернистый и разнотернистый песчаный аллювий с дресвой и гравием. Голоценовая и раннесартанская почвы (рис. 2, табл. 1) характеризуются повышенным содержанием пылеватых и глинистых (<0.05 мм) частиц (3.9–7.9%) и тонкозернистых песков (0.05–0.1 мм). Доля первых 3.9–7.9%, вторых – 12.8–16.7%. В аллювиальной почве пылеватые и глинистые частицы составляют 4–6.7%, тонкозернистые пески – 15.2–37.6%. Во всех образцах преобладают фракции средне- (0.25–0.5 мм) – 11.9–42% и мелкозернистых (0.1–0.25 мм) – 26.2–60.6% песков. Содержание средней и крупной дресвы и гравия (> 5 мм) в делювиально-пролювиальных осадках (2.6–13.9%) выше, чем в почвах в эолово-делювиальных песках и супесях (0.1–2%).

ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И ЗАСЕЛЕНИЯ ПАМЯТНИКА

На археологическом памятнике Сахюрта–1 выявлено пять культурных горизонтов (к.г.) с общим количеством 494 экземпляров артефактов. Первый и второй культурные горизонты связаны с голоценовой почвой мощностью до 40 см и по орудийному набору датируются поздним неолитом – бронзовым веком. В к.г. 2 найдено 46 экземпляров артефактов, а в к.г. 3 – 211. Это основной культуросодержащий уровень Сахюрты–1, связанный с раннесартанским педокомплексом. Культурный горизонт 4 приурочен к кровле аллювия террасы, включающей прослой и линзы бурых железистых оглиненных песков и оглеенных сизоватых супесей, залегающих выше аллювиальной почвы и насчитывает 61 экземпляр артефактов. Культурный горизонт 5 представлен 26 экземплярами артефактов и приурочен к позднекаргинской (МИС 3) погребенной почве.

Таблица 1. Гранулометрический состав отложений первой надпойменной террасы р. Хойто-Ага

ГК	Пачка отложений	Тип отложений	Содержание фракций (мм, %)							
			>5	2–5	1–2	0.5–1.0	0.25–0.5	0.1–0.25	0.05–0.1	<0.05
Покров- ный	1	soil	0.6–1	2.1–3.2	3–4.8	3.9–7.4	23.4–30.5	33.7–42.5	12.8–16.7	6.6–7.9
		v-d	1.4–2	3–5.5	3.8–3.9	6.3–7.2	30.5–33.4	33.7–34	8.9–14.4	5.9–6.2
		d-p	2.8–13.9	2.5–10.3	1.8–4.3	3.6–7.8	26.9–42.2	27.9–46.8	3.4–10.5	0.3–6.1
	2	soil	0.8–1.6	1.9–3.2	2.5–3.4	4.4–4.5	23.2–27.5	45.2–45.3	13.5–15.2	3.9–4.1
		v-d	0.3–0.4	0.2–3.7	0.9–3	5.1–6.9	22.1–29	43.1–54.8	13–14.5	1.5–3.6
		d-p	2.6–4.1	2.6–6.4	3.3–4.7	5.2–6.5	29–33.5	37.9–40.3	8.3–8.7	3–4
Аллюви- альный	3	soil	0	0.1–0.2	0.4–1.6	1.3–5.4	16.7–22.2	27.2–60.6	15.2–37.6	4–6.7
		all 1	0–1.2	0–2.5	0.1–2.1	1–3.3	11.9–30.7	54.7–65.3	6.5–21.3	1.9–3.3
		all 2	2.5–17	1.5–11.8	1.7–9.3	2.9–11.2	26.2–39.9	26.2–48.4	2.2–10	1.7–3.5

Примечание. ГК – генетический комплекс отложений; *генетические типы отложений:* soil – почва, v-d – эолово-делювиальные, d-p – делювиально-пролювиальные, all 1 – мелкозернистый аллювий, all 2 – разнотернистый аллювий с дресвой и гравием.

В отложениях первой надпойменной террасы р. Хойто-Ага (позднепалеолитический археологический памятник Сахюрта–1) выявляются восемь этапов осадконакопления и почвообразования:

1. Аккумуляция аллювиальных слоистых мелко-, тонкозернистых ожелезненных и оглеенных песков и разнотернистых песков с включением дресвы, гравия, щебня видимой мощностью 1 м. Всего насчитывается шесть слоев возрастом >32.5 тыс. кал. л. н. Присутствие горизонтов ожелезнения, оглеения свидетельствует, с одной стороны, о формировании осадков в достаточно влажном и относительно теплом климате [13, с. 64], с другой, о неглубоком залегании многолетнемерзлых пород. Мелкозернистый аллювий накапливался в периоды низких паводков, разнотернистый песок с дресвой и гравием – при высоких расходах вод, как это наблюдается на пойме р. Хойто-Ага в настоящее время.

2. Формирование аллювиальной луговой (гумусированной супеси с редким включением дресвы и гравия) погребенной почвы. В кровле почвы фиксируется прослой (мощностью 2–4 см) темно-коричневый (до черной) оторфованной супеси. Ниже залегают коричневые супеси с редким включением дресвы и гравия. Суммарная мощность почвы 15–25 см. Материнской породой для нее служат разнотернистые пески с дресвой, гравием и щебнем. Время формирования почвы (~32.5–31.7 тыс. кал. л. н.). Почве соответствует к.г. 5.

3. Накопление слоистых аллювиальных мелкозернистых ожелезненных и оглеенных песков с пятнами и линзами марганцевых включениями. Мощность песков до 25 см (возраст ~31.7–30 тыс. кал. л. н.). Пески перекрывают нижнюю погребенную почву, криотурбированы. Вероятно, их формирование про-

исходило в заключительную фазу МИС 3 в условиях прогрессирующего похолодания климата. Кровле аллювиальных песков соответствует к.г. 4.

4. Аккумуляция на террасе разнотернистых пролювиальных песков с дресвой и щебнем. Мощность отложений 20–35 см. Пески залегают с размывом на кровле аллювиальных отложений. Перерыв в осадконакоплении связан с размывом осадков при смещении русла р. Хойто-Ага и/или врезанием реки. Вскрывается только кровля пролювиальных песков конуса выноса пади Хобдори. Отложения имеют волнистое залегание, криотурбированы. Возраст осадков ~30–23.4 тыс. кал. л. н.

5. Формирование раннесартанского педокомплекса из двух ископаемых почв, разделенных слоем песков мелкозернистых с включением дресвы. Наиболее представительный разрез почв отмечается по северо-восточной стенке (к реке). Здесь две почвы, каждая мощностью 20–25 см, разделены 40–45 см слоем отложений. Гумусовые горизонты представлены желтовато-коричневыми супесями с редким включением дресвы. Почвы содержат карбонаты, криотурбированы и разделены эолово-делювиальными мелкозернистыми песками с буроватым оттенком и включением дресвы. Возраст почв ~23.4–21.3 тыс. кал. л. н. Педокомплексу соответствует к.г. 3.

6. Аккумуляция эоловых и эолово-делювиальных мелко- и тонкозернистых пылеватых песков и супесей с редким включением дресвы. Мощность отложений до 90 см. Время их формирования – вторая половина сартанского криохрона (~21.3–11.7 тыс. кал. л. н.).

7. Образование эрозионных врезов на поверхности террасы и их заполнение. В эоловых и эолово-делювиальных песках и супесях вскрыта погребенная промоина шириной 0.5–0.8 м, глубиной 0.5 м, заполненная гумусированными

песками с включением дресвы и щебня. Промойна перекрыта современной почвой. Время врезания и заполнения промоин вероятно ранний–средний голоцен (~11.7–4.5 тыс. кал. л. н.).

8. Формирование современной черноземной почвы мощностью до 40 см (средний и поздний голоцен) возрастом ~4.5–0 тыс. кал. л. н. Почве соответствуют к.г. 1 и 2.

ДИСКУССИЯ. ВОЗРАСТ АЛЛЮВИЯ И ОТЛОЖЕНИЙ НИЗКИХ ТЕРРАС ЗАБАЙКАЛЬЯ

Граница аллювия и отложений покровного генетического комплекса в разрез осадков первой террасы р. Хойто-Ага резкая и связана с размывом и перерывом в осадконакоплении и совпадает с границей стадий МИС 3 и 2 (30–29 тыс. кал. л. н.). Речные отложения террасы залегают в нижней части стенок раскопа и представлены чередованием мелко- и тонкозернистых ожелезненных и оглеенных песков с разнозернистыми песками с включением дресвы, гравия, щебня и погребенной почвой возрастом >30 тыс. кал. л. н. Разделяющая аллювиальные отложения погребенная почва формировалась ~32.5–31.7 тыс. кал. л. н. и соответствует заключительной фазе липовоселовского потепления [14] или гренландскому интерстадиалу GI 5.2, датируемому 32500–32040 кал. л. н. [15]. Почва соотносится с верхнеискимитской в Западной Сибири, куртакской в Средней Сибири [16], верхнеосинской в Прибайкалье [17], брянской на Русской равнине [18].

В подошве отложений покровного комплекса террасы вскрыт раннесартанский педокомплекс, состоящий из двух гумусовых горизонтов почв с абс. датами 18250 ± 1080 (ЛУ–9003) и 18900 ± 740 (ЛУ–9004) ^{14}C л. н. Время формирования педокомплекса ~23.4–21.3 тыс. кал. л. н. Близкая по возрасту радиоуглеродная датировка 19430 ± 1290 (ЛУ–7200) получена нами ранее по гуминовым кислотам из погребенной почвы на четвертой (высота 20–22 м) террасе р. Чикой в Усть-Мензинском геоархеологическом районе [19]. Ее календарный возраст составляет 23556 ± 1484 л. Почва представлена гумусированным темно-коричневыми супесями. Слаборазвитые почвы ранне-среднесартанского времени (21–16 ^{14}C л. н., 25–19 тыс. кал. л. н.) известны в Прибайкалье [16]. В центре Восточно-Европейской равнины выявлена и датирована по ^{14}C 17850 ± 650 (ИГАН–3817) и 18800 ± 1200 (ГИН–4025) погребенная почва (пушинская) мощностью до 0.5 м [20]. Эти даты соответствуют диапазону 22.5–21.4 тыс. кал. л. н., а время формирования почвы ~23.9–20.55 тыс. кал. л. н. Следовательно, после последнего ледникового максимума (ПЛМ) в пе-

риоды снижения темпов экзогенных процессов активизировались процессы почвообразования.

В детальных глобальных летописях ледников Гренландии и Антарктики после 23.4 тыс. кал. л. н. отмечается рост среднегодовых температур на $1-2^\circ$ [21]. и величин изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) с -45 до -39% [15, 22], снижение концентрации Ca^{2+} , пыли [15, 23, 24]. Формировались раннесартанские почвы (МИС 2) археологического памятника Сахюрта–1, согласно детальной стратиграфической летописи совпадает с интерстадиалами GI 2.1 и GI 2.2 [15]. Потепления датируются 23.34–23.22 и 23.02–22.9 тыс. кал. л. н. [15]. Между ними выявлено кратковременное похолодание (GS 2.2 возрастом 23.22–23.02 тыс. кал. л. н.). В Байкальском регионе ПЛМ [25] датирован 24.6–22.9 тыс. кал. л. н. Согласно [26], ПЛМ совпадает с гренландским стадиалом GS 3 возрастом 27540–23340 кал. л. н.

Для Забайкалья и других районов Сибири остается проблемным вопрос о высотах террас и возрасте их аллювия и к.г. [2–7, 27]. Этот вопрос требует отдельного детального рассмотрения и не входит в задачи данной статьи. Важно четко определить и датировать возраст контактного горизонта осадков аллювиального и покровного генетических комплексов. Нередко переход поймы в террасу сопровождается врезанием реки, размывом отложений, перерывом в осадконакоплении. Существуют и большие противоречия в датировании органогенных осадков пойм и террас и археологической периодизацией [3, 28].

По высоте и по возрасту аллювиальных отложений первая терраса р. Хойто-Ага (8–10 м) соответствует второй террасе (8–17 м) по схеме В.В. Карасева [4], первой террасе (до 15 м) [6]. Возраст их аллювия определяется второй половиной верхнего неоплейстоцена (Q_{III}^{3-4}). Наши данные подтверждают эти представления. В бассейне р. Хойто-Ага более низких террас не прослеживается [9]. Аллювий в разрезе террасы р. Хойто-Ага с размывом перекрыт пролювиальными осадками конуса выноса. Вероятно, что размывы могли быть кровля аллювия и подошва пролювия при горизонтальном смещении русла реки и ее врезании в самом начале сартанского криохрона (МИС 2). Возможно, вследствие новейших опусканий Агинской равнины [9] первая надпойменная терраса является погребенной под пойменными аллювием и представляет собой единый высотный уровень, что наблюдается в Забайкалье [7] и в других районах [29]. В то же время в Забайкалье часто наблюдается более детальная “раскладка” пойменных и террасовых комплексов [2–4]. Кроме того, высотные отметки террас и их строение могут сильно различаться во впадинах, перемычках между ними, в горных районах [3].

Радиоуглеродный возраст отложений второй террасы р. Ингоды (9–12 м) (археологический памятник Сухотино 4) датируется в диапазоне 20–11 тыс. кал. л. н. [30] или ~25–13 тыс. кал. л. н. Отложения к.г. 1–3 (0–2.2 м) были отнесены к покровным образованиям [31]. Для к.г. 3 получены две противоречивые даты по кости 11900 ± 130 (СОАН-841) и углю 26110 ± 200 (СОАН-1138) [31, 32]. Авторы монографии [32] отдали предпочтение второй дате. Но она противоречит радиоуглеродным датировкам аллювия к.г. 6–8 [31, 33, с. 14]. Нами из к.г. 3 (глубина 2–2.1 м) по углям получена радиоуглеродная датировка 14940 ± 690 (ЛУ-8604) (18120 ± 815 кал. л. н.). Для к.г. 6 на глубинах 300–315 см (средняя часть перигляциального аллювия) получена радиоуглеродная датировка 15820 ± 300 л. н. (ЛЕ-3652) [31, 33, с. 14] или 19150 ± 310 кал. л. н. Кровля аллювия залегает на глубине 2.5 м [31, 33, с. 14] и имеет возраст старше ~18.4 тыс. кал. л. н. Сартанский (МИС 2) возраст имеет кровля аллювия второй террасы р. Мензы высотой 8–10 м (Усть-Менза–2) и Чикоя высотой 9 м (Студеное–2) [7].

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, проект № 17-29-05064 офи_м (датирование отложений), гранта Забайкальского госуниверситета № 292-ГР (полевые исследования).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базаров Д.–Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1968. 156 с.
2. Геология и культура древних поселений Западного Забайкалья / Базаров Д.–Д. Б., Константинов М.В., Иметхенов А.Б., Базарова Л.Д., Савинова В.В. Новосибирск: Наука, 1982. 164 с.
3. Константинов М.В. Каменный век восточного региона Байкальской Азии. Улан-Удэ: Изд. Читинск. пединститута, 1994. 179 с.
4. Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. Чита: Экспресс-издательство, 2002. 128 с.
5. Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. 18 с.
6. Еникеев Ф.И. Речные террасы амурского округа стока (Юго-Восточное Забайкалье) // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований / Мат-лы IX Всерос. совещ. по изуч. четвертичного периода. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2015. С. 147–149.
7. Константинов М.В., Екимова Л.В., Верецагин С.Б. Таежный Чикой на рубеже камня и бронзы. Чита: ЗабГУ, 2016. 261 с.
8. Stuiver M., Reimer P.J., and Reimer R.W. 2020. CALIB 8.2 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2020-10-14
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист М–50 – Борзя. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 553 с.
10. Малая энциклопедия Забайкалья: природное наследие / Гл. ред. Р.Ф. Гениатулин. Новосибирск: Наука, 2009. 698 с.
11. Базарова В.Б., Лящевская М.С., Орлова Л.А. Палеоклиматические события позднего голоцена в пойменных отложениях малых рек Юго-Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы. 2014. № 2. С. 115–123.
12. Ямских А.Ф. Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. Красноярск: КГПИ, 1993. 226 с.
13. Малолетко А.М. Методы палеогеографических исследований. Курс лекций. Томск: ТГУ, 2010. 100 с.
14. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
15. Rasmussen O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., and Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // Quaternary Science Reviews. 2014. Vol. 106. P. 14–28.
16. Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: ГЕО, 2012. 477 с.
17. Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. Иркутск: Изд. ИГУ, 2010. 205 с.
18. Сычева С.А. Брянская палеопочва на Среднерусской возвышенности: ¹⁴C возраст, длительность и история развития // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 2015. № 74. С. 53–68.
19. Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В., Голубцов В.А., Константинов М.В., Викулова Н.О., Филатов Е.А. Этапы формирования отложений покровного комплекса высоких террас реки Чикой (Усть-Мензинский георхеологический район) в позднем плейстоцене и голоцене // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. 2015. Вып. 4. С. 170–182.
20. Гугалинская Л.А., Алифанов В.М., Овчинников А.Ю. Педостратиграфия позднеледниковых покровных лессовидных суглинков в качестве почвообразующих пород голоценовых почв в центре Восточно-Европейской равнины // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 2015. № 74. С. 105–110.

21. Jouzel J., Stievenard M., Johnsen S.J., Landais A., Masson-Delmotte V., Sveinbjornsdottir A., Vimeux F., von Grafenstein U., and White J.W.C. The GRIP deuterium-excess record // *Quaternary Science Reviews*. 2007. Vol. 26. No. (1–2). P. 1–17.
22. Andersen K.K., Svensson A., Johnsen S.J., Rasmussen S.O., Bigler M., Rothlisberger R., Ruth U., Siggaard-Andersen M.-L., Steffensen J.P., Dahl-Jensen D., Vinther B.M., and Clausen H.B. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 1: constructing the time scale // *Quaternary Science Reviews*. 2006. Vol. 25. P. 3246–3257.
23. Ruth U., Bigler M., Rothlisberger R., Siggaard-Andersen M.L., Kipfstuhl S., Goto-Azuma K., Hansson M.E., Johnsen S.J., Lu H.Y., and Steffensen J.P. Ice core evidence for a very tight link between North Atlantic and East Asian glacial climate // *Geophysical Research Letters*. 2007. Vol. 34 (3). L03706.
24. Lambert F., Bigler M., Steffensen J.P., Hutterli M., and Fischer H. Centennial mineral dust variability in high-resolution ice core data from Dome C, Antarctica // *Climate of the Past*. 2012. Vol. 8. P. 609–623.
25. Kostrova S.S., Meyer H., Chaplign B., Tarasov P.E., and Bezrukova E.V. The last glacial maximum and late glacial environmental and climate dynamics in the Baikal region inferred from an oxygen isotope record of lacustrine diatom silica // *Quaternary International*. 2014. Vol. 348. P. 25–36.
26. Hughes P.D. and Gibbard P.L. A stratigraphical basis for the Last Glacial Maximum (LGM) // *Quaternary International*. 2014. Vol. 383. P. 174–185.
27. Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. 288 с.
28. Константинов М.В., Васильев С.Г., Филатов Е.А., Викулова Н.О., Маслодудо С.В. Древняя история Забайкальского края в свете новых археологических открытий // *Изв. лаборатории древних технологий*. 2018. Т. 14. № 1. С. 9–19.
29. Васильев С.А., Поляков А.В., Амзараков П.Б., Рыжов Ю.В., Корнева Т.В., Сапелко Т.В., Барышников Г.Ф., Бурова Н.Д., Гиля Е.Ю., Ямских Г.Ю. Палеолитический человек в предгорьях Саян: стоянка Ирба 2 близ Курагино. Раздел 1.6 // *Прошлое человечества в трудах петербургских археологов на рубеже тысячелетий (К 100-летию создания российской академической археологии)*. СПб: Петербургское Востоковедение, 2019. С. 83–102.
30. Кириллов И.И., Кириллов О.И. Сухотино // *Малая энциклопедия Забайкалья. Археология*. Новосибирск: Наука, 2011. С. 280–282.
31. Черенщиков О.Ю. Нижний комплекс многослойного поселения Сухотино-4 и его место в верхнем палеолите Северной Азии. Дис. ... канд. ист. наук. Чита: Забайкальский гос. пед. ин-т им. Н.Г. Чернышевского, 1998. 215 с.
32. Окладников А.П., Кириллов И.И. Юго-Восточное Забайкалье в эпоху камня и ранней бронзы. Новосибирск: Наука, 1980. 176 с.
33. Константинов М.В., Константинов А.В., Екимова Л.В., Разгильдеева И.И. Усть-Менза // *Малая энциклопедия Забайкалья. Археология*. Новосибирск: Наука, 2011. С. 302–306.
34. Константинов М.В., Константинов А.В., Екимова Л.В., Разгильдеева И.И. Студеное // *Малая энциклопедия Забайкалья. Археология*. Новосибирск: Наука, 2011. С. 277–280.

Stages of the Khoito-Aga first river terrace development near Upper Paleolithic archaeological site Sakhyurta–1 (Transbaikal region)

Yu. V. Ryzhov^{a,b,#}, P. V. Moroz^{c,##}, and M. V. Smirnov^{a,b,###}

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

^b *Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

^c *Transbaikal State University, Chita, Russia*

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

^{##} *E-mail: frostius.81@mail.ru,*

^{###} *E-mail: smv.38@mail.ru*

Investigation of the 8–10 m high river terrace structure and composition was completed at the archaeological site in the lower Khoito-Aga river. Absolute age of the terrace was estimated using radiocarbon dates of alluvium and buried soils. The results were compared with regional studies of low terraces in the Zabaikalie. The terrace deposits formation stages during the second half of Late Pleistocene and Holocene were identified. The covering genetic complex sediments (2 m) include the Hobdori draw colluvial fan deposits, aeolian, aeolian–deluvial sands and sandy loams, soils. The Chernozem soil (0.2 m) is recorded in the excavation top. According to archaeological data, it formed during the last ~4.5 kyr. At depths of 100–200 cm, an Early MIS 2 pedocomplex with two humic soil horizons (were dated ~23.4–21.3 kyr BP) was excavated. Soils formed during warm and moist climate stages when rates of exogenous processes were decreased. The completion of alluvium accumulation and terrace escarpment formation were dated ~30–29 kyr BP (MIS 3 and 2 boundary). Interlayered fine-grained and different-grained sands with grus, rubble, gravel alluvial (1.5 m) sediments separated by Late MIS 3 cultural horizons (0.15–0.25 m) with an age of ~32.5–31.7 kyr. Within archaeological site Sakhyurta–1 five cultural horizons (CH) were identified with 494 artifacts in total. The cultural horizons 1 and 2 associated with modern soil. The collection of artifacts corresponds to the archaeological sites of the Late Neolithic–Bronze age for Transbaikalia area (4.5–2 kyr BP). Cultural horizon 3 corre-

sponds to the Early MIS 2 pedocomplex (23.4–21.3). CH 4 correlates with terrace alluvium top (31.7–30). CH 5 is associated with alluvial buried soil was dated ~32.5–31.7 kyr BP.

Keywords: covering and alluvial deposits, cultural horizon, buried soil, radiocarbon dating

ACKNOWLEDGMENTS

The study was funded by the Russian Foundation of Basic Research, No. 17-29-05064 (sediment dating), grant of Transbaikal State University No. 292 – GR (field studies).

REFERENCES

1. Bazarov D.—D.B. *Chetvertichnye otlozheniya i osnovnye etapy razvitiya rel'efa Selenginskogo srednegor'ya* (Quaternary deposits and the main relief stages development of the Selenga midland). Ulan-Ude: Byryat Publ. House (Publ.), 1968. 156 p. (in Russ.)
2. Bazarov D.—D. B., Konstantinov M.V., Imetkhenov A.B., Bazarova L.D., and Savinova V.V. *Geologiya i kul'tura drevnikh poselenii Zapadnogo Zabaikal'ya* (Geology and culture of the Western Trabsbaikalia ancient settlements). S.M. Tseitlin and I.V. Aseev (Eds.). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 1982. 164 p. (in Russ.)
3. Konstantinov M.V. *Kamennyi vek vostochnogo regiona Baikalskoi Azii* (Stone age of eastern region of Baikalia Asia). Ulan-Ude, Chita. 1994. 180 p. (in Russ.)
4. Karasev V.V. *Kainozoi Zabaikal'ya* (Ceniziic of the Transbaikalia). Chita. 2002. 128 p. (in Russ.)
5. Kolomiets V.L. *Sedimentogenez pleistotsenovogo akval'nogo kompleksa i usloviya formirovaniya nerudnogo syr'ya sukhodol'nykh vpadin Baikalskoi riftovoi zony* (Sedimentogenesis of the Pleistocene aquatic complex and conditions for the formation of nonmetallic raw materials of the Baikalia rift zone basins). PhD thesis. Irkutsk: IEC SB RAS (Publ.), 2010. 18 p. (in Russ.)
6. Enikeev F.I. *Rechnye terrasy amurskogo okruga stoka (Yugo-Vostochnoe Zabaikal'e)* (River terraces of the Amur runoff district (Southeast Transbaikalia)). *Fundamental'nye problemy kvartera, itogi izucheniya i osnovnye napravleniya dal'neishikh issledovaniy. Materialy IX Vserossiyskogo soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda* (Fundamental problems of the Quarter, the results of the study and the main directions of further researches. Materials of the IX All-Russian meeting on the study of the Quaternary). Irkutsk: IG SB RAS (Publ.), 2015. P. 147–149. (in Russ.)
7. Konstantinov M.V., Ekimova L.V., and Vereshchagin S.B. *Taizhnyi Chikoi na rubezhe kamnya i bronzy* (Taiga Chikoi at the frontier of stone and bronze). Chita: Transbaikal SU Publ. (Publ.), 2016. 247 p. (in Russ.)
8. Stuiver M., Reimer P.J., and Reimer R.W. 2020. CALIB 8.2 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2020-10-14.
9. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi federatsii. Masshtab 1:1000000 (tret'e pokolenie). List M-50 – Borzya. Ob'yasnitel'naya zapiska.* (State geological map of Russian Federation. Scale 1:1000000 (third generation). Series Aldano-Transbaikalia. Sheet M-50 – Borzya. Explanatory letter). Saint Peterburg: Cartographic factory VSEGEI (Publ.), 2012. 439 p. (in Russ.)
10. *Malaya entsiklopediya Zabaikal'ya: prirodnoe nasledie* (Small Encyclopedia of Transbaikalia: Natural Heritage). R.F. Geniatulin (Ed.). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 2009. 698 p. (in Russ.)
11. Bazarova V.B., Lyashchevskaya M.S., and Orlova L.A. *Paleoklimaticheskie sobytiya pozdnego golotsena v poimennykh otlozheniyakh malykh rek Yugo-Vostochnogo Zabaikal'ya* (Paleoclimatic events of the Late Holocene in floodplain deposits of small rivers of Southeastern Transbaikalia). *Geography and Natural Resources*. 2014. Vol. 35. No. 2. P. 165–172. (in Russ.)
12. Yamskikh A.F. *Osadkonakoplenie i terrasobrazovanie v rechnykh dolinakh Yuzhnoi Sibiri* (Sedimentation and terrace formation in river valleys of Southern Siberia). Krasnoyarsk: KSPI (Publ.), 1993. 226 p. (in Russ.)
13. Maloletko A.M. *Metody paleogeograficheskikh issledovaniy. Kurs lektsii* (Methods of paleogeographic research / lecture course). Tomsk: TSU Publ. house (Publ.), 2010. 100 p.
14. Kind N.V. *Geokhronologiya pozdnego antropogena po izotopnym dannym* (Geochronology of the Late Anthropogen according to isotopic data). Moscow: Nauka (Publ.), 1974. 255 p. (in Russ.)
15. Rasmussen O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallengona P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., and Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*. 2014. Vol. 106. P. 14–28.
16. Zykina V.S. and Zykin V.S. *Lessovo-pochvennaya posledovatel'nost' i evolyutsiya prirodnoi sredy i klimata Zapadnoi Sibiri v pleistotsene* (Loess-soil sequence and environment and climate evolution of West Siberia in Pleistocene). Novosibirsk: GEO Academic publishing house (Publ.), 2012. 477 p. (in Russ.)
17. Vorob'eva G.A. *Pochva kak letopis' prirodnykh sobytii Pribaikal'ya: problemy evolyutsii i klassifikatsii pochv* (Soil as natural events chronicle in the Baikalia region: problems of soil evolution and classification). Irkutsk: State University Press (Publ.), 2010. 205 p. (in Russ.)
18. Sycheva S.A. *Bryanskaya paleopochva na Srednerusskoi vozvysheynosti: ¹⁴C vozrast, dlitel'nost' i istoriya razvitiya* (Bryansk paleosol on the Central Russian Upland: ¹⁴C age, duration and history of development). *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda* (Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period). 2015. No. 74. P. 53–68. (in Russ.)
19. Ryzhov Yu.V., Kobylkin D.V., Golubtsov V.A., Konstantinov M.V., Vikulova N.O., and Filatov E.A. *Etapy formirovaniya otlozhenii pokrovnogo kompleksa vysokikh terras reki Chikoi (Ust'-Menzinskii geoarkheologicheskii raion) v pozdnem pleistotsene i golotsene* (Formation

- stages of covering deposition of Chicoi river high terraces (Ust-Menza ge archaeological district) in Late Pleistocene and Holocene. Eurasia in the Cenozoic. Stratigraphy. Paleoecology. Cultures). Irkutsk: Irkutsk SU Publ. (Publ.), 2015. No. 4. P. 170–182. (in Russ.)
20. Gugalinskaya L.A., Alifanov V.M., and Ovchinnikov A.Yu. *Pedostratigrafiya pozdnevaldayskikh pokrovnykh lessovidnykh suglinkov v kachestve pochvo-obrazuyushchikh porod golotsenovykh pochv v tsentre Vostochno-Evropeyskoy ravniny* (Pedostratigraphy of Late Valdai cover loess-like loams as parent rocks of Holocene soils in the center of the East European Plain). *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda* (Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period). 2015. No. 74. P. 105–110. (in Russ.)
 21. Jouzel J., Stievenard M., Johnsen S.J., Landais A., Masson-Delmotte V., Sveinbjornsdottir A., Vimeux F., von Grafenstein U., and White J.W.C. The GRIP deuterium-excess record. *Quaternary Science Reviews*. 2007. Vol. 26. No. (1–2). P. 1–17.
 22. Andersen K.K., Svensson A., Johnsen S.J., Rasmussen S.O., Bigler M., Rothlisberger R., Ruth U., Siggaard-Andersen M.-L., Steffensen J.P., Dahl-Jensen D., Vinther B.M., and Clausen H.B. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews*. 2006. Vol. 25. P. 3246–3257.
 23. Ruth U., Bigler M., Rothlisberger R., Siggaard-Andersen M.L., Kipfstuhl S., Goto-Azuma K., Hansson M.E., Johnsen S.J., Lu H.Y., and Steffensen J.P. Ice core evidence for a very tight link between North Atlantic and East Asian glacial climate. *Geophysical Research Letters*. 2007. Vol. 34 (3). L03706.
 24. Lambert F., Bigler M., Steffensen J.P., Hutterli M., and Fischer H. Centennial mineral dust variability in high-resolution ice core data from Dome C, Antarctica. *Climate of the Past*. 2012. Vol. 8. P. 609–623.
 25. Kostrova S.S., Meyer H., Chaplignin B., Tarasov P.E., and Bezrukova E.V. The last glacial maximum and late glacial environmental and climate dynamics in the Baikal region inferred from an oxygen isotope record of lacustrine diatom silica. *Quaternary International*. 2014. Vol. 348. P. 25–36.
 26. Hughes P.D. and Gibbard P.L. A stratigraphical basis for the Last Glacial Maximum (LGM). *Quaternary International*. 2014. Vol. 383. P. 174–185.
 27. Tseitlin S.M. *Geologiya paleolita Severnoi Azii* (Geology of the Paleolithic of North Asia). Moscow: Nauka (Publ.), 1979. 288 p. (in Russ.)
 28. Konstantinov M.V., Vasil'ev S.G., Filatov E.A., Vikulova N.O., and Maslodudo S.V. *Drevnyaya istoriya Zabaikal'skogo kraya v svete novykh arkheologicheskikh otkrytii* (Ancient History of Transbaikalian Region in the Light of New archaeological discoveries). *Izv. laboratorii drevnikh tekhnologii* (Journal of Ancient Technology Laboratory). 2018. Vol. 14. No. 1. P. 9–19. (in Russ.)
 29. Vasil'ev S.A., Polyakov A.V., Amzarakov P.B., Ryzhov Yu.V., Korneva T.V., Sapelko T.V., Baryshnikov G.F., Burova N.D., Girya E.Yu., and Yamskikh G.Yu. *Paleoliticheskii chelovek v predgor'yakh Sayan: stoyanka Irba 2 bliz Kuragino* (Paleolithic man in the foothills of the Sayan Mountains: the Irba 2 site near Kuragino (the Krasnoyarsk region)). *Proshloe chelovechestva v trudakh peterburgskikh arkheologov na rubezhe tysyacheletii* (The Past of Humankind as seen by the Petersburg Archaeologists at the Dawn of the Millennium). Chapter 1.6. St. Petersburg: St. Petersburg Centre for Oriental Studies Publishers (Publ.), 2019. P. 83–102. (in Russ.)
 30. Kirillov I.I. and Kirillov O.I. *Sukhotino. Malaya entsiklopediya Zabaikal'ya. Arkheologiya* (Small Encyclopedia of Transbaikalia. Archeology). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 2011. P. 280–282. (in Russ.)
 31. Cherenchikov O.Yu. *Nizhnii kompleks mnogosloinogo poseleniya Sukhotino-4 i ego mesto v verkhnem paleolite Severnoi Azii: dissertatsiya na soiskanie uchenoj stepeni kand. st. nauk* (The lower complex of the multilayer settlement Sukhotino-4 and its place in the Upper Paleolithic of North Asia. Cand. Sciences Dissertation). Chita: CSPI, 1998. 215 p. (in Russ.)
 32. Okladnikov A.P. and Kirillov I.I. *Yugo-Vostochnoe Zabaikal'e v epokhu kamnya i rannei bronzy* (Southeastern Transbaikalia in the Stone Age and early bronze). Novosibirsk. 1980. 176 p. (in Russ.)
 33. Konstantinov M.V., Konstantinov A.V., Ekimova L.V., and Razgil'deeva I.I. *Ust'-Menza. Malaya entsiklopediya Zabaikal'ya. Arkheologiya* (Small Encyclopedia of Transbaikalia. Archeology). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 2011. P. 302–306. (in Russ.)
 34. Konstantinov M.V., Konstantinov A.V., Ekimova L.V., and Razgil'deeva I.I. *Studenoe. Malaya entsiklopediya Zabaikal'ya. Arkheologiya* (Small Encyclopedia of Transbaikalia. Archeology). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 2011. P. 277–280. (in Russ.)