

ISSN 2949-1789

Том 54, Номер 1

Январь - Март 2023



ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ



www.sciencejournals.ru



GEOMORFOLOGIYA I PALEOGEOGRAFIYA

(before 2023 – Geomorfologiya)

Vol. 54 No. 1 January – March 2023

FOUNDED 1970

QUARTERLY

Editor-in-Chief

A.V. Panin

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

Deputy Editors-in-Chief

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

Assistant Editor

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

Editorial board:

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

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

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

The Editorial Staff:

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

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

Phone: 8 (499) 238-03-60

E-mail: geomorfologiya@mail.ru

The subscription index in Rospechat catalogue 70215

ISSN 2949-1789 (Print)
ISSN 2949-1797 (Online)

СОДЕРЖАНИЕ

Том 54, номер 1, 2023

К теории климата плиоцена — плейстоцена и голоцена

А. В. Кислов

3

Темпы седиментации на поймах равнинных рек центра европейской части России по данным изучения почвенно-аллювиальных серий

А. Л. Александровский, В. Н. Голосов, И. В. Замотаев

17

Хронология хвалынского этапа развития Каспия по данным радиоуглеродного датирования

Р. Р. Макшаев, Н. Т. Ткач

37

Баланс наносов и миграция ^{137}Cs в зоне Чернобыльского загрязнения: опыт и итоги исследований в бассейне р. Плавы, Тульская область

М. М. Иванов, В. Н. Голосов, Н. Н. Иванова

55

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

Косинские мезолитические стоянки в контексте истории природной среды верхнего Прикамья в позднеледниковье и раннем голоцене

*Д. А. Демаков, Е. Л. Лычагина, Н. Е. Зарецкая, С. В. Копытов,
А. В. Чернов, Е. Г. Лаптева, С. С. Трофимова, П. А. Косинцев*

74

Возраст ледниковых и водноледниковых отложений Чибитского гляциокомплекса и его подпрудное озеро (Горный Алтай)

*И. Д. Зольников, Е. В. Деев, Р. Н. Курбанов, А. В. Панин, И. С. Новиков,
А. В. Васильев*

90

Морфометрический анализ крупнозападинного рельефа на юге Восточно-Европейской равнины

Е. А. Константинов, А. Л. Захаров, Е. В. Селезнева, К. Г. Филиппова

99

Проявление глобальных похолоданий позднего голоцена на морском побережье юга Дальнего Востока России

*Н. Г. Разжигаева, Л. А. Ганзей, Т. А. Гребенникова, Л. М. Мохова,
В. В. Чаков, Т. А. Копотева, М. А. Климин, Г. В. Симонова*

112

CONTENTS

Vol. 54, No. 1, 2023

To the theory of the Pliocene – Pleistocene and Holocene climate

A. V. Kislov 3

Sedimentation Rates on the Floodplains of Lowland Rivers in the Center of the European Part of Russia According to the Study of Soil-Alluvial Chronosequences

A. L. Aleksandrovskii, V. N. Golosov, and I. V. Zamotaev 17

Chronology of Khvalynian stage of the Caspian Sea according to radiocarbon dating

R. R. Makshaev and N. T. Tkach 37

The sediment budget and migration of ^{137}Cs in Chernobyl affected area: 30 years of investigations in the Plava River basin, Tula region

M. M. Ivanov, V. N. Golosov, and N. N. Ivanova 55

SHORT COMMUNICATIONS

Kosinsky Mesolithic sites in the context of the history of the natural environment of the upper Kama region in the Late Glacial and early Holocene

D. A. Demakov, E. L. Lychagina, N. E. Zaretskaya, S. V. Kopytov, A. V. Chernov, E. G. Lapteva, S. S. Trofimova, and P. A. Kosintsev 74

Age of glacial and fluvioglacial deposits of the Chibitsky glaciocomplex and its dammed lake (Gorny Altai)

I. D. Zolnikov, E. V. Deev, R. N. Kurbanov, A. V. Panin, I. S. Novikov, and A. V. Vasiliev 90

Morphometric analysis of the large enclosed depression of the Southern East European plain

E. A. Konstantinov, A. L. Zakharov, E. V. Selezneva, and K. G. Filippova 99

Global cooling events of the Late Holocene preserved in the coastal sediments in the southern Far East of Russia

N. G. Razjigaeva, L. A. Ganzey, T. A. Grebennikova, L. M. Mokhova, V. V. Chakov, T. A. Kopoteva, M. A. Klimin, and G. V. Simonova 112

УДК 551.87:551.583

К ТЕОРИИ КЛИМАТА ПЛИОЦЕНА – ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА[#]© 2023 г. А. В. Кислов^{1,*}¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия
*e-mail: avkislav@mail.ru

Поступила в редакцию 22.05.2022 г.

После доработки 20.09.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

В данной работе делается попытка объяснить главные особенности динамики планетарного климата за последние ~5 млн л. — общее похолодание от плиоцена к плейстоцену, преимущественные вариации климата с периодичностями 100, 41, 23–19 тыс. л. и сплошной характер спектра. В результате показано, что снижение температуры обусловлено монотонным снижением концентрации CO₂ на протяжении кайнозойской эры. Это привело к перестройке преимущественной ритмичности климата от 41 к 100 тыс. л. с увеличением амплитуды колебаний и появлению оледенений. Циклы в 41, 23 и 19 тыс. л. связаны с вариациями положения планеты на орбите и вытянутостью ее орбиты. За счет стохастического резонанса внутренней изменчивости и вариаций эксцентриситета возникают 100-тысячелетние ритмы. Сплошной спектр колебаний отражает перенос энергии по спектру от энергонесущего диапазона за счет прямого каскада, имеющего колмогоровский характер. Одновременно возможен и перенос энергии в низкочастотную область (обратный каскад), связанный с эффектом броуновского процесса. Изменения климата в диапазоне “вековых” масштабов вызываются радиационными форсингами, а также связаны с поступлением энергии с двух сторон, со стороны медленных и быстрых процессов. В первом случае это перенос со стороны энергонесущих циклов Миланковича, во втором — накачка со стороны высоких частот. Поэтому эти вариации, в определенном смысле, наиболее сложны для причинно-следственного анализа. Особняком стоят входящие в диапазон столетних вариаций колебания Дансгора–Оешгера и Хайнриха, имеющие специфическую океанически — ледниковую природу.

Ключевые слова: палеоклимат, плиоцен, плейстоцен, голоцен, теория Миланковича, спектр климатической изменчивости

DOI: 10.31857/S2949178923010061, EDN: GQCYHO

ВВЕДЕНИЕ

Понять генезис происходивших в прошлом изменений климата трудно по ряду причин. Во-первых, это связано с недостаточностью информации. Восстановление палеоклимата основано на интерпретации и абсолютном датировании косвенных показателей, что сопряжено с определенными погрешностями. Реконструкции всегда отражают динамику климата определенного региона, причем типично, когда данные разных регионов недостаточно хорошо коррелированы между собой. Поэтому составление из мозаики региональных шкал (да еще очень разреженной) картины планетарных изменений (требуемой для теоретического анализа) осуществляется с определенным произволом. Эта задача решается различными способами, от самого простого усредне-

ния информации до развития палеореанализов (Franke et al., 2017; Anderson et al., 2019), которые в настоящее время охватывают только небольшие отрезки прошлого. Разумеется, последний способ обеспечивает пространственно-временное распределение климатических переменных любого пространственного разрешения (в рамках использованной модели атмосферы), однако вопрос качества полученных полей остается. И вообще при такой процедуре верификация результатов становится затруднительна, поскольку модель (с заданными внешними форсингами) “подтягивается” под данные реконструкций климата.

Во-вторых, существует естественное ограничение интервала времени истории Земли, для которого создается теория. Это связано с тем, что на разных временных масштабах факторы климатообразования различны. Поэтому, если, например, предполагается (как в данной статье) анализ изменений климата при приблизительно одинаковом распределении материков и океанов, то уходить далеко в прошлое не следует. В этом слу-

[#] Ссылка для цитирования: Кислов А.В. К теории климата плиоцена — плейстоцена и голоцена // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54, № 1. С. 3–16. <https://doi.org/10.31857/S0435428123010066>; <https://elibrary.ru/GQCYHO>

чае разумно ограничиться последними ~5 млн л., используя для анализа соответствующие реконструкции (например, Zachos et al., 2001).

В-третьих, климатологи убеждены в определенных позициях, способствующих пониманию механизмов климатообразования, однако эти представления неполны. Ясно, что климатические изменения происходят в энергетически открытой воздействию солнечной энергии Земной системе, динамику которой отражают “первые принципы”, т.е. законы сохранения момента количества движения масс воздуха и воды, энергии, массы воздуха, массы водяного пара, углерода и др. Принимается, что поступающая солнечная энергия варьирует из-за изменений светимости Солнца и вулканического аэрозоля в различных масштабах (более длительные вариации, чем столетние, просто неизвестны), а на тысячелетних интервалах — из-за изменений параметров орбиты Земли и наклона ее оси вращения (в соответствии с теорией Миланковича). Однако кроме энергетики не исключены влияния других физических факторов. По-видимому, это касается неравномерности вращения Земли (Сидоренков, 2002), причем в контексте теории климата в этом направлении практически ничего не сделано. Возможно, в принципе, и обнаружение новых эффектов, предугадать которые мы не в силах именно потому, что не имеем о них никаких представлений. На то, что появление неожиданных эффектов возможно, указывает опыт развития климатологии: так, о климатической значимости событий Дансгора–Оешгера (DO) и Хайнриха (H) (Оц, 2022) стало известно сравнительно недавно (~20 л. н.).

Законы сохранения формулируются в форме уравнений, составляющих основу математических моделей Земной системы (полных моделей и моделей промежуточной сложности), решение которых может быть осуществлено только численными методами с помощью компьютерных расчетов. Моделирование палеоклиматов интенсивно развивается последние 30 лет в рамках последовательных (1–4) стадий проекта PMIP (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project <https://pmip.lsce.ipsl.fr>), причем в последние ~15 лет PMIP стал работать по протоколу и в рамках CMIP (Coupled Model Intercomparison Project <https://www.wcrp-climate.org/wgcm-cmip>). В этих работах принимают участие десятки моделей климата из различных стран. Компьютерные эксперименты направлены на воспроизведение климата в “канонические” срезы палеовремени 21 и 6 тыс. л. н. (характеризующие максимум последнего оледенения и условия межледниковья). Кроме этого проводится моделирование климата предыдущего межледниковья (127 тыс. л. н.), воспроизводится динамика климата за последнюю тысячу лет (эксперимент “Millennium”) и выпол-

няется тестовый эксперимент “Preindustrial”, воссоздающий доиндустриальный климат. Главная цель PMIP — валидация моделей, предназначенных для осуществления климатического прогноза, однако эти данные полезны и для развития теории климата, описывающей изменения природной среды в прошлом.

Обращаясь к этим результатам, следует иметь в виду то, что из-за исключительной сложности моделей данные моделирования часто не менее трудно интерпретировать, чем эмпирические сведения. В этом случае результаты сопоставляются с упрощенными схемами эволюции простых динамических систем, чтобы попытаться понять механизмы происходящих изменений, которые затем, как предполагается, можно перенести на сложные объекты. Однако при этом есть опасения (к сожалению, небезосновательные), что упрощенная картина при применении к сложной системе может дать принципиально неверные результаты.

Идеальная теория климата должна описывать как планетарные, так и региональные изменения. Попытка такого рода — воссоздать в детальном компьютерном моделировании изменения климата (вместе с динамикой всей природной среды) за последние 20 тыс. л. — была недавно предпринята в рамках проекта PalMod (<https://www.palmod.de/>). Тенденции глобальных изменений получились правильные, но на региональном уровне палеотемпературы, палеогидрологический режим и другие характеристики не продемонстрировали хорошего количественного сходства с данными эмпирических реконструкций.

Поскольку детальные теоретические обобщения являются делом будущего, в данной работе делается попытка подвести своеобразный промежуточный итог — объяснить главные особенности динамики планетарного климата за последние ~5 млн лет. Картина складывается из следующих фрагментов. Это, во-первых, общее похолодание от плиоцена к плейстоцену и изменившаяся на этом фоне амплитуда и преобладающая ритмичность колебаний климата. Действительно, до ~1.5 млн л. н. климат Земли следовал 41-тысячелетним вариациям наклона оси вращения планеты к плоскости орбиты (например, Venti et al., 2013). Также прослеживались циклы в 23 и 19 тыс. лет. Эти вариации имели (сравнительно с последующим периодом) сравнительно небольшую амплитуду, причем, в условиях повышенной фоновой температуры, не сопровождались активизацией ледниковых щитов. Чувствительным внутренним элементом, усваивающим сигналы изменяющейся инсоляции, были тропические муссоны (например, Lourens et al., 2010). Механизм заключался в том, что при их активизации в атмосфере выделялось большое количество

скрытого тепла, и этот сигнал потепления транслировался атмосферными волнами всей климатической системе.

Данный режим (“Мир 41”, в терминологии, введенной на 5 конференции PAGES (5th PAGES Open Science Meeting, Сарагоса (Испания), 2017)), существовал длительное время на фоне постепенного снижения температуры, которое было генетически связано с генеральным снижением концентрации CO_2 в воздухе. После перехода гляциологического порога ~2.5 млн л. н. (например, Tap et al., 2018), активизировались обратные связи термического режима с гляциосферой, что привело к появлению обширного ледникового щита Гренландии и периодическому развитию/разрушению других ледниковых щитов. Оледенение Северного полушария стало теперь тем чувствительным элементом климатической системы, к которому перешла функция управления глобальными климатическими изменениями. При этом перестроилась ритмичность (этот процесс занял около 0.5 млн л.) – вместо превалирования 41-тысячелетних колебаний доминировать стали ~100-тысячелетние колебания – “Мир 41” перешел в “Мир 100”. Более формальный взгляд на причины данной перестройки режима колебаний климатического режима дан в (Mukhin et al., 2019).

Важной особенностью указанных циклов является то, что их вклад в дисперсию не является основным. Главную роль играют случайные флуктуации (“шум”). Они характеризуются сплошной функцией спектральной плотности (S , спектр), описывающей распределение дисперсии по частотам. При этом периодичности, указанные выше, проявляются на фоне шума. Форма спектров разная на межгодовом, “вековом” и тысячелетнем масштабах, что является интегральным показателем того, что механизм вариаций климата различен. Причем из континуума “вековых” флуктуаций выделяются события DO и H, механика которых представляется достаточно конкретизированной, а также те события, которым можно приписать генезис, связанный с воздействием форсингов за счет вариаций светимости Солнца, трендов парниковых газов и колебаний прозрачности атмосферы при крупных вулканических извержениях (Mann, 2011).

Претендующая на полноту теория призвана дать согласованное описание всех этих планетарных эффектов, раскрыть вызывающие их механизмы и служить основой для понимания механизмов проявления региональных изменений климата.

В данной работе предполагается объяснить природу названных эффектов, используя для этого данные реконструкций и моделирования, а также привлекая для анализа современные пред-

ставления о динамике сложных систем. При обращении к данным реконструкций принимаются во внимание ограничения, связанные с точностью информации, однако какой-либо специальный анализ того, каким способом данные получены, какова их погрешность и др., проводиться не будет.

ВАРИАЦИИ ИНСОЛЯЦИИ И ОБРАТНЫЕ СВЯЗИ В КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

История крупных изменений климата, прослеживаемых десятки-сотни миллионов лет, была историей вариаций CO_2 (Будыко и др., 1985). Снижение температуры на протяжении последних нескольких десятков миллионов лет связано с масштабным уменьшением концентрации CO_2 в атмосфере.

Основой понимания природы регулярных климатических циклов (41 и ~20 тыс. л.) является теория Миланковича, в которой ищутся связи изменений климата с вариациями инсоляции на внешней границе атмосферы (ВГА) (Berger, 1978; Berger, Loutre, 1991). С точки зрения небесной механики, параметры, определяющие радиационный режим планеты, т.е. наклонение (угол между плоскостями экватора и эклиптики, ϵ), эксцентриситет (e) и долгота перигелия (максимально близкая к Солнцу позиция Земли относительно весеннего равноденствия, в угловых координатах, ϖ) не константы, а сложно устроенные функции времени. Наклонение колеблется от 22° до 24.5° с периодом в 41 тыс. л. В современную эпоху $\epsilon = 23.44^\circ$. Позиция перигелия смещается относительно положения равноденствия с ритмичностью в 19 и 23 тыс. л. Эллиптичность орбиты варьирует (весьма слабо) с периодичностью, намного меньшей, чем 100 тыс. л.

Изменения радиационного режима управляются динамикой ϵ и $e \sin \varpi$. В качестве иллюстрации часто используют кривую летней инсоляции на 65° с. ш., которая состоит из сложных нерегулярно повторяющихся положительных и отрицательных аномалий, сгенерированную калькулятором VSOP (Variations Séculaires des Orbites Planétaires) (Milankovitch cycles – Wikipedia, VSOP (planets) – Wikipedia). Эта широта показательна тем, что тут оба фактора вносят одинаковый вклад в вариации. Кроме того, кривая демонстрирует приход радиации к полярному кругу, т.е. к условной границе среднегодового распространения морских льдов и снежного покрова.

Анализ поведения реконструированного климата продемонстрировал те же периодичности: 41 и 19–23 тыс. л. Это дает основание серьезно отнестись к идеям о существовании связи вариаций инсоляции с колебаниями климата. Однако механизм этой связи далеко не тривиален: требуется

понять, как могут сформироваться вариации климата при нулевых годовых аномалиях притока солнечной энергии, поскольку изменения параметров ϵ и ϖ обеспечивают только перераспределение энергии по широтным зонам и сезонам, а значения эксцентриситета (и его изменения, которые влияют на годовую сумму радиации), очень малы.

Влияние вариаций ϵ можно интерпретировать, рассуждая, что важнее для потепления/похолодания климата: комбинация “положительная аномалия прихода радиации летом и отрицательная аномалия зимой”, или противоположная структура. Самим М. Миланковичем была априорно высказана идея, что изменения климата следуют за аномалиями инсоляции *летнего* Северного полушария, т.е. в симметричном сезонном радиационном влиянии приоритет принадлежит аномалиям теплого периода года.

Несимметричность отклика связана с обратными связями в климатической системе. Один из эффектов связан с тем, что аномалии парниковых свойств, управляемые содержанием водяного пара в воздухе, более эффективны при повышенном фоне температуры. Действительно, из-за экспоненциального характера зависимости насыщающего парциального давления водяного пара от температуры ($E = E(t)$), одна и та же аномалия температуры ($\pm \Delta t$) при фоновых высоких или низких температурах обеспечит существенно разные изменения ($\pm \Delta E$). То есть изменение содержания водяного пара и аномалии парниковых свойств эффективнее в теплое время года.

Другой механизм обеспечивается за счет действия альбедной обратной связи, когда за счет увеличения (уменьшения) ϵ происходит рост (снижение) *годового* притока радиации в высокие широты — именно в тот регион, в котором формируется полярное оледенение. Это провоцирует уменьшение (увеличение) площади снега и льда и активизирует развитие альбедной обратной связи, результатом действия которой являются нарастающие изменения климата определенного знака. В низких широтах инсоляция пропорционально уменьшается (растет), однако здесь нет криосферных элементов, способных интенсифицировать изменения климата.

Кроме того, при аномально повышенном облучении солнечной радиацией Северного полушария, как уже было отмечено, активизировались тропические муссоны, и дополнительно выделяющееся в атмосфере скрытое тепло шло на создание положительной аномалии температуры.

Рассмотренные обратные связи реализуются очень быстро — от дней до сезона. Более медленным регулятором изменений климата является положительная обратная связь между состоянием климата и углеродным циклом, в которой меха-

низм влияния на температуру реализуется посредством усиления/ослабления парникового эффекта.

Так же, как изменения наклона, можно охарактеризовать влияние изменений долготы перигелия (ϖ). Например, в современном состоянии орбита такова, что перигелий приходится на зиму Северного полушария (а афелий на лето) и сезонные различия сглаживаются, а ~10 тыс. л. н. конфигурация была противоположной и за счет этого фактора различия были максимально обострены.

Приведенные связи вариаций инсоляции с колебаниями климата выглядят убедительно, но, на самом деле, они представлены совершенно умозрительно. Дело в том, что, оперируя только рассуждениями такого типа, можно получить и противоречивые результаты. Например, казалось бы, ясная идея ускоряющей изменения климата альбедной обратной связи может быть сведена на нет, если принять во внимание, что при развитии похолодания в полярной области увеличивается межширотный градиент температуры, что должно вызвать активизацию переноса тепла в высокие широты и ликвидацию похолодания.

Эта недоказуемость открывала широкие возможности спекуляций, и концепция неоднократно подвергалась сомнениям, отвергалась и пересматривалась (также умозрительно). Необходимым средством, позволившим подтвердить правильность теории, послужило математическое моделирование климата, обеспечившее, по выражению А. Берге (Berger, 1978) “ренессанс теории Миланковича”.

МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛИМАТА ЭПОХ МЕЖЛЕДНИКОВЫЙ И ОЛЕДЕНЕНИЙ

Сравним климат середины голоцена и современный климат. Отличия создали отклонения инсоляции на ВГА, определяемые увеличением наклона ($\epsilon = 24.105^\circ$), и изменение долготы перигелия ($\varpi = 180.87^\circ$: перигелий приходился на лето северного полушария, а афелий — на зиму), что усиливало летнюю положительную аномалию инсоляции и отрицательную аномалию зимой (рис. 1, а)).

Аномалия инсоляции была максимальная ~9000 л. н. (рис. 2), однако для анализа был выбран срез времени 6000 л. н., что мотивировано тем, что к середине голоцена уже исчезли остатки Скандинавского и Лаврентийского ледниковых щитов, поэтому компьютерные численные эксперименты представляли собой в чистом виде реакцию климата на вариации инсоляции.

Модельные расчеты проводились неоднократно во всех четырех фазах PMIP (см. выше). В результате получены согласованные результаты, различия связаны с тем, что несколькими разными

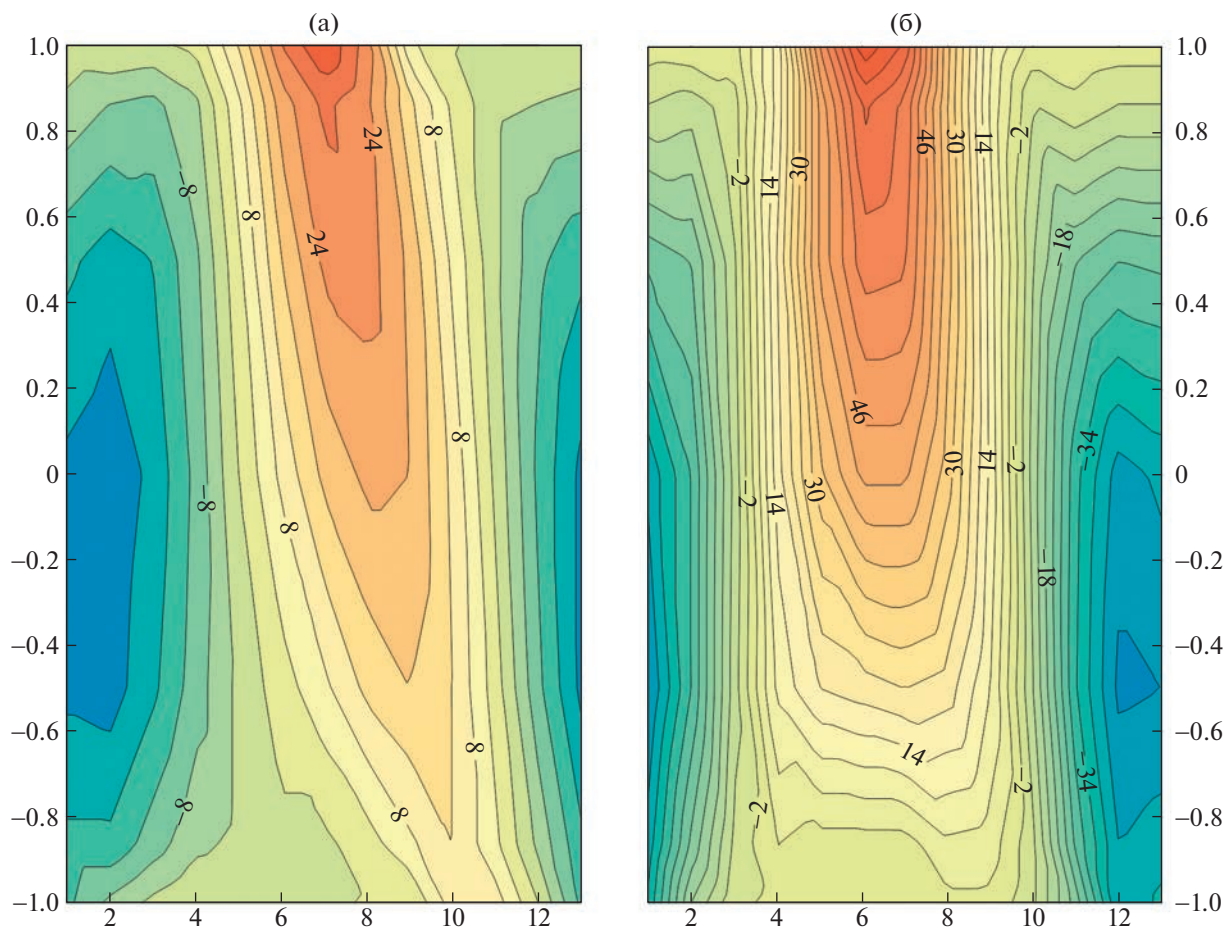


Рис. 1. Аномалии инсоляции на ВГА ($\text{Вт}/\text{м}^2$) для 6 (а) и 127 (б) тыс л. н. На оси абсцисс – номера месяцев, на оси ординат – синус широты (Южное полушарие < 0). Расчеты проведены на основе алгоритмов и программ, представленных в (Berger, 1978).

Fig. 1. Insolation anomalies on the MAA (W/m^2) for (a) 6 and (b) 127 kyr ago. On the abscissa axis, the numbers of the months, on the ordinate axis, the sine of latitude (Southern Hemisphere < 0). The calculations were carried out on the basis of the algorithms and programs presented (Berger, 1978).

задавались концентрации парниковых газов (Brierley et al., 2020). В умеренной зоне Северного полушария было воспроизведено заметное повышение температуры летом над континентами, и менее выраженное похолодание зимой, т.е. годовые аномалии получились положительными и гораздо лучше выраженными на материках. Температура морской поверхности и межширотный перенос тепла в океане не претерпели существенных изменений. В Южном полушарии аномалии инсоляции на ВГА сезонно зеркальны, поэтому положительная аномалия температуры отмечается в июне-августе и отрицательная в декабре-феврале. В середине голоцена отчетливо проявилась активизация (по сравнению с современной) муссонных циркуляций Африки и Южной Азии. Эти результаты правильно воспроизводят повышенную увлажненность Северной Африки в раннем и среднем голоцене, однако дают неполное пред-

ставление о пространственной масштабности данного явления (Brierley et al., 2020).

Предыдущее межледниковье, ассоциируемое с морской изотопной стадией (МИС) 5e, максимально проявилось около 127 тыс. л. н. Аномалии инсоляции (рис. 1, (б)), отвечающие параметрам планеты для данной эпохи ($\epsilon = 23.9^\circ$, $\varpi = 90^\circ$), получились более масштабными, чем те, что наблюдались в середине голоцена, поэтому и температура была несколько выше. Затем на протяжении ~ 10 тыс. л. глобальная температура понизилась на несколько градусов (стадия 5d). Моделирование показало, что этот переход управлялся изменениями инсоляции, отвечающими изменению параметров планеты. Так, 115 тыс. л. н. набор параметров был иным: $\epsilon = 22.4^\circ$ и $\varpi = 270^\circ$.

Вновь получено убедительное свидетельство того, что муссоны интенсивнее в период максимума потепления и их активность убывает при пе-

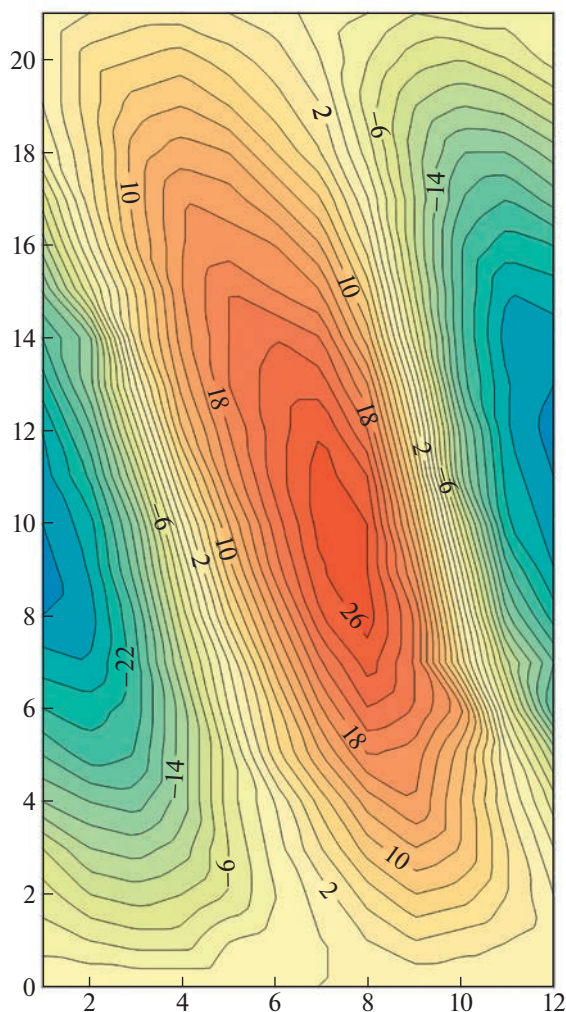


Рис. 2. Аномалии инсоляции на ВГА ($Вт/м^2$) за последние 21 тыс. л. (ось ординат; 0 – настоящее время). На оси абсцисс – номера месяцев. Расчеты проведены на основе алгоритмов и программ, представленных в (Berger, 1978).

Fig. 2. Anomalies of insolation on the VGA (W/m^2) for the last 21 thousand years (y-axis; 0 is the present time). On the abscissa axis are the numbers of the months. The calculations were carried out on the basis of the algorithms and programs presented in (Berger, 1978).

реходе к холодной эпохе. Причем оказалось, что в зоне действия муссона Гвинейского залива (Западная Африка) темп изменений осадков (осредненных по территории муссонного региона), связанных с изменениями параметров ϵ и ϖ , во время обеих межледниковий практически одинаков (-0.07 мм/1000 лет). На Индостане темпы ослабления муссона в голоцене были в два раза меньше (-0.05 мм/1000 лет), чем в предыдущее межледниковье (-0.12 мм/1000 лет) (Braconnot et al., 2008). Это связано с неодинаковостью структуры аномалий инсоляции (см. рис. 1, (а), (б)) и разли-

чиями в реакции на этот фактор региональных муссонных систем.

Рассмотрим результаты моделирования климата позднеледниковой похолодания. При вычислениях задавалось распределение инсоляции для времени 21 тыс. л. н., которое было очень близким к современному (рис. 2). Климатические отличия получились благодаря тому, что в граничные условия введены дополнительные к существующим в настоящее время ледниковые щиты и снижена концентрация углекислого газа. В результате моделями PMIP воссозданы повсеместно на Земле отрицательные аномалии температуры, максимальные (до -20°C) в регионах, занятых Лаврентийским, Кордильерским, Скандинавским, Баренцево-Карским ледниками (Kageyama et al., 2021). При этом модельные температуры PMIP4 немного выше, чем в PMIP3, что связано (как и в случае моделирования условий голоцена – см. выше) с уточнением концентраций парниковых газов. Осадки практически повсеместно уменьшились (кроме тропической зоны южного полушария в Тихом океане), особенно велики изменения в регионах ледниковых щитов и во Внутритропической зоне конвергенции (достигающими 300–700 мм/год). Математическое моделирование продемонстрировало и изменения циркуляционных особенностей, в частности, сдвиг к югу оси струйного течения над Северной Америкой и частью Атлантики (Kageyama et al., 2021), а так же смещение к югу позиции полярного фронта (Beghin et al., 2015).

100-ТЫСЯЧЕЛЕТНИЙ ЦИКЛ В ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА

При интерпретации механизма связи инсоляции и климата следует иметь в виду, что, несмотря на несомненное воздействие орбитальных факторов на формирование особенно выраженных похолоданий/потеплений, в среднем не более 20% дисперсии временных рядов может быть объяснено колебаниями в 41, 23 и 19 тыс. л. (Wunsch, 2003). Большой вклад в изменчивость вносят 100-тысячелетние ритмы и, интегрально, “шумовые” флуктуации, которым в теории Миланковича нет места. Поэтому требуются объяснения, выходящие за ее рамки.

Главным ритмом изменений климата плейстоцена является ~100-тысячелетний, отражающий переходы между ледниковым и межледниковым состоянием природной среды. Такое поведение можно интерпретировать с позиций перехода из одного состояния в другое за счет так называемого “переброса” (имитирующего случайно следующие друг за другом положительные и отрицательные аномалии), причем его преобладающий ритм (определяемый внутренними параметрами

климатической системы) можно сделать близким к наблюдаемому (Kislov, 2009).

Этот механизм может быть дополнен учетом влияния колебаний эксцентриситета. Как было уже отмечено, они вызывают очень слабые, климатически незначимые вариации солнечной радиации. Однако, поскольку их периодичность близка к средней периодичности “переброса”, то эти первоначально малоамплитудные вариации могут усиливаться, “выращиваясь” за счет резонанса (так называемого стохастического резонанса).

Данная гипотеза получена в рамках очень простой модели, поэтому спорно переносить эти результаты на сложную Земную систему, хотя в некотором смысле определенное подтверждение есть в (Ganopolski, Calov, 2011). Можно с такой же степенью достоверности предложить и другие механизмы, приводящие к развитию 100-тысячелетнего колебания. Например, модель запаздывающего осциллятора (когда фазы колебаний температуры и оледенения сдвинуты на ~10 тыс. л. (Kislov, 2009)) и др. Более важно подчеркнуть то, что 100-тысячелетние колебания климата стимулированы максимумами инсоляции и активизированы внутренними процессами климатической системы.

Возможно, именно из-за сложности механизма, строгого соответствия между величинами максимумов и масштабностью теплых аномалий климата нет. Так, межледниковья, соответствующие морским изотопным стадиям (МИС) 5e, 7c, 15a, были, несомненно, реакцией на мощные аномалии инсоляции, однако не менее масштабные теплые события МИС 1, 9e, 15e и 17 возникали при сравнительно умеренных аномалиях, а события МИС 11c и 19c отвечали совсем слабому росту притока радиации. Иногда же, наоборот, в ответ на мощную аномалию инсоляции возникал слабый температурный отклик (МИС 9a). Это говорит о том, что для формирования теплого события аномалия инсоляции в Северном полушарии необходима, но ее присутствие не гарантирует развития межледниковья в полном объеме (Tzedakis et al., 2017).

В этом контексте получается, что орбитально-индуцированные вариации инсоляции важны не столько сами по себе, сколько как своеобразный “метроном” или “кардиостимулятор”, задающий ритм климатических изменений. Отметим, что именно так и была сформулирована роль астрономического фактора в одной из первых публикаций на данную тему (Hays et al., 1976).

СПЕКТРЫ КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА

Комплексной характеристикой временной динамики климатической системы служит ее

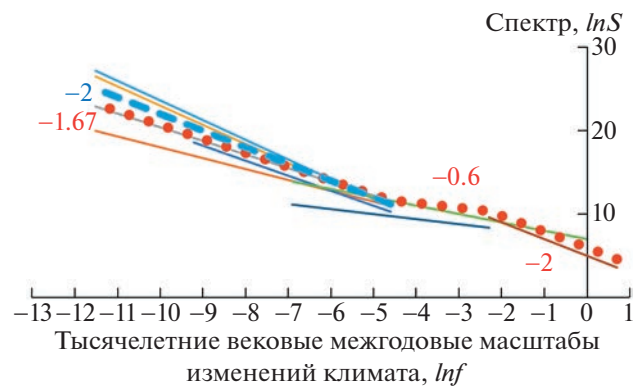


Рис. 3. Спектры флуктуаций температуры в разных диапазонах изменчивости.

S – функция спектральной плотности (в относительных единицах, в логарифмическом масштабе), f – частота (1/год, в логарифмическом масштабе). Сплошные линии – спектры по данным палеорекоonstrуций (см. табл. 1). Точечным красным и штриховым голубым пунктиром (две ветви в низкочастотном диапазоне) показана обобщенная линия, составленная из отрезков с указанным значением коэффициента $k = 2, 0.6, 2, 1.67$ (см. табл. 1). Годовой цикл отфильтрован.

Fig. 3. Spectra of temperature fluctuations (in relative units) according to paleoreconstruction data (see tabl. 1) and a generalized line composed of segments with the specified value of the coefficient $k = 2, 0.6, 2, 1.67$, and in the low-frequency range it has two branches. The annual cycle is filtered out.

функция спектральной плотности S , которая описывает распределение по частотам (периодам) “энергии” колебаний. Поскольку в качестве характеристики изменений климата применяется температура, то под энергией понимается дисперсия ее флуктуаций, величина, с размерностью K^2 .

В спектре вариаций инсоляции энергия сосредоточена только вблизи максимумов, соответствующих циклам Миланковича (Huybers, Curry, 2006). Спектр вариаций климата совершенно другой – он сплошной, т.е. вклад в дисперсию вносит каждая периодичность. Преобладающей является низкочастотная изменчивость, выражаемая зависимостью

$$S = af^{-k}, \quad (1)$$

где f – частота, $k > 0$. В логарифмических координатах формула (1) выражена прямой линией с наклоном, равным k (рис. 3). Объяснить сплошной характер спектра, т.е. присутствие в вариациях колебаний со *всеми* частотами, можно только если предположить, что энергия, попадающая в климатическую систему в определенном частотном диапазоне, перетекает в другие масштабы, т.е. образуется так называемый каскад энергии.

Таблица 1. Показатели степени (k) по различным данным
Table 1. Exponents (k) for various data

Масштабы изменений	$-k$	Ссылки на публикации
Межгодовой	$ 2 2 1.9-2.4 $	Dobrovolski et al., 2022; Dommenguet, Latif, 2002; Hall, Manabe, 1997; Lovejoy, 2019
“Вековой”	$ 0.6 0.6 1 $	Huybers, Curry, 2006; Dobrovolski et al., 2022; Crowley, 2000
Тысячелетний	$ 1.8-2.3 1.3-1.64 1.8 2 2.36 $	Wunsch, 2003; Huybers, Curry, 2006; Lovejoy, 2019; Кислов, 1981; Zhu et al., 2019

Утверждение факта множественности колебаний требует расшифровки. Во-первых, их следы можно реально обнаружить в результатах палеореконокструкций, которые представлены рядами сложной структуры с обилием вариаций различной амплитуды, частоты и фазы, появляющимися и исчезающими аномалиями разной продолжительности и выраженности. Во-вторых, их реальность связана именно с тем фактом, что спектры непрерывны, т.е. для каждой частоты существует колебание с определенной амплитудой (энергией).

На рис. 3 показаны примеры спектров, охватывающие разные диапазоны изменчивости. Отметим, что эти результаты совершенно не похожи на те, что представлены в (Mitchell, 1976) и несколько десятков лет использовались как основа понимания закономерностей климатической изменчивости. Набор спектров позволяет провести обобщающую линию, собранную из отрезков со специфическими значениями k . Их выбор связан не просто с формальным усреднением результатов, поскольку малопродуктивно искать “точные” величины k в случае небольшой выборки. В данном случае для аппроксимации k подбираются натуральные числа, поскольку в этом случае форма спектра может быть описана из соображений размерностей физических величин.

Поведение обобщающей линии в высокочастотном диапазоне близко к закону (1) с $k = -2$, а в низкочастотной области проведены две ветви с $k = 1.67 \approx -5/3$ и $k = -2$. Эти значения дают основания предполагать, что поведение климатической изменчивости определяется колмогоровским каскадным процессом ($k = -5/3$) и броуновским движением ($k = -2$). В промежуточной области “вековых” колебаний климата величина k существенно меньше (-0.6), что подчеркивает то, что формирование климатической изменчивости имеет разный генезис на разных частотах.

Ситуации, когда k выражено вещественным числом, могут быть исправлены (если это представляется возможным) включением в множитель a формулы (1) функции вида f^r с показателем степени, дополняющим k до рационального числа (Голицин, 2013). В случае, когда это сделать

нельзя, используется также физически реальное так называемое фрактальное броуновское движение (Кроновер, 1999; Lovejoy, 2022).

Колмогоровский спектр временных микропульсаций температуры описывается формулой

$$S \sim \varepsilon_T f^{-5/3} \left(\frac{\nu}{\varepsilon} \right)^{1/6}, \quad (2)$$

где ε_T — диссипация неоднородностей температуры, имеющая размерность K^2/c , ν — кинематическая вязкость и ε — диссипация кинетической энергии. Эта строго обоснованная зависимость (Лазерное ..., 1976) основана на предположении, что поле температуры изначально обладает определенной неоднородностью (“энергией”). При турбулентном движении в процессе каскадного дробления вихрей поле температуры будет становиться все более и более пестрым, но стока “энергии” нет, она сохраняется до самых малых масштабов, когда, наконец, становится эффективной молекулярная теплопроводность, выравнивающая температуру. Отметим, что поскольку каскадный перенос задается механикой турбулентного движения, в формуле (2) присутствуют определяющие его параметры — ν и ε . Однако они играют, как видно, в значительной степени фоновую роль, из-за того, что входят в формулу (2) с маленьким показателем степени.

Применительно к климатической изменчивости, формула (2) привлекательна следующими обстоятельствами. Во-первых, как только что отмечено, она аппроксимирует спектральное распределение эмпирических данных. Во-вторых, в нее входит ε_T , поэтому она характеризует именно передачу энергии от области накачки (происходящей в диапазоне частот, отвечающих циклам Миланковича) в сторону высоких частот. Использование какой-либо другой закономерности (например, не $-5/3$, а $-4/3$) возможно с точки зрения точности аппроксимации эмпирических данных, но этот закон не ответственен за перенос энергии.

С другой стороны, трудность интерпретации формулы (2) в том, что у нее должно быть совершенно другое (не микромасштабное) физическое наполнение. Это касается понимания механиз-

мов реализации каскадного процесса и выравнивания температуры. Так, в работе (Huybers, Curry, 2006) предполагается, без каких-либо объяснений, что каскад обеспечивают нелинейные процессы динамики ледниковых щитов. Это использование общей идеи о том, что энергетическое взаимодействие между модами изменчивости возможно только в нелинейной системе, и упомянутые авторы взяли адекватный по временным масштабам динамический процесс. Тогда разумно искать механизмы и в других нелинейных климатоформирующих процессах, связанных, например, с взаимодействием климатической системы с геобиохимическим циклом углерода, с взаимодействием ледниковых щитов с астеносферой, и др. В качестве механизма выравнивания температуры следует рассматривать, возможно, процесс макротурбулентной теплопроводности, обусловленный переносом тепла в атмосфере и океане. Однако все это спекулятивные рассуждения, не подкрепленные какими-либо конкретными исследованиями. Поэтому пока что предлагается просто принять формулу (1) с показателем степени $5/3$, позволившую из разумных соображений охарактеризовать особенности спектра изменчивости температуры.

В области низких частот выделена и вторая ветвь функции спектральной плотности, характеризующая поведением с $k = 2$ (рис. 3). Спектры такого рода характеризуют случайный процесс, называемый красным шумом (в отличие от белого шума, признаком которого является постоянство спектра). Такое же поведение характерно для изменчивости высоких частот — на многомесячном — межгодовом масштабах. Данному эмпирическому результату вновь можно поставить в соответствие теоретическую модель, выраженную стохастическим уравнением Ланжевена. В нем рассматривается динамика глобально усредненной температуры воздуха, вариация которой определяется планетарным радиационным теплообменом (с характерным временем изменений λ^{-1} , где λ составлен из параметров климатической системы) и быстрыми флуктуациями (с масштабом $\tau \ll \lambda^{-1}$) перераспределения тепла внутри климатической системы. Решение, построенное для функции спектральной плотности, имеет вид (Hasselmann, 1976; Демченко, Кислов, 2010):

$$S = b(f^2 + \lambda^2)^{-1}. \quad (3)$$

При условии, что $\lambda^2 \ll f^2$ получается закон, обозначавшийся выше как $k = 2$, а множитель оказывается равен $b = 2\tau\sigma^2$ (Hasselmann, 1976), где σ^2 — дисперсия быстрых флуктуаций K^2/c^2 , причем размерность величины b есть K^2/c , т.е. это диссипация флуктуаций температуры.

Данная математическая теория описывает эволюцию динамической системы, в которую включены элементы, обладающие принципиально различной инерционностью. Быстрые разнознаковые вариации теплообмена не полностью погашают друг друга, в результате их влияние накапливается, формируя долгоживущую аномалию определенного знака. Например, быстрые атмосферные воздействия (на масштабах в несколько суток) посредством возмущения потоков тепла формируют долгоживущие аномалии температуры Мирового океана (Hasselmann, 1976; Hall, Manabe, 1997; Dommengot, Latif, 2002; Демченко, Кислов, 2010). Отражением этого механизма является ветвь обобщенной кривой в высокочастотной области рис. 3.

Применительно к низкочастотной области рис. 3 переменные, входящие в формулу (3), имеют тот же смысл, но в рассматриваемом диапазоне иные элементы климатической системы создают быстрые и медленные флуктуации. Учитывая характерные масштабы инерционности, можно считать, что медленные изменения климата ассоциируются с эволюцией глобального оледенения, активизируемой согласованной статистикой потоков тепла и влаги, и аномалиями углеродного цикла.

Если с точки зрения формальной статистики подобранный показатель степени не равен -2 , то поведение будет описываться, как уже было отмечено, фрактальным броуновским движением. Его аналитическое обоснование более сложно. Один из реализованных путей связан с усложнением модели Будыко–Селлера за счет введения эффекта, согласно которому поток тепла через поверхности раздела океана и атмосферы пропорционален половинной (не первой) производной температуры поверхности. При этом итоговое выражение превращается в дифференциальное уравнение с дробной производной (Lovejoy, 2020). Этим достигается то, что связь с температурой не является мгновенной, а зависит от всей предыдущей истории воздействия, и из-за этого у системы появляются специфические свойства.

Другой путь предложен П.Ф. Демченко: степень k в формуле (1) может быть эффективно уменьшена, если рассматривать не простой “разгон” инерционной системы быстрыми флуктуациями, а принять во внимание эффекты обратной связи, когда при формировании “медленной” изменчивости определенным способом меняются и свойства быстрых флуктуаций (Демченко, Кислов, 2010).

Третий путь — искать интерпретацию с позиций других законов. Так, близкий показатель степени $k = 11/5$ есть спектр Обухова–Болдыжано, объясняющий вариации, вызванные эффектами плавучести, и в условиях неточной информации

его также используют при анализе вариаций климата (Lovejoy, 2019).

В целесообразности “улучшения” законов $-5/3$ и -2 есть большие сомнения. Как уже отмечено, “точные” значения k малонадежны, поэтому делать упор на отклонениях нет оснований. Кроме этого, неэффективно применять сложные теоретические конструкции в заведомо простых, упрощенных схемах глобального теплообмена, из которых априорно исключены многие важнейшие механизмы. Представляется оправданным рассматривать упрощенные подходы лишь как демонстрацию возможности тех или иных эффектов, а их более детальную реализацию искать уже в полных моделях Земной системы.

Обратимся к масштабу вековых колебаний. Здесь показатель степени в формуле (1) невелик (рис. 3). По-видимому, тут колмогоровский каскадный перенос энергии от интервала циклов Миланковича уже начинает затухать. И закон красного шума (высокочастотной области) перестает работать в диапазоне $\lambda^2 \gg f^2$ (см. формулу (3)). В контексте проведенного выше анализа, интерпретация такого “побеления” спектра связана с тем, что энергия для активизации “вековых” изменений климата “долетает” сюда с двух сторон — из зоны тысячелетних колебаний и из межгодовой области (Huybers, Curry, 2006). Кроме этого, события данного масштаба возникают в ответ на соответствующие радиационные форсинги (см. выше).

В континууме “вековых” вариаций климата особняком стоят события DO и H, у которых механизм формирования связан с процессами Северной Атлантики, причем и для них определенная связь с низкочастотными событиями прослеживается. Так, обращено внимание на то, что события DO и H и связанные с ними интерстадиалы и стадиалы Гренландии структурированы в форме так называемых циклов Бонда (Rousseau et al., 2022). Эти циклы были максимально выражены тогда, когда ледяные щиты Северного полушария достигли максимальной протяженности и объема. Поскольку их нарастание и убывание в течение четвертичного периода зависят от параметров планеты, делается вывод, что с ними косвенно связаны резкие изменения климата (Rousseau et al., 2022). Однако и здесь скорее описывается эффект группировки явлений, а не физика разномасштабного взаимодействия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируем кратко полученные результаты.

Общее похолодание плиоцена и плейстоцена обусловлено монотонным снижением концентрации CO_2 в кайнозойской эре. В плиоцене чувствительным элементом климатической систе-

мы, усваивающим внешние воздействия, была муссонная система Северного полушария. Изменение фоновой температуры создало предпосылки появления оледенений, а также перестройку во второй половине плейстоцена преимущественной ритмичности климата от 41 к 100 тыс. л. с увеличением амплитуды колебаний. Механизм возникновения 100-тысячелетних климатических ритмов можно объяснить за счет стохастического резонанса внутренней изменчивости и вариаций эксцентриситета.

Регулярные циклы Миланковича с периодичностями 41, 23 и 19 тыс. л. (связанные с углом наклона земной оси и вариациями положения планеты на орбите) проявляются во второй половине плейстоцена в колебаниях климата на фоне шума. Он активизируется поступлением энергии как от энергонесущего диапазона, так и из диапазона высоких частот.

Изменения климата в диапазоне “вековых” масштабов связаны с поступлением энергии с двух сторон, со стороны медленных и быстрых процессов. В первом случае это перенос со стороны энергонесущих циклов Миланковича, во втором — накачка со стороны высоких частот. Поэтому эти вариации, в определенном смысле, наиболее сложны для причинно-следственного анализа. Кроме того, в этот диапазон входят колебания климата, представляющие собой реакцию на внешние радиационные форсинги, а также вариации Дансгора-Оешгера и Хайнриха, имеющие характер специфической океанически-ледниковой природы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”, а также финансирование осуществлено Московским государственным университетом имени М.В. Ломоносова (грант АААА-А16-116032810086-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 207 с.
- Голицын Г.С. Статистика и динамика природных процессов и явлений. Методы, инструментарий, результаты. М.: Красанд, 2013. 400 с.
- Демченко П.Ф., Кислов А.В. Стохастическая динамика природных объектов. Броуновское движение и геофизические примеры. М.: ГЕОС, 2010. 190 с.
- Кислов А.В. Амплитуда и периодичность колебаний глобального климата // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 1981. № 2. С. 26–30.

- Кроновер Р.М.* Фракталы и хаос в динамических системах. М.: Постмаркет, 1999, 350 с.
- Лазерное излучение в турбулентной атмосфере. Глава 1 / А. С. Гурвич, А. И. Кон, В. Л. Миронов, С.С. Хмелевцов. М.: Наука, 1976. С. 7–55.
- Сидоренков Н.С.* Атмосферные процессы и вращение Земли. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 365 с.
- Anderson D.M., Tardif R., Horlick K., Erb M.P., Hakim G.J., Noone D., Perkins W.A., and Steig E.* Additions to the Last Millennium Reanalysis Multi-Proxy Database // *Data Science Journal*. 2019. Vol. 18. No. 1. P. 2. <https://doi.org/10.5334/dsj-2019-002>
- Beghin P., Charbit S., Combourieu-Nebout N., Christine H., Dumas C., Petterschmitt J.-Y., and Kageyama M.* What drives LGM precipitation over the western Mediterranean? A study focused on the Iberian Peninsula and northern Morocco // *Climate Dynamics*. 2015. Vol. 46. No. 7. P. 2611–2631. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2720-0>
- Berger A.* Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1978. Vol. 35. Iss. 12. P. 2362–2367. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<2362:LT-VODI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2362:LT-VODI>2.0.CO;2)
- Berger A. and Loutre M.F.* Insolation values for the climate of the last 10 million years // *Quaternary Science Reviews*. 1991. Vol. 10. Iss. 4. P. 297–317. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q)
- Braconnot P., Marzin C., Grégoire L., Mosquet E., and Marti O.* Monsoon response to changes in Earth's orbital parameters: comparisons between simulations of the Eemian and of the Holocene // *Climate of the Past*. 2008. No. 4. P. 281–294. <https://doi.org/10.5194/cp-4-281-2008>
- Brierley C.M., Zhao A., Harrison S.P., Braconnot P., Williams C.J.R., Thornalley D.J.R., Shi X., Peterschmitt J.-Y., Ohgaito R., Kaufman D.S., Kageyama M., Hargreaves J.C., Erb M.P., Emile-Geay J., D'Agostino R., Chandan D., Carré M., Bartlein P.J., Zheng W., Zhang Z., Zhang Q., Yang H., Volodin E.M., Tomas R.A., Routson C., Peltier W.R., Otto-Bliesner B., Morozova P.A., McKay N.P., Lohmann G., Legrande A.N., Guo C., Cao J., Brady E., Annan J.D., and Abe-Ouchi A.* Large-scale features and evaluation of the PMIP4-CMIP6 midHolocene simulations // *Climate of the Past*. 2020. Vol. 16. P. 1847–1872. <https://doi.org/10.5194/cp-16-1847-2020>
- Crowley T.J.* Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years // *Science*. 2000. Vol. 289 Iss. 5477. P. 270–277. <https://doi.org/10.1126/science.289.5477.270>
- Dobrovolski S.G., Yushkov V.P., Vyruchalkina T.Yu., and Sokolova O.V.* Are there fundamental laws in hydrology? // *Pure and Applied Geophysics*. 2022. Vol. 179. Iss. 4. P. 1475–1484. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03003-1>
- Dommenget D., Latif M.* Analysis of observed and simulated SST spectra in the midlatitudes // *Climate Dynamics*. 2002. No. 19. P. 277–288. <https://doi.org/10.1007/s00382-002-0229-9>
- Franke J., Brönnimann S., Bhend J., and Brugnara Y.* A monthly global paleo-reanalysis of the atmosphere from 1600 to 2005 for studying past climatic variations // *Scientific Data*. 2017. No. 4. 170076. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.76>
- Ganopolski A. and Calov R.* The role of orbital forcing, carbon dioxide and regolith in 100 kyr glacial cycles // *Climate of the Past*. 2011. No. 7. P. 1415–1425. <https://doi.org/10.5194/cp-7-1415-2011>
- Hall A. and Manabe S.* Can local linear stochastic theory explain sea surface temperature and salinity variability? // *Climate Dynamics*. 1997. No. 13. P. 167–180. <https://doi.org/10.1007/s003820050158>
- Hasselmann K.* Stochastic climate models. Part I. Theory // *Tellus*. 1976. Vol. 28. Iss. 6. P. 473–485. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1976.tb00696.x>
- Hays J., Imbrie J., and Shackleton N.* Variation in the Earth's orbit: pacemakers of the ice ages // *Science*. 1976. Vol. 194. Iss. 4270. P. 1121–1132. <https://doi.org/10.1126/science.194.4270.112>
- Huybers P.J. and Curry W.* Links between annual, Milankovitch and continuum temperature variability // *Nature*. 2006. No. 441. P. 329–332. <https://doi.org/10.1038/nature04745>
- Kageyama M., Harrison S.P., Kapsch M.-L., Lofverstrom M., Lora J.M., Mikolajewicz U., Sherriff-Tadano S., Vadsaria T., Abe-Ouchi A., Bouttes N., Chandan D., Gregoire L.J., Ivanovic R.F., Izumi K., LeGrande A.N., Lhardy F., Lohmann G., Morozova P.A., Ohgaito R., Paul A., Peltier W.R., Poulsen C.J., Quiquet A., Didier M., Roche D.M., Shi X., Tierney J.E., Paul J., Valdes P.J., Volodin E.M., and Jiang Zhu J.* The PMIP4 Last Glacial Maximum experiments: preliminary results and comparison with the PMIP3 simulations // *Climate of the Past*. 2021. Vol. 17. P. 1065–1089. <https://doi.org/10.5194/cp-17-1065-2021>
- Kislov A.V.* Astronomical forcing and mathematical theory of glacial-interglacial cycles // *Climate of the Past Discussions*. 2009. No. 5. P. 327–340. <https://doi.org/10.5194/cpd-5-327-2009>
- Lourens L.J., Becker J., Bintanja R., Hilgen F.J., Tüenter E., van de Wal R.S.W., and Ziegler M.* Linear and non-linear response of late Neogene glacial cycles to obliquity forcing and implications for the Milankovitch theory // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. Iss. 1–2. P. 352–365. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.018>
- Lovejoy S.* Weather, Macroweather and the Climate. Oxford Univ. press. 2019. 347 p.
- Lovejoy S.* The Half-order Energy Balance Equation, Part 1: The homogeneous HEBE and long memories // *Earth System Dynamics*. 2021. No. 12. P. 1–18. <https://doi.org/10.5194/esd-12-469-2021>
- Lovejoy S.* Fractional relaxation noises, motions and the fractional energy balance equation // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2022. No. 29. P. 93–121. <https://doi.org/10.5194/npg-29-93-2022>
- Mann M.E.* On long range dependence in global surface temperature series // *Climatic Change*. 2011. No. 107. P. 267–276. <https://doi.org/10.1007/s10584-010-9998-z>
- Mitchell J.M.* An overview of climatic variability and its causal mechanisms // *Quaternary Research*. 1976.

- Vol. 6. Iss. 4. P. 481–493.
[https://doi.org/10.1016/0033-5894\(76\)90021-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(76)90021-1)
- Mukhin D., Gavrilov A., Loskutov E., Juergen Kurths J., and Feigin A. Bayesian Data Analysis for Revealing Causes of the Middle Pleistocene Transition // *Scientific Reports*. 2019. No. 9. 7328.
<https://doi.org/10.1038/s41598-019-43867-3>
- Ou H.-W. A theory of abrupt climate changes: their genesis and anatomy. *EGUsphere* [preprint], 2022.
<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-208>
- Rousseau D.-D., Bagniewski W., and Ghil M. Abrupt climate changes and the astronomical theory: are they related? // *Climate of the Past*. 2022. No. 18. P. 249–271.
<https://doi.org/10.5194/cp-18-249-2022>
- Tan N., Ladant J.-B., Ramstein G., Dumas C., Bachem P., and Jansen E. Dynamic Greenland ice sheet driven by pCO₂ variations across the Pliocene Pleistocene transition // *Nature Communications*. 2018. No. 9. P. 4755.
<https://doi.org/10.1038/s41467-018-07206-w>
- Tzedakis P.C., Crucifix M., Mitsui T., and Wolff E.W. A simple rule to determine which insolation cycles lead to interglacials // *Nature*. 2017. No. 542. P. 427–432.
<https://doi.org/10.1038/nature21364>
- Venti N.L., Billups K., and Herbert T.D. Increased sensitivity of the Plio-Pleistocene northwest Pacific to obliquity forcing // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. Vol. 384. P. 121–131.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.007>
- Wunsch C. The spectral description of climate change including the 100 ky energy // *Climate Dynamics*. 2003. No. 20. P. 353–363.
<https://doi.org/10.1007/s00382-002-0279-z>
- Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., and Billups K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science*. 2001. Vol. 292. Iss. 5517. P. 686–693.
<https://doi.org/10.1126/science.1059412>
- Zhu F., Emile-Geay J., McKay N.P., Hakim G.J., Khider D., Ault T.R., Steig E.J., Dee S., and Kirchner J.W. Climate models can correctly simulate the continuum of global-average temperature variability // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2019. Vol. 116. Iss. 18. P. 8728–8733.
www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1809959116

TO THE THEORY OF THE PLIOCENE – PLEISTOCENE AND HOLOCENE CLIMATE¹

A. V. Kislov^{a, #}

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

[#] *e-mail: avkislov@mail.ru*

In this paper, an attempt to explain the main features of the planetary climate dynamics over the past ~5 Myr is made. In particular, a general cooling from the Pliocene to the Pleistocene, predominant climate variations with periodicities of 100, 41, 23–19 thousand years and the continuous nature of the spectrum are discussed. As a result, it was shown that the decrease in temperature is due to a monotonous decrease of the CO₂ concentration during the Cenozoic era. This led to glaciations and restructuring the predominant climate rhythmicity of from 41 ka to 100 ka years cycles with an increase in the amplitude of fluctuations. 41 ka, 23 ka and 19 ka year cycles are associated with variations in the position of the planet in its orbit and the elongation of its orbit. 100 ka rhythms exists due to the stochastic resonance of internal variability and eccentricity variations. The continuous spectrum of oscillations reflects the transfer of energy along the spectrum from the energy-carrying range due to the direct cascade, which has a Kolmogorov character. At the same time, energy transfer to the low-frequency region (inverse cascade) is also possible and associated with the effect of the Brownian process. Climate change on a century scales is associated with the inflow of energy from two sides, from long-term and short-term processes. In the first case, it is transfer from the energy-carrying Milankovitch cycles, and in the second case, it is pumping from high frequencies. Therefore, these variations, in a certain sense, are the most difficult for causal analysis. The Dansgaard–Oeschger and Heinrich oscillations, which are included in the range of centenary variations, stand apart, having a specific oceanic-glacial nature.

Keywords: paleoclimate, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Milankovitch's theory, spectrum of climatic variability

ACKNOWLEDGEMENTS

The study was carried out within the framework of the Development Program of the Interdisciplinary Scientific and Educational School of the Lomonosov Moscow State

University “The Future of the Planet and Global Environmental Changes”, as well funding was provided by Lomonosov Moscow State University (grant AAAA-A16-116032810086-4).

¹ For citation: Kislov A.V. 2023. To the theory of the Pliocene – Pleistocene and Holocene climate. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*, vol. 54, no. 1, pp. 3–16 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S0435428123010066>; <https://elibrary.ru/GQCYHO>

REFERENCES

- Anderson D.M., Tardif R., Horlick K., Erb M.P., Hakim G.J., Noone D., Perkins W.A., and Steig E. Additions to the Last Millennium Reanalysis Multi-Proxy Database. *Data Science Journal*. 2019. Vol. 18. No. 1. P. 2. <http://doi.org/10.5334/dsj-2019-002>
- Beghin P., Charbit S., Combourieu-Nebout N., Christine H., Dumas C., Petterschmitt J.-Y., and Kageyama M. What drives LGM precipitation over the western Mediterranean? A study focused on the Iberian Peninsula and northern Morocco. *Climate Dynamics*. 2015. Vol. 46. No. 7. P. 2611–2631. <http://doi.org/10.1007/s00382-015-2720-0>
- Berger A. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1978. Vol. 35. Iss. 12. P. 2362–2367. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<2362:LT-VODI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2362:LT-VODI>2.0.CO;2)
- Berger A. and Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*. 1991. Vol. 10. Iss. 4. P. 297–317. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q)
- Braconnot P., Marzin C., Grégoire L., Mosquet E., and Marti O. Monsoon response to changes in Earth's orbital parameters: comparisons between simulations of the Eemian and of the Holocene. *Climate of the Past*. 2008. No. 4. P. 281–294. <https://doi.org/10.5194/cp-4-281-2008>
- Brierley C.M., Zhao A., Harrison S.P., Braconnot P., Williams C.J.R., Thornalley D.J.R., Shi X., Peterschmitt J.-Y., Ohgaito R., Kaufman D.S., Kageyama M., Hargreaves J.C., Erb M.P., Emile-Geay J., D'Agostino R., Chandan D., Carré M., Bartlein P.J., Zheng W., Zhang Z., Zhang Q., Yang H., Volodin E.M., Tomas R.A., Routson C., Peltier W.R., Otto-Bliesner B., Morozova P.A., McKay N.P., Lohmann G., Legrande A.N., Guo C., Cao J., Brady E., Annan J.D., and Abe-Ouchi A. Large-scale features and evaluation of the PMIP4-CMIP6 midHolocene simulations. *Climate of the Past*. 2020. No. 16. P. 1847–1872. <https://doi.org/10.5194/cp-16-1847-2020>
- Budyko M.I., Ronov A.B., and Yanshin A.L. *Istoriya atmosfery* (History of the atmosphere). L.: Gidrometeoizdat (Publ.), 1985. 207 p. (in Russ.)
- Crowley T.J. Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science*. 2000. Vol. 289. Iss. 5477. P. 270–277. <http://doi.org/10.1126/science.289.5477.270>
- Demchenko P.F. and Kislov A.V. *Stokhasticheskaya dinamika prirodnikh ob"ektov. Brownovskoe dvizhenie i geofizicheskie primery* (Stochastic dynamics of natural objects. Brownian motion and geophysical examples.). M.: GEOS (Publ.), 2010. 190 p. (in Russ.)
- Dobrovolski S.G., Yushkov V.P., Vyruchalkina T.YU., and Sokolova O.V. Are there fundamental laws in hydrology? *Pure and Applied Geophysics*. 2022. Vol. 179. Iss. 4. P. 1475–1484. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03003-1>
- Dommenget D. and Latif M. Analysis of observed and simulated SST spectra in the midlatitudes. *Climate Dynamics*. 2002. No. 19. P. 277–288. <http://doi.org/10.1007/s00382-002-0229-9>
- Franke J., Brönnimann S., Bhend J., and Brugnara Y. A monthly global paleo-reanalysis of the atmosphere from 1600 to 2005 for studying past climatic variations // *Scientific Data*. 2017. No. 4. 170076. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.76>
- Ganopolski A. and Calov R. The role of orbital forcing, carbon dioxide and regolith in 100 kyr glacial cycles. *Climate of the Past*. 2011. No. 7. P. 1415–1425. <https://doi.org/10.5194/cp-7-1415-2011>
- Golitsyn G.S. *Statistika i dinamika prirodnikh protsessov i yavlenii. Metody, instrumentarii, rezul'taty* (Statistics and dynamics of natural processes and phenomena. Methods, tools, results.). M.: Krasand (Publ.), 2013. 400 p. (in Russ.)
- Gurvich A.S., Kon A.I., Mironov V.L., and Khmelevtsov S.S. (Eds.). *Lazernoe izluchenie v turbulentnoi atmosfere. Glava 1* (Laser radiation in a turbulent atmosphere. Chapter 1.). M.: Nauka (Publ.), 1976. P. 7–55. (in Russ.)
- Hall A. and Manabe S. Can local linear stochastic theory explain sea surface temperature and salinity variability? *Climate Dynamics*. 1997. No. 13. P. 167–180. <https://doi.org/10.1007/s003820050158>
- Hasselmann K. Stochastic climate models. Part I. Theory. *Tellus*. 1976. Vol. 28. Iss. 6. P. 473–485. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1976.tb00696.x>
- Hays J., Imbrie J., and Shackleton N. Variation in the Earth's orbit: pacemakers of the ice ages. *Science*. 1976. Vol. 194. Iss. 4270. P. 1121–1132. <https://doi.org/10.1126/science.194.4270.112>
- Huybers P.J. and Curry W. Links between annual, Milankovitch and continuum temperature variability. *Nature*. 2006. No. 441. P. 329–332. <https://doi.org/10.1038/nature04745>
- Kageyama M., Harrison S.P., Kapsch M.-L., Lofverstrom M., Lora J.M., Mikolajewicz U., Sherriff-Tadano S., Vadsa-ria T., Abe-Ouchi A., Bouttes N., Chandan D., Gregoire L.J., Ivanovic R.F., Izumi K., LeGrande A.N., Lhardy F., Lohmann G., Morozova P.A., Ohgaito R., Paul A., Peltier W.R., Poulsen C.J., Quiquet A., Didier M., Roche D.M., Shi X., Tierney J.E., Paul J., Valdes P.J., Volodin E.M., and Jiang Zhu J. The PMIP4 Last Glacial Maximum experiments: preliminary results and comparison with the PMIP3 simulations. *Climate of the Past*. 2021. Vol. 17. P. 1065–1089. <https://doi.org/10.5194/cp-17-1065-2021>
- Kislov A.V. Amplitude and periodicity of global climate fluctuations. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 1981. № 2. P. 26–30. (in Russ.)
- Kislov A.V. Astronomical forcing and mathematical theory of glacial-interglacial cycles. *Climate of the Past Discussions*. 2009. No. 5. P. 327–340. <https://doi.org/10.5194/cpd-5-327-2009>
- Kronover R.M. *Fraktaly i khaos v dinamicheskikh sistemakh* (Fractals and chaos in dynamical systems). M.: Postmarket (Publ.), 1999. 350 p. (in Russ.)
- Lourens L.J., Becker J., Bintanja R., Hilgen F.J., Tüenter E., van de Wal R.S.W., and Ziegler M. Linear and non-linear response of late Neogene glacial cycles to obliquity forcing and implications for the Milankovitch theory. *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. Iss. 1–2.

- P. 352–365.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.018>
- Lovejoy S. Fractional relaxation noises, motions and the fractional energy balance equation. *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2022. No. 29. P. 93–121.
<https://doi.org/10.5194/npg-29-93-2022>
- Lovejoy S. The Half-order Energy Balance Equation, Part 1: The homogeneous HEBE and long memories. *Earth System Dynamics*. 2021. No. 12. P. 1–18.
<https://doi.org/10.5194/esd-12-469-2021>
- Lovejoy S. *Weather, Macroweather and the Climate*. Oxford Univ. press, 2019. 347 p.
- Mann M.E. On long range dependence in global surface temperature series. *Climatic Change*. 2011. No. 107. P. 267–276.
<https://doi.org/10.1007/s10584-010-9998-z>
- Mitchell J.M. An overview of climatic variability and its causal mechanisms. *Quaternary Research*. 1976. Vol. 6. Iss. 4. P. 481–493.
[https://doi.org/10.1016/0033-5894\(76\)90021-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(76)90021-1)
- Mukhin D., Gavrilov A., Loskutov E., Juergen Kurths J., and Feigin A. Bayesian Data Analysis for Revealing Causes of the Middle Pleistocene Transition. *Scientific Reports*. 2019. No. 9. 7328.
<https://doi.org/10.1038/s41598-019-43867-3>
- Ou H.-W. A theory of abrupt climate changes: their genesis and anatomy. EGU sphere [preprint], 2022.
<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-208>
- Rousseau D.-D., Bagniewski W., and Ghil M. Abrupt climate changes and the astronomical theory: are they related? *Climate of the Past*. No. 18. P. 249–271.
<https://doi.org/10.5194/cp-18-249-2022>, 2022.
- Sidorenkov N.S. *Atmosfernye protsessy i vrashchenie Zemli* (Atmospheric processes and the rotation of the Earth). SPb.: Gidrometeoizdat (Publ.), 2002. 365 p. (in Russ.)
- Tan N., Ladant J.-B., Ramstein G., Dumas C., Bachem P., and Jansen E. Dynamic Greenland ice sheet driven by pCO₂ variations across the Pliocene Pleistocene transition. *Nature Communications*. 2018. No. 9. P. 4755.
<https://doi.org/10.1038/s41467-018-07206-w>
- Tzedakis P.C., Crucifix M., Mitsui T., and Wolff E.W. A simple rule to determine which insolation cycles lead to interglacials. *Nature*. 2017. No. 542. P. 427–432.
<https://doi.org/10.1038/nature21364>
- Venti N.L., Billups K., and Herbert T.D. Increased sensitivity of the Plio-Pleistocene northwest Pacific to obliquity forcing. *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. Vol. 384. P. 121–131.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.007>
- Wunsch C. The spectral description of climate change including the 100 ky energy. *Climate Dynamics*. 2003. No. 20. P. 353–363.
<https://doi.org/10.1007/s00382-002-0279-z>
- Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., and Billups K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*. 2001. Vol. 292. Iss. 5517. P. 686–693. <http://doi.org/10.1126/science.1059412>
- Zhu F., Emile-Geay J., McKay N.P., Hakim G.J. Khider D., Ault T.R., Steig E.J., Dee S., and Kirchner J.W. Climate models can correctly simulate the continuum of global-average temperature variability. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2019. Vol. 116. Iss. 18. P. 8728–8733.
www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1809959116

УДК 551.435.122:551.311.234 (470.1/6)

ТЕМПЫ СЕДИМЕНТАЦИИ НА ПОЙМАХ РАВНИННЫХ РЕК ЦЕНТРА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ПОЧВЕННО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СЕРИЙ[#]

© 2023 г. А. Л. Александровский^{1,*}, В. Н. Голосов^{1,2}, И. В. Замотаев¹

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

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

*e-mail: alexandrovski@igras.ru

Поступила в редакцию 23.06.2022 г.

После доработки 09.10.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

Скорости отложения пойменного аллювия за различные временные интервалы голоцена на реках Истра, Ока и Сейм определены с помощью комбинации методов датирования (радиоуглеродного, радиоцезиевого и историко-археологических) и на основе разработанного метода определения темпов седиментации, основанном на оценке степени развития профиля почв, погребенных в аллювии. В результате проведенных хронологических и почвенно-геоморфологических исследований установлены пространственно-временные различия скоростей пойменной седиментации. На приречных участках молодой поймы она составляет 1.8–23 мм/год (р. Сейм), 2–15 мм/год (р. Истра), тогда как на древних (рр. Ока, Сейм) в разные периоды скорости аккумуляции изменялись в диапазоне 0.01–0.7 мм/год, причем периоды усиления темпов отложения наносов были непродолжительными по времени. На основании изучения молодой, быстро нараставшей поймы р. Истры, отложения которой датированы на основе историко-археологических материалов, получены новые уточненные данные о характерных скоростях седиментации в поймах центра Восточно-Европейской равнины: аллювий без признаков педогенеза формируется при скорости накопления более 15 мм/год, с признаками такового — 2–15 мм/год, кумулятивные почвы — при скорости 0.5–2 мм/год. По разрезу Никитино на р. Оке, который выделяется большой серией хорошо развитых палеопочв, на основании ¹⁴C и археологических дат, установлены циклические колебания скорости седиментации в голоцене: во время накопления слоев аллювия она составляла около 2 мм/год, что в 20 раз выше, чем в более длительные периоды формирования почв — 0.07–0.14 мм/год.

Ключевые слова: аллювий, скорость седиментации, палеопочвы, скорость педогенеза, радиоцезиевый метод, радиоуглеродный метод, голоцен

DOI: 10.31857/S2949178923010036, **EDN:** GPIMSP

1. ВВЕДЕНИЕ

Проблема оценки скорости процессов, происходящих в природных и природно-антропогенных системах, чрезвычайно важна, но еще недостаточно исследована. В большой степени это относится к процессам эрозии и седиментации, проходящим в днищах речных долин. Их темпы в течение голоцена изменялись, как под воздействием естественных, так и антропогенных факторов (Александровский и др., 2004; Golosov & Panin, 2006; Kalicki et al., 2008; Маркелов др., 2012; Hupp et al., 2015). Длительная история освоения

земель Западной и Центральной Европы затрудняет выявление вклада климатических изменений в изменения темпов аккумуляции на речных поймах (Hoffmann et al., 2009; Notebaert, & Verstraeten, 2010). Кроме того, важным фактором, сказавшимся на темпах аккумуляции наносов на поймах рек, является создание противопаводковых дамб, что привело к искусственному сужению пойм и изменениям естественного протекания эрозионно-аккумулятивных процессов в днищах речных долин. Подобная практика характерна для равнинных рек Европы и Северной Америки (Кнох, 2006; Nobo et al., 2010). В связи с изменениями режима формирования стока в голоцене этапы седиментации на речных поймах чередовались с этапами педогенеза. Это можно наблюдать в строении речных пойм, в которых встречаются серии погребенных почв, чередую-

[#] Ссылка для цитирования: Александровский А.Л., Голосов В.Н., Замотаев И.В. Темпы седиментации на поймах равнинных рек центра европейской части России по данным изучения почвенно-аллювиальных серий // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54, № 1. С. 17–36. <https://doi.org/10.31857/S0435428123010030>; <https://elibrary.ru/GPIMSP>

щихся со слоями аллювия с характерными признаками слоистости (Александровский и др., 1987; Mandel, 1992; Сычева, Гласко, 2003; Bettis et al, 2008).

При попытках оценить темпы процессов почво- и седиментогенеза, проходящих на пойме, следует учитывать, что эти процессы тесно взаимосвязаны. Причем связи эти обратные: чем сильнее темпы седиментации, тем слабее выражен педогенез. Выявляемые в пойменном аллювии погребенные почвы с хорошо развитым профилем формируются в периоды сильного замедления или полного прекращения седиментации (Holliday, 1992; Mandel, 1992). Это более характерно для высоких пойм, затапливаемых нерегулярно. Наоборот, при высокой скорости накопления аллювия, а также отложений другого происхождения (коллювия, эоловых, культурного слоя поселений), признаки почвообразования в них сформироваться не успевают, либо они развиты слабо. Таким образом, степень переработки педогенезом накапливающегося осадка (флювиально-го или иного происхождения) прямо зависит от скорости седиментации (Александровский, 2004).

Кроме седиментационных и педогенных, в пойме действуют также денудационные и турбационные процессы. В стратиграфии поймы они проявляется менее ярко, но существенно влияют на мощность слоев, что, соответственно, сказывается на результатах определения темпов седиментации.

Отметим, что скорость эрозионно-седиментационных процессов характеризуется большой пространственно-временной изменчивостью. В отличие от данных процессов важной чертой педогенеза является относительная стабильность (выдержанность во времени) скорости процессов и характерного времени формирования почвенного профиля и отдельных стадий его развития. Об этом свидетельствуют результаты исследования хронорядов почв (Stevens, Walker, 1970; Геннадиев, 1990). Они показывают, что при стабильном положении поверхности почвы, ее профиль постепенно заглубляется в отложения и за период в 2–3 тыс. лет становится зрелым, полно развитым. В связи с этим по степени развития почвенного профиля почв, формирующихся в днищах речных долин, можно судить о длительности его формирования в нормальной модели педолитогенеза и, соответственно, о длительности перерывов в седиментации. Так, нами с помощью данного метода были определены длительность формирования почв и скорость седиментации в почвенно-аллювиальных сериях в пойме рек Русской равнины, в мощных культурных слоях (древних урбоседиментах) Москвы и в насыпях курганов бронзового века (Alexandrovskiy et al., 2001; Александровский, Александровская, 2005; Александровский, 2016).

Использование техногенного изотопа цезия-137 для датировки пойменных отложений позволяет выявить скорости накопления пойменного аллювия за десятилетия, прошедшие с начала ядерных испытаний (Walling et al., 1997; Walling, He, 1997, 1998; Amos et al., 2009; Belyaev et al., 2013; Golosov et al., 2022 и др.), а по следам аварии на Чернобыльской АЭС — проследить динамику изменений скоростей накопления пойменного аллювия за два временных интервала (Golosov et al., 2010, 2012; Маркелов и др., 2012).

Совместное использование педолитогенетического, радиоуглеродного и радиоцезиевого методов для определения этапов и скоростей осадконакопления на пойме реки позволяет реконструировать особенности формирования стока воды и наносов на речном водосборе, расположенном выше по течению от исследуемого участка днища речной долины, за несколько временных интервалов.

Цель данной статьи заключается в оценке изменения темпов седиментации за голоцен в пойме рр. Сейм, Оки и Истры, как отражения этапов активизации и замедления эрозионно-аккумулятивных процессов в бассейнах этих рек, в разное время за последние столетия относившихся к одним из наиболее земледельчески освоенных регионов в пределах лесостепи и юга лесной зоны.

2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследованы три объекта, расположенные в пределах Среднерусской, Смоленско-Московской возвышенностей и Окско-Донской низменности (рис. 1). На р. Сейм у г. Льгов изучена серия разрезов по трансекте, протягивающейся от молодой части поймы — к древней. На р. Истре у Скита Никона — разрез с молодым пойменным аллювием и максимально высокими темпами накопления. Разрез Никитино на р. Оке около Старой Рязани характеризуется большим числом погребенных почв и резкими сменами скорости седиментации в голоцене.

2.1. Объекты исследования

2.1.1. Участок Скит Никона. Разрез расположен в пойме р. Истры (левый приток Москвы-реки) у скита Никона, который был заложен в 1656 г., и находится в 200 м к СЗ от Новоиерусалимского монастыря. Изучен молодой участок поймы, рядом расположен древний участок, с погребенными почвами возрастом до 9000 л. н. (Ершов и др., 2014).

2.1.2. Участок Никитино. Разрез находится в Спасском расширении долины Средней Оки (Фоломеев и др., 1988). Преобладает пойма сегментно-гривистая, высотой 5–9 м. С поверхности она сложена суглинистым аллювием поймен-

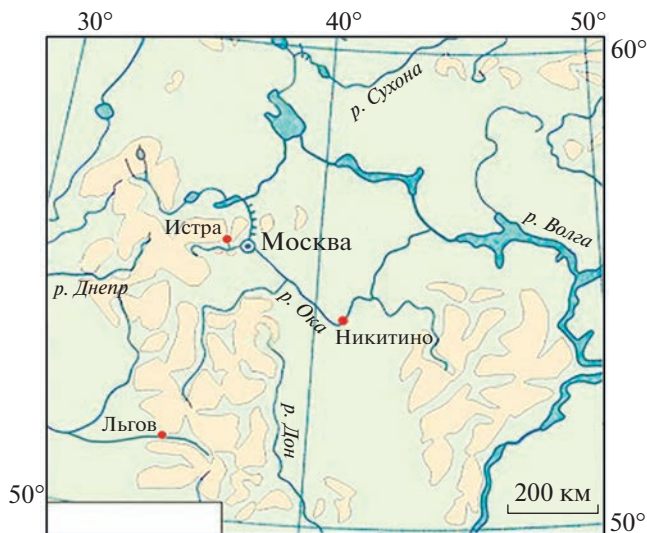


Рис. 1. Расположение объектов исследования в пределах центра Европейской части России: Лыгов – на р. Сейм, Никитино – на р. Оке, Скит Никона – на р. Истре.

Fig. 1. Location of studied sites within the center of the European part of Russia: Lgov – the Seim River, Nikitino – the Oka River, Nikon Skete – the Istra River.

ной фации, мощностью 2–5 м, в котором выделены погребенные почвы. Ниже залегают пески русловой фации или песчаные отложения надпойменной террасы (Кривцов и др., 2020).

2.1.3. Участок Лыгов располагается в среднем течении р. Сейм на его правом берегу выше по течению от г. Лыгова. Обширный пойменный массив сформировался в процессе свободного меандрирования р. Сейм, что характерно для данной реки на ее большем протяжении. Пойма сегментно-гривистая, гривы разделяют старичные понижения, местами занятые озерами или заболоченными участками. Сегмент поймы, в пределах которого проводились исследования, в основном безлесный, и только около реки на прирусловом валу присутствуют молодые древесно-кустарниковые насаждения. Вместе с тем на некоторых соседних сегментах поймы сохранились большие массивы хорошо развитых зрелых лесов, очевидно ранее произраставших и на данном участке поймы (рис. 2).

В пределах исследуемого сегмента поймы выделяются три ее уровня: регулярно затопливаемая низкая пойма, шириной не более 5–7 м и высотой над урезом не более 0.8 м, протягивающаяся узкой, часто прерывающейся полосой вдоль русла реки; средняя пойма, шириной не более 50 м, состоящая из прируслового вала высотой до 4.5 м, и межвального старичного понижения высотой до 2 м, и наиболее обширная шириной 500–600 м, чрезвычайно редко (1–2 раза за столетие) затопливаемая высокая пойма (в пределах профиля

высотой 3–4.5 м в понижениях и на повышениях соответственно), занимающая большую часть пойменного массива. В почвенном покрове поймы исследуемого сегмента преобладают серые лесные почвы, развитые на высокой пойме. Вдоль реки на молодых поверхностях низкой и средней поймы обнаруживаются слабо развитые почвы – слоисто-аллювиальные гумусовые и более развитые – аллювиальные гумусовые, а также серогумусовые. Различия почв обусловлены темпами накопления наилок поймы и длительностью почвообразования.

2.2. Методы

Исследование почв и отложений поймы проводилось с целью оценки процессов седиментации за различные временные интервалы, охватывающие период, предшествующий земледельческому освоению водосбора и вплоть до настоящего времени.

Разрезы на поверхности береговых валов (грив) и в межгривовых понижениях от молодых к древним были заложены на пойме р. Сейм вдоль топографического профиля (трансекта), расположенного близко к оси пояса меандрирования (рис. 2). В разрезах были вскрыты и подробно описаны дневные и погребенные почвы, а также отложения, разделяющие и подстилающие эти почвы. Из двух разрезов, расположенных на высокой пойме, были отобраны образцы для проведения радиоуглеродного датирования. Для определения скорости седиментации на молодых поверхностях (средний уровень поймы) из разрезов 1 и 2 были отобраны послойно через 2–3 см по глубине с площади 15×15 см колонки отложений для определения содержания ^{137}Cs . На пойме р. Оки в смежных разрезах Никитино и Клименты были взяты образцы из палеопочв для ^{14}C -датирования.

Пробы почв для анализа ^{137}Cs взвешивали, сушили при температуре 105°C в течение 8 ч и взвешивали повторно для определения содержания влаги и расчета плотности сухого осадка. После этого их перетирали и просеивали через сито с размером ячейки 2 мм. Измерения концентраций ^{137}Cs в подготовленных пробах почв выполнены на коаксиальном германиевом гамма-спектрометре фирмы ООО НИИП “Грин Стар Инструментс” (СКС-07(09) П-Г-Р, Россия) с относительной погрешностью определения удельной активности 5–10%. Подготовка (просушка, гомогенизация) и гамма-спектрометрический анализ проб почвы выполнены в Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Полученные по результатам проведения аналитических исследований эпюры вертикального распределе-

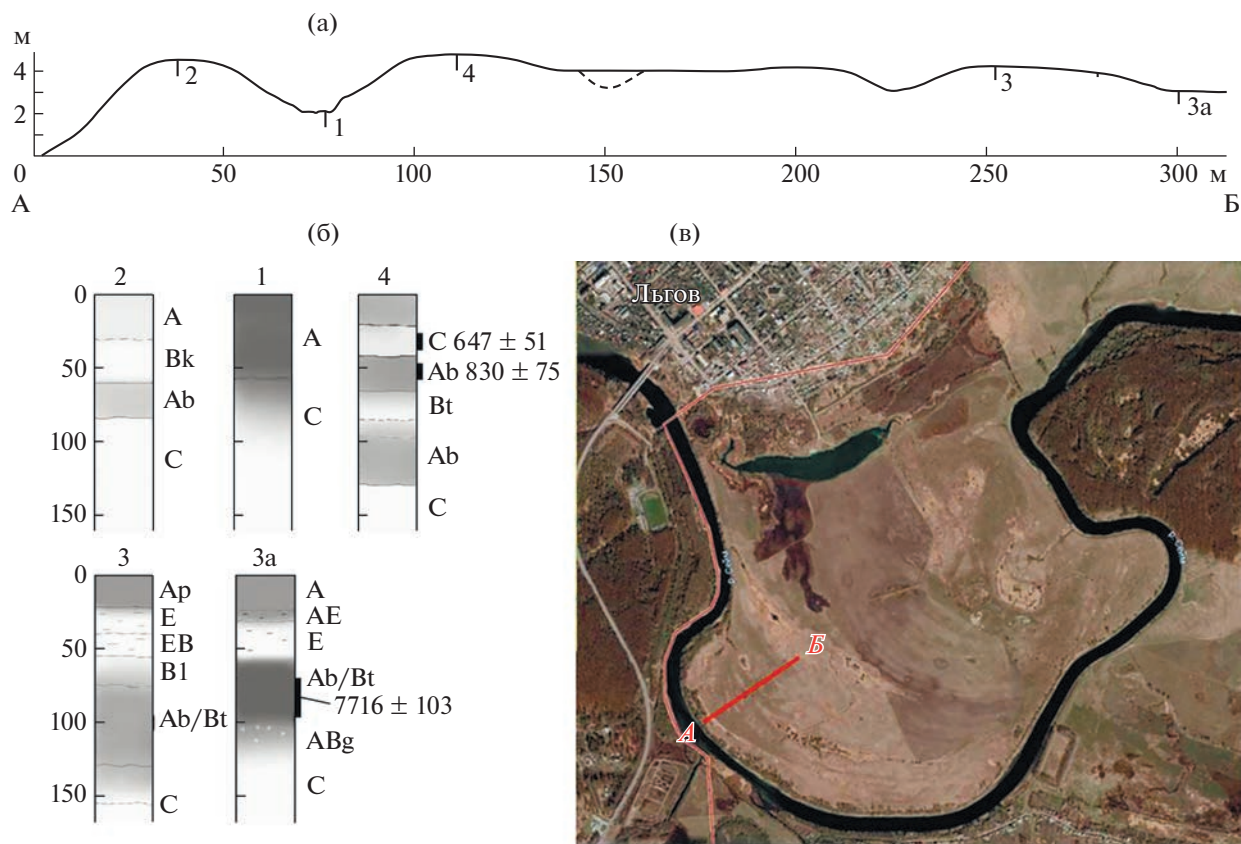


Рис. 2. Топографический профиль (А–Б) на пойме р. Сейм с расположением разрезов (а); строение разрезов (б) и вид на участок долины р. Сейм (в). 1 – номера разрезов; 647 ± 51 – возраст отложений.

Fig. 2. Topographic profile (A–B) on the floodplain of the Seim River and location of soil pits (a); stratigraphy of soil profiles (б) and a view of the segment of the Seim River valley (в). 1 – numbers of pits; 647 ± 51 – age of deposits.

ния ^{137}Cs использовались для определения темпов аккумуляции за последние 60 лет для двух временных интервалов (1963–1986 и 1986–2020 гг.).

^{14}C -датировки почв выполнялись по гуминовым кислотам (ГК) конвенционным LSC методом в Лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН. Калибровку проводили по программе OxCal v.4.1.7 (Bronk Ramsey, 2009) с использованием калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al. 2020) и интервалами вероятности 68.2 и 95.4% (1 и 2 sigma).

На пойме р. Истры (разрез Скит Никона) для датирования отложений использовались археологические находки. На пойме рр. Сейм и Ока с целью датирования палеопочв и отложений использовались также радиоуглеродный и радиоцезиевый методы. Подобные исследования с целью палеорекоstructions на поймах центральной части Восточно-Европейской равнины ранее проводились на примере ряда рек региона (Александровский и др., 1987; Sycheva et al., 2003; Alexandrovskiy et al., 2018).

В дополнение к методам ^{14}C и археологического датирования, показывающим *возраст-давность* образования палеопочв, нами использовался метод анализа степени развития профиля погребенных почв поймы. Он позволяет определять *возраст-продолжительность* формирования палеопочв и соответствующих им перерывов в осадконакоплении, а также оценивать скорость седиментации по степени выраженности признаков педогенеза в аллювии (Александровский, 2004; Александровский, Александровская, 2005; Александровский, 2016). Подобные сведения о темпах развития почв имеются в литературе (Stevens, Walker, 1970; Геннадиев, 1990; Hartmann et al., 2020). Также для подсчета скорости седиментации нами учитывались подходы, предлагаемые в ряде работ (Miao et al., 2007; Muhs et al., 2008; Dreibrodt et al., 2013, 2014). Предлагаемый способ определения степени развития почв относится к методам почвенных хронорядов. Выделяются дневные (горизонтальные) и погребенные (вертикальные) хроноряды почв (Иванов, Александровский, 1987). Так, горизонтальный ряд нами исследован в Льгове на р. Сейм. Вертикальные



Рис. 3. Разрез Скит Никона, пойма р. Истры. Внизу, на глубине 270–300 см залегают почва времени строительства Скита Никона, на глубине 170 см — кирпич и другие артефакты середины XVIII в. В средней части изученной толщи, 135–235 см, залегает грубослоистый аллювий, накопившийся с высокой скоростью.

Fig. 3. Soil pit at floodplain of the Istra River, the Nikon Skete site. Below at a depth of 270–300 cm lies the paleosol which was formed during the time of the Skete construction is identified at the depth of 270–300 cm bricks and other artifacts of the middle of the XVIII century were found at a depth of 170 cm; coarse-layered alluvium, characterized the stage with high rate of floodplain sedimentation occupied the middle part of soil section, 135–235 cm.

ряды — там же, в разрезе 4, и на р. Оке — смежные разрезы Никитино-Клименты, по которым получены серии ^{14}C -дат по ГК из палеопочв. Для разреза Клименты имеются археологические даты, сходные с радиоуглеродными: верхняя почва содержит керамику 15–17 вв. н. э.; в почве 2 встречается керамика времени 1800–800 л. н., в ее основании — керамика 3–4 вв. н. э., в верхней части — 11–12 вв. (Фоломеев и др., 1988). Почва 3 содержит находки бронзового века, а почва 4 — неолита.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Уточнение темпоральной группировки почв и педоседиментов на основе изучения разрезов Скит Никона и Никитино

В разрезе Скит Никона (пойма р. Истры) мощность аллювия, накопившегося после времени основания монастыря, достигает 2.7 м (рис. 3). В основании разреза на глубине 270–300 см залегает кумулятивная почва с находками времени строительства Скита, расположенного рядом. Выше залегают тонкослоистый супесчаный аллювий серовато буроватого цвета (235–270 см) и слой грубослоистого аллювия (135–235 см), с находками середины XVIII в., состоящий из про-

слоев белесого песка и бурого опесчаненного суглинка. Он перекрыт слоем тонкослоистого супесчаного серовато-буроватого аллювия (80–135 см) со следами педогенеза и — кумулятивная почва, представленная горизонтом АС 0–80 см.

Исследования разреза Скит Никона на р. Истра позволили откорректировать представления о соотношении скорости процессов седиментации и педогенеза в пойме, полученные ранее по другим материалам (Александровский, 2004). Особенно эти изменения касаются условий высокой и средней скорости седиментации (табл. 1). В данном разрезе, по находкам времени строительства Скита — в нижней почве, находкам середины XVIII в. — в слое 135–235 см, и другим, можно достаточно точно представить скорость седиментации по всей толще. Так, слой грубослоистого аллювия (135–235 см, рис. 3) не имеет следов педогенеза — скорость седиментации тогда была максимальной: 100 см за 40 лет = 25 мм/год (табл. 2). В слое 270–300 см формируется кумулятивная почва. Здесь в результате процессов педогенеза, идущих вглубь, мощность горизонта АС увеличена за счет вовлечения в его состав нижележащих отложений, поэтому скорость седиментации для него не 4.3 мм/год, а несколько ниже. Верхние

Таблица 1. Влияние скорости накопления аллювия на формирование признаков педогенеза в аллювии, на развитие почв разного типа и на наличие культурных слоев в пойме рек центра Восточно-Европейской равнины*
Table 1. Influence of the floodplain sedimentation rates on a) the formation of pedogenesis signs in alluvium; b) the development of different type soils; c) the presence of cultural layers in the river floodplains of the center of the Eastern European Plain

Скорость седиментации аллювий		Время, необходимое для развития почвы (характерное время)	Седименты и почвы	Археология
Высокая	>15 мм/год	—	Аллювий без признаков педогенеза	Случайные находки
	5–15 мм/год	—	Слоистый аллювий со слабыми признаками почвообразования	«
	2–5 мм/год	—	Слоистый аллювий с хорошо развитыми признаками почвообразования	«
Средняя	0.5–2 мм/год	50–300 лет	Кумулятивные “быстрые” почвы с хорошо сохранившимися признаками слоистости	Культурные слои кратковременных поселений
Низкая	0.1–0.5 мм/год	300–1000 лет	Кумулятивные (медленные) хорошо развитые серо- и темногумусовые почвы (дерновые и луговые)	Культурные слои долговременных поселений
	<0.1 мм/год	>1000 лет	Нормальные (зональные) почвы: дерново-подзолистые, серые, лугово-черноземные	

Примечание. *— материалы и методы расчета первоначально были приведены в (Александровский, Александровская, 2015, с. 39 и 126–141). В данной работе характерные скорости седиментации исправлены на основе исследования объекта Скит Никона на р. Истра. Характерное время — см. (Таргульян, 2019).

Таблица 2. Скорость процессов седиментации по данным изучения признаков педогенеза в аллювии поймы р. Истры. Скит Никона
Table 2. The rate of sedimentation processes according to the study of pedogenesis signs in the alluvium of the Istra River floodplain. Nikon's Skete

Седимент, почва, слой аллювия	Глубина, см	Мощность, мм		Возраст (интервал), лет н. э.	Продолжительность, лет	Скорость, мм/год
		почвенного горизонта	слоя			
Аллювий с явными следами педогенеза	0–80	800	800	2010–1830	180	4.4
Тонкослоистый аллювий со слабыми следами педогенеза	80–135	550	550	1830–1770	90	6.1
Аллювий грубослоистый	135–235	1000	1000	1770–1730	40	25.0
Тонкослоистый аллювий со слабыми следами педогенеза	235–300	350	350	1730–1700	30	11.7
Аллювий с явными признаками педогенеза, или гор АС кумулятивной почвы	270–300	300*	<300*	1700–1630	70	<4.3
Весь разрез	0–300	3000	3000	2010–1630	380	7.9

Примечание. *— мощность почвы в данном случае больше, чем мощность (толщина) седимента, накопившегося за время почвообразования, что связано с педогенной переработкой нижележащего аллювия, и включения его в состав гумусового горизонта почвы.

80 см отложений накопились за 180 лет, что соответствует скорости аккумуляции 4.4 мм/год. В целом скорость накопления аллювия на данном участке поймы очень высокая: 330 см за

380 лет = 7.9 мм/год. Поэтому признаки педогенеза здесь выражены слабо или отсутствуют.

Разрез Никитино наиболее информативный из исследованных нами на р. Оке (Александров-

Таблица 3. Радиоуглеродный возраст почв разрезов Льгов на р. Сейм и Никитино на р. Оке. Откалибровано в OxCal (л. н.)**Table 3.** Radiocarbon age of the soils, established for sections located on the Seim River floodplain (Lgov site) and on the Oka River floodplain (Nikitino site). Calibrated in OxCal (years ago)

Разрез, слой	Горизонт	Глубина, см	Индекс	¹⁴ C-возраст	Калиброванный возраст		
					интервал	средний	медиана
Льгов							
4	AB	25–37	IGAN 8489	710 ± 60	1σ 562–690 2σ 554–731	647 ± 51	657
4	AYb	46–57	IGAN 8497	920 ± 80	1σ 745–914 2σ 686–957	830 ± 75	829
3a	AU/Bt	63–100	IGAN 8426	6860 ± 110	1σ 7590–7825 2σ 7514–7933	7716 ± 103	7709
Никитино							
1	C	50	IGAN-850a	320 ± 90	1σ 480–299	352 ± 115	372
2a	AE	140	IGAN-1219	1890 ± 75	1σ 1887–1714 2σ 1993–1618	1808 ± 92	1805
2a	AE	140	IGAN-1212	1500 ± 90	1σ 1514–1303 2σ 1586–1193	1407 ± 85	1396
2a/2b	C	160	IGAN-529	2300 ± 130	1σ 2667–2124 2σ 2717–2003	2340 ± 192	2328
2b	AE	175	IGAN-1211	2280 ± 120	1σ 2465–2117 2σ 2705–1997	2307 ± 181	2292
3	A	270	IGAN-1210	3780 ± 90	1σ 4292–3988 2σ 4416–3910	4165 ± 135	4164
4–5 верх	A	425	IGAN-1209	4880 ± 120	1σ 5837–5473 2σ 5900–5325	5622 ± 147	5623
4–5 низ	A	445	IGAN-2323	5910 ± 260	1σ 7153–6411 2σ 7418–6215	6769 ± 291	6761

ский и др., 1987). Здесь основные почвы 1–4 расщепляются и появляются дополнительные (табл. 3). В разрезе 6 почв и, соответственно, этапов замедления или почти полной остановки накопления аллювия. Хронология основана на датах ¹⁴C (табл. 3), археологических и также педолитогенетических данных.

Дата, полученная по почве 3 (табл. 1), представляется удревненной (3780 ± 90 л. н.). Основанием для такого вывода служит ее расхождение с археологическими датами по рассматриваемому единому разрезу Никитино-Клименты (Фоломеев и др., 1988). Поэтому дополнительно для анализа хронологии привлечена дата по этой почве из имеющего сходное строение разреза Подборное (3000 ± 350 л. н. (кал. 3203 л. н.) (Александровский и др., 1987). Данный разрез расположен в днище долины р. Оки в 225 км ниже по течению. Возможность использования этой даты основывается на предложенных нами представлениях о погребенных пойменных почвах как геохронологических уровнях Средней Оки (Александров-

ский и др., 1987). В итоге интервал времени формирования почвы 3, основывающийся на этих двух датах, хорошо соответствует и археологической датировке разреза и значительно лучше соотносится с радиоуглеродными интервалами формирования выше- и нижележащих почв. В связи с этим развитие процессов педогенеза и седиментации во времени для поймы реки можно представить следующим образом (табл. 4).

Новые данные по разрезам Скит Никона и Никитино дали возможность уточнить предложенную ранее (Александровский, 2004) темпоральную группировку почв и педоседиментов. По новой схеме, в первой группе (три верхние строки табл. 1), объединены почвенно-седиментационные тела, сформированные в условиях быстрой аградации. Так как темпы седиментации здесь выше, чем таковые педогенеза, аллювий слабо или вообще не проработан почвенными процессами, в итоге сохраняется исходная литологическая слоистость. В другой группе объединены тела – почвы, сформированные в условиях медлен-

Таблица 4. Скорость процессов седиментации по данным изучения серий почв, погребенных в аллювии поймы р. Оки (разрез Никитино)**Table 4.** The rate of sedimentation processes according to the study of soil series buried in the alluvium of Oka River floodplain (Nikitino section)

Горизонт	Глубина, см	Глубина слоя*, см	Мощность, мм		Возраст (интервал), лет	Продолжительность, лет	Скорость, мм/год
			почвенного горизонта	слоя*			
1А	0–15	0–15	150	150	0–160	160	0.94
С/аллювий	15–85	15–85	700	700	160–300	140	5
1А	85–110	85–110	250	250	300–690	390	0.64
С/аллювий	110–138	110–138	280	280	690–890	200	1.4
2АЕ	138–152	138–144	140	60	890–1700	810	0.07
Вt/аллювий	152–173	144–173	210	290	1700–1900	200	1.45
2Е(АЕ)	173–190	173–179	170	60	1900–2750	850	0.07
Вt/аллювий	190–257	179–257	670	780	2750–3150	400	1.95
3А	257–283	257–266	260	90	3150–3920	770	0.12
С/аллювий	283–368	266–368	850	1020	3920–4520	600	1.7
АС	368–410	368–410	420	420	4520–5000	480	0.87
4А	410–473	410–473	630	300	5000–7100	2100	0.14
Весь профиль				4400		7100	0.62

Примечание. * — глубина и мощность (толщина) слоя аллювия, отложившегося в период образования соответствующего горизонта.

ной седиментации (две нижние строки табл. 1). Среди них имеются менее развитые почвы пойм — луговые и дерновые, а также зрелые почвы — черноземы, дерново-подзолистые и другие, сходные с таковыми внепойменных позиций (табл. 1). На переходе между этими двумя группами располагается строка с кумулятивными почвами с сохранившейся слоистостью.

В табл. 1 кумулятивные почвы присутствуют в двух строках. В средней строке — это кумулятивные почвы, условно “быстрые”, формирующиеся при достаточно высоких темпах седиментации 0.5–2 мм/год; слоистость сохранилась хорошо, почвенные процессы нижележащий слой не перерабатывают. Ниже, в строке с темпами накопления 0.1–0.5 мм/год — кумулятивные “медленные” почвы, без слоистости, с медленным ростом поверхности вверх и переработкой нижележащего слоя почвенными процессами. Между данными “медленными” и “быстрыми” кумулятивными почвами, на уровне скорости аградации 0.5 мм/год, находится рубеж, важный для вычисления скорости накопления осадка. В случае первых — “медленных”, педогенез изменяет (искажает) исходную мощность слоев осадков, что затрудняет вычисление скорости. При формировании вторых — “быстрых”, мощности слоев со-

храняются, вычисление скорости аккумуляции не затруднено.

3.2. Изучение скоростей аккумуляции наносов на участках поймы р. Сейм различного возраста

3.2.1. *Морфология и данные анализов почв.* Изучена серия разрезов глубиной до 155 см, в том числе с погребенными почвами, разделенные слоями аллювия, заложенных на разных уровнях поймы р. Сейм в районе г. Льгова (рис. 2).

Разрез 2. Заложен на вершине первого от реки — молодого прируслового вала. Склоны вала на данном участке довольно крутые, вершина выложенная, шириной до 20 м. Строение разреза следующее: А 0–30 см, сероватая супесь — ВСА 30–60 см, буроватая супесь, вскипает — А 60–85 см, серо-бурый легкий суглинок (палеопочва) — С 85–120 см, буроватая супесь. Палеопочва — аллювиальная гумусовая, современная почва — слоисто-аллювиальная гумусовая.

Разрез 1. Находится в первом от реки старичном межгрядовом понижении, глубоком, с крутыми склонами. Почва аллювиальная темногумусовая гидрометаморфическая, имеет темный гумусовый горизонт, представленный подгоризонтами: АU₁ 0–4 см, дернина — АU₂ 4–10 см,

темно-серый суглинок — AU2 10–30 см, темно-серый суглинок — AU3Q1 30–45 см, серый суглинок — Q1 45–75 см, буровато-охристый суглинок. Сменяется слоистым карбонатным оглеенным аллювием.

Разрез 4. Располагается на вершине второго прируслового вала (гивы). Выделяются современная почва и две погребенные: AY 0–25 см, серо-бурый легкий суглинок — AB 25–40 см, серовато-буроватый супесчаный (палеопочва, возраст 710 ± 60 л. н., IGAN-8489) — AYel 40–65 см, серовато-бурый с белесой присыпкой, суглинок (возраст 920 ± 60 л. н., IGAN-8497) — Bt 65–85 см, светло-бурый суглинок — AY 85–150 см, серо-бурый суглинок (палеопочва). Верхняя почва — аллювиальная гумусовая, первая погребенная — аллювиальная гумусовая элювиальная. Нижняя почва — синлитогенная по старичному аллювию.

Разрез 3. Заложен на расстоянии около 250 м от русла реки, на древнем береговом валу. Почва серая лесная, хорошо развитая на мощной погребенной почве: AY/P 0–25 см, буровато-серый суглинок с признаками плужной подошвы — EL 25–40 см, белесый легкий суглинок — ELB 40–55 см, буровато-белесый суглинок — B1t 55–70 см, серо-бурый суглинок — [AU]Bt 70–130 см, серо-бурый суглинок — [AB] 130–155 см, бурый суглинок. Современная почва — темно-серая (лесная), погребенная — лугово-черноземная.

Разрез 3а. Расположен в 300 м от реки в нижней части пологого склона от гивы к плоскому дну широкой межгивной ложбины. Профиль сходный с разрезом 3.

Молодые прирусловые валы высокие, почвы на их поверхности слаборазвитые, супесчаные и супесчано-легкосуглинистые. Их можно отнести к серогумусовым. Почва на современном прирусловом валу (рис. 2, разрез 2) молодая, карбонаты из ее профиля еще не выщелочены. Почвы второго вала, расположенного сразу за старичным понижением (рис. 2, разрез 4), также молодые, но более развитые, отложения более тяжелые — легкосуглинистые, местами супесчаные. В верхней погребенной почве появляются признаки лесного педогенеза — горизонты Bt. Древние гивы, расположенные на удалении в 200 м и более от русла реки (рис. 2, разрезы 3 и 3а), имеют сглаженные формы. Почвы на них — серые лесные, зрелые.

Данные анализов почв. Аллювиальная темно-гумусовая гидрометаморфическая типичная почва (разрез 1) имеет дифференцированный по гранулометрическому составу профиль: более тяжелый в верхней части (легкая глина с высоким содержанием крупной пыли и ила) по сравнению с нижней (от тяжелого суглинка до среднего). Это характерно для старичных понижений, в которых откладываются взвешенные наносы. Их круп-

ность убывает вверх по разрезу в связи с постепенным ростом уровня поверхности поймы над меженным уровнем воды в реке. Типичная аллювиальная темногумусная почва, развитая на прирусловом валу (разрез 2), отличается гораздо более грубым механическим составом с большой долей частиц песчаной фракции. Кислотно-щелочные условия изменяются от нейтральных в верхних горизонтах ($pH_{\text{вод}} = 7.0$) профиля, до щелочных в средних и нижних ($pH_{\text{вод}} = 8.0–8.2$). Содержание карбонатов возрастает с глубиной: бескарбонатны лишь гумусовые горизонты аллювиальной почвы, все нижележащие горизонты, включая нижнюю часть гумусового горизонта, вскипают от HCl. Содержание $C_{\text{орг}}$ максимально в верхних горизонтах (3.48–4.07%), и постепенно убывает с глубиной (0.71%).

3.2.2. Возраст почв и отложений поймы р. Сейм. Эпюры вертикального распределения ^{137}Cs в почвах участков молодой поймы представлены на рис. 4. На каждом из профилей отчетливо выделяется пик 1986 г., соответствующий поверхности поймы в год аварии на Чернобыльской АЭС. Пик 1963 г., соответствующий максимуму глобальных выпадений, выражен в каждом из разрезов менее ярко. Также с учетом того, что прошло уже более чем два периода полураспада ^{137}Cs с 1954 г., когда были зафиксированы первые его глобальные выпадения, обусловленные началом проведения ядерных взрывов в открытой атмосфере, время отложения наиболее ранних слоев аллювия, в которых его наличие фиксируется, можно смело относить к 1954 г.

В дополнение к датировкам по ^{14}C привлекались почвенно-хронологические данные (табл. 5). Они позволяют оценить длительность формирования почв. Так, слабая степень развития профиля A-C почвы, расположенной на поверхности первой гивы (рис. 2, разрез 2), позволяет сделать вывод о том, что она формировалась не более 100 лет. Почва на поверхность второй гивы (разрез 4, табл. 5) — около 300 лет, а палеопочва с калиброванной датой 829 лет (медианное значение) формировалась несколько дольше (около 500 лет), что согласуется с появлением признаков текстурной дифференциации в ее профиле. Формирование почв со зрелым профилем на древних поверхностях поймы (разрезы 3 и 3а) продолжалось значительно дольше — по несколько тысяч лет. В периоды образования этих почв накопление аллювия почти полностью останавливалось.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенные исследования показывают, что радиоуглеродное (абсолютное), и почвенно-хронологическое (относительное) датирование почвенно-аллювиальных серий, при взаимокоррекции ре-

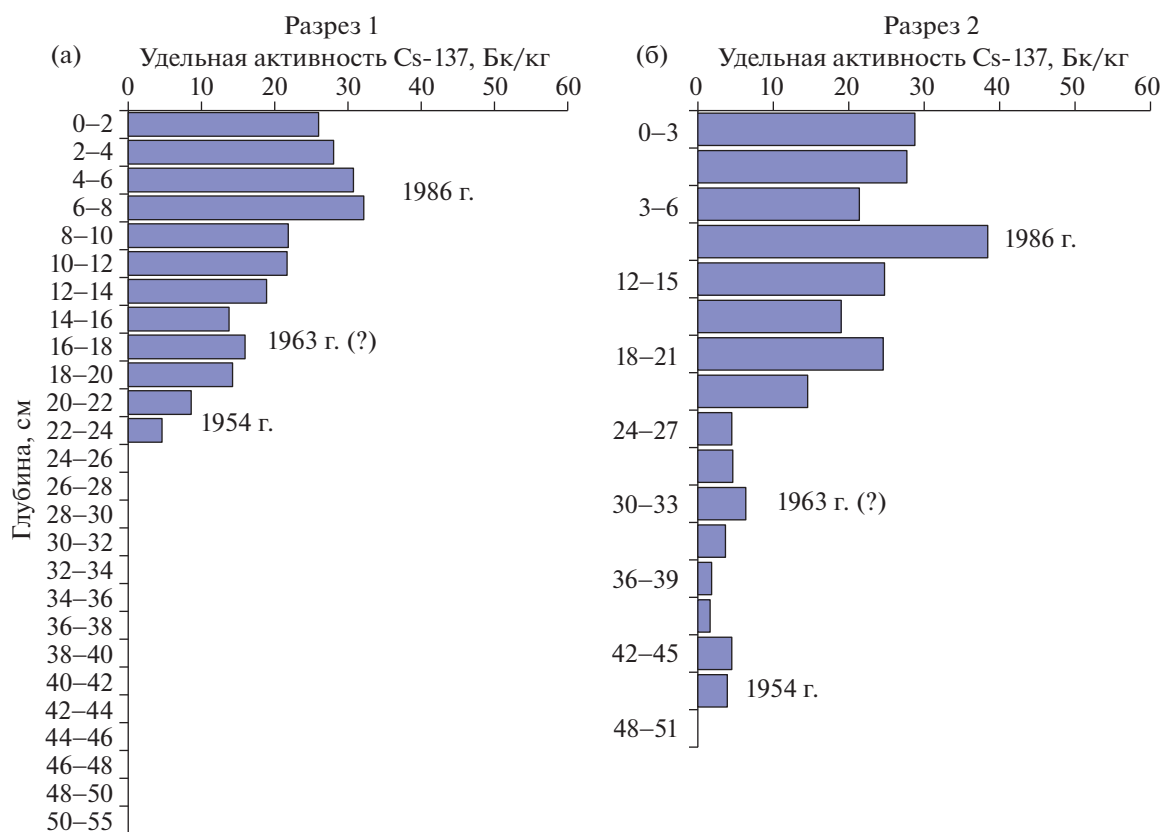


Рис. 4. Эпюра вертикального распределения ^{137}Cs по глубине в разрезах 1 (а) и 2 (б), расположенных в старичном понижении и на прирусловом валу соответственно (см. рис. 2). 1986 г., 1963 г. и 1954 г. — поверхность аллювиальной почвы на момент выпадения из атмосферы ^{137}Cs Чернобыльского происхождения, максимума глобальных выпадения и начала глобальных выпадений соответственно.

Fig. 4. A plot of the ^{137}Cs vertical distribution in sections 1 (a) and 2 (б) located in the oxbow depression and on the river bank diagonal bar, respectively (see fig. 2). 1986, 1963 and 1954 — the surface of the alluvial soil at the time of initial fallout from the atmosphere of Chernobyl-derived ^{137}Cs , the maximum of bomb-derived ^{137}Cs and the beginning of bomb-derived ^{137}Cs fallout, respectively.

зультатов этих двух методов, и дополнительным использованием археологических, исторических и стратиграфических материалов, позволяют получать достаточно определенные данные о скорости процессов седиментации. Наибольшую сложность для вычисления скорости процессов представляет определение возраста-продолжительности формирования слоев. Причем интервал калиброванного возраста не показывает длительности формирования почвы. Вместе с тем и определение мощности слоев, при наличии в разрезе горизонтов почв, часто требует коррекции.

На р. Сейм исследованы разрезы (почвенно-аллювиальные серии) с существенно различающейся скоростью седиментации. На молодых участках здесь обнаруживаются седименты со слабой скоростью накопления и кумулятивные почвы (медленные). На древних — нормальные почвы, близкие к зональным, скорости седиментации очень низкие.

Отметим, что различия в литологии между изученными почвами горизонтального хроноряда на р. Сейм имеются, но они не столь велики. Так, отложения первого, самого молодого вала имеют супесчано-легкосуглинистый состав, второго вала — легкосуглинистый, в старичном понижении — почвы суглинистые, тогда как более древние почвы, расположенные на удалении от реки на расстоянии около 300 м, имеют суглинистый и тяжелосуглинистый состав. Вместе с тем литология на втором прирусловом валу и древнем участке поймы сходная, что позволяет получить достаточно обоснованные выводы о развитии профиля почв во времени.

Здесь следует учитывать, что во время формирования почв педогенез перерабатывает верхнюю часть слоя аллювия (L2 на рис. 5), которая включается в состав почвы (S2). В связи с этим мощность исходного слоя аллювия сокращается и от него остается только нижняя часть — L2г. По этой заниженной мощности слоя обычно и произво-

Таблица 5. Скорость процессов седиментации по данным изучения серий почв, погребенных в аллювии поймы р. Сейм, Льгов**Table 5.** The rate of sedimentation processes according to the study of soil series buried in the alluvium of the Seim River floodplain, Lgov

Горизонт	Глубина, см	Мощность, мм		Возраст (интервал), лет	Продолжитель- ность, лет	Скорость, мм/год	Средняя скорость
		почвенного горизонта	слоя				
Разрез 2							
(A)	0—30	300	150 ¹	0—100	100	1.5	4 (60) ⁴
(BCA) _{al} ³	30—60	300	450 ²	100—150	50	9.0	
AY	60—85	250	100 ¹	150—350	200	0.5	
Разрез 4							
AY	0—25	250	100 ¹	0—350	350	0.29 [0.7]	0.57 (40) ⁴
AB _{al}	25—40	150	300 ²	350—700	350	0.86 [0.4]	
AY	40—65	250	50—100 ¹ /75	700—1200	500	0.15	
Bt _{al}	65—85	200	—	—	—	—	
Разрез 3а							
AY	0—23	230	50 ¹	0—5000	5000	0.01	0.1 (55)
ABEL _{al}	23—55	320	500 ²	5000—5500 (6000)	500—1000 (750)	0.7	
AU	55—100	450	100 ¹	5500—10000	4500	0.02	

Примечания. ¹ — величина прироста почвы за счет наилок, поступивших только за время формирования почвы — фактический слой седиментации; ² — мощность слоя аллювия — “исходного”, накопившегося на этапе седиментации, до начала формирования почвы (также дано в скобках и, как и величина прироста почвы за счет наилок, — служит для расчета реальной скорости седиментации); ³ — значком al обозначены слои аллювия, слабо проработанные педогенезом; ⁴ — в скобках — общая мощность слоя (см), для которого определена средняя скорость седиментации.

дятся расчеты скорости седиментации, что искажает ее величину. В связи с этим вычисление данной скорости, имевшей место на стадии накопления аллювия, надо проводить не для мощности остаточного слоя аллювия (“b”), наблюдаемого в профиле, а для реконструированного исходного слоя (“a”). Особенно сильными искажения вычисленной скорости седиментации становятся, если слой аллювия прорабатывается педогенезом полностью или почти полностью. Отметим, что в рамках простого сценария развития поймы (А на рис. 5), во время формирования почвы (“с”) накопления аллювия не было, поэтому скорость седиментации за это время равна нулю. Для сложного сценария развития поймы, с учетом педогенного изменения мощности слоев (В) — скорость седиментации для первой стадии (L2) здесь также рассчитывается для исходного слоя аллювия (а); расчет скорости седиментации на стадии педогенного изменения мощности (почва S2, правая колонка на рис. 5) определялся только исходя из мощности слоя наилок, накопившихся за время этой стадии (слой “d”); слой “с” — хотя и относится к почве S2, но его минеральная масса накопилась раньше — на стадии седиментации (“a”) и поэтому для расчета скорости седиментации в период педогенеза не используется.

В связи с подобным влиянием педогенеза мощность слоев аллювия в большинстве случаев коренным образом уменьшена по сравнению с исходной. Мощность почв, соответственно, увеличена и существенно превышает толщину слоя наилок, поступивших на поверхность почвы за время ее формирования. Поэтому, для более точного определения скорости седиментации, при анализе изученных разрезов поймы р. Сейм, производились пересчеты а) для периодов седиментации — на мощность исходных слоев аллювия, и б) для периодов педогенеза — на величину слоя наилок, поступивших на поверхность именно в период формирования почвы. На основе подобных подходов была рассчитана скорость седиментации в разрезах 2, 4 и 3а (табл. 5).

Почвы на современном приустьевом валу (разрез 2) характеризуются примитивным профилем, представленным слабо развитым гумусовым горизонтом. Проведенные расчеты показали, что скорость седиментации здесь очень высока — средняя скорость в 5 раз выше, чем в разрезе 4, а для слоя аллювия она составляет 90 (!) см/100 лет (9 мм/год), что в 10 раз выше, чем в аналогичном слое аллювия в разрезе 4 (табл. 5). Анализ эпюра вертикального распределения ¹³⁷Cs позволяет де-

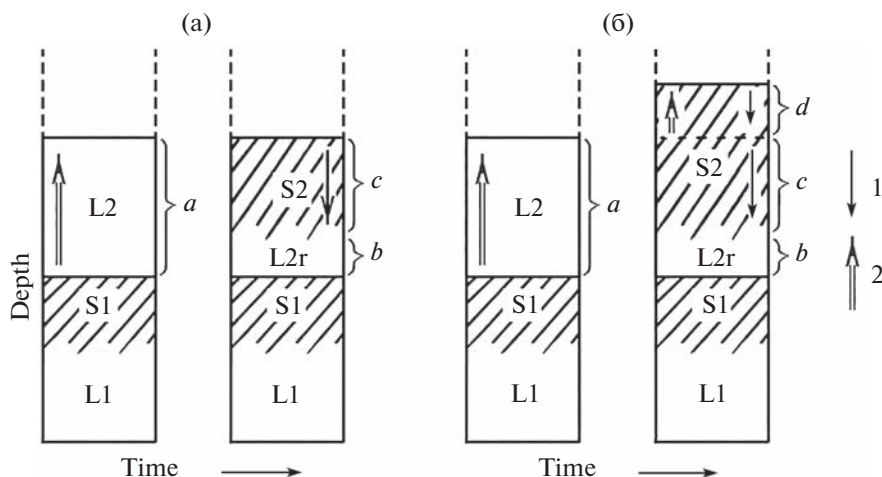


Рис. 5. Схема фаз развития аллювия поймы и погребенных почв.

(а) – сценарий 1 (простой). Стадия накопления слоя аллювия (L2) сменяется стадией формирования почвы (S2), в течение которой седиментация отсутствует. Скорость седиментации вычисляется для исходной мощности слоя аллювия (“а”).

(б) – сценарий 2 (сложный). Почва S2 – кумулятивная, она частично развивается вглубь, частично прирастает вверх, что обозначено стрелками 1 (педогенез) и 2 (седиментация). Скорость седиментации для периода развития почвы S2 рассчитывается только для слоя, накопившегося за это время (“d”). Для исходного слоя аллювия (L2), на котором сформировалась эта почва, она та же, что и в сценарии 1. Остальные обозначения объясняются в тексте.

Fig. 5. Diagram of the phases of floodplain alluvium and buried soils development.

(а) – scenario 1 (simple). The stage of accumulation of the alluvium layer (L2) is replaced by the stage of soil formation (S2), during which there is no sedimentation. The sedimentation rate is calculated for the initial thickness of the alluvium layer (“a”).

(б) – scenario 2 (complex). The soil 2 is cumulative, it partially develops in depth, partially grows upwards, which is indicated by arrows 1 (pedogenesis) and 2 (sedimentation). The sedimentation rate for the period of soil development S2 is calculated only for the layer accumulated during this time (“d”). For the original alluvium layer (L2) on which this soil formed, it is the same as in Scenario 1. Other designations are explained in the text.

тализировать скорости аккумуляции наносов на участке молодой поймы. Максимальные скорости пойменной аккумуляции на современном прирусловом валу (23 мм/год) пришлось на период 1954–1963 гг. В дальнейшем в период 1963–1986 гг. скорости аккумуляции сохранялись на уровне 9.1 мм/год. При этом в старичном понижении скорости пойменной аккумуляции в этот период были примерно вдвое ниже и составляли 5.2 мм/год (рис. 4).

Скорости накопления пойменного аллювия существенно сократились в последние три с половиной десятилетия, что обусловлено резким сокращением поверхностного стока в период весеннего снеготаяния и, как следствие, падением максимальных расходов воды в период весеннего половодья (Tsymbarovich et al., 2020). Это привело к резкому сокращению случаев затопления поймы среднего уровня. Среднегодовые темпы аккумуляции за период 1986–2019 гг. составили 1.8 мм/год в старичном понижении (рис. 4, (а)), 2,7 мм/год на прирусловом валу (рис. 4, (б)).

В целом можно утверждать, что высокие темпы аккумуляции наносов на наиболее молодом участке поймы р. Сейм связаны с кардинальными изменениями условий формирования стока воды и наносов на водосборе р. Сейм, обусловленные резким усилением антропогенного воздействия

на водосбор. Так, с конца XVII в. и до конца XIX в. площади пашни возросли почти в четыре раза и достигли 75–78% (Пространственно-временные..., 2019). Это привело к резкому росту поверхностного стока, особенно в период весеннего снеготаяния, подъему максимальных уровней половодья и росту поступления смытых с пашни частиц почвы в постоянные водотоки. При этом большая часть наносов, сформировавшихся в процессе смыва почв с пашни, переоткладывалась в суходольной сети и в днищах долин малых рек, включая русла. Это привело к резкому сокращению протяженности сети постоянных водотоков в лесостепной зоне ЕТР в период, начиная со второй половины XIX в., которое составило 35–45% от ее протяженности на начало XIX в. (Golosov, Panin, 2006).

На более древнем участке поймы во всех изученных разрезах встречаются почвы лесного генезиса – серые (по классификации 1977 г. – серые лесные и темно-серые лесные), с ярко выраженными элювиальным и иллювиальным горизонтами. В понижениях они имеют признаки оглеения. Для развития почв с подобным профилем необходимо их длительное, более 2 тыс. лет, формирование под пологом леса при скорости седиментации не более 1 см за 100 лет (Александровский, Александровская, 2005). Позднеголоценовые леса со-

хранились на соседних участках поймы до сих пор. Ниже данной почвы в разрезах 3, 3а и других были обнаружены погребенные под слоем аллювия, хорошо развитые почвы среднего голоцена с мощным темным гумусовым горизонтом, имеющие лугово-степной генезис (рис. 2). Подобные хорошо развитые серые лесные позднеголоценовые почвы и более ранние почвы черноземного облика в пойме рек бассейна Сейма были обнаружены ранее (Сычева, Узянов, 1987).

Возраст средней части гумусового горизонта погребенной почвы высокой поймы из разреза 3а (глубина 63–100 см; рис. 2), интервал возраста, по данным калибровки, оказался равным 7591–7822 л. н., а его медианное значение – 7709 л. н. (табл. 3). Этот период соответствует климатическому оптимуму голоцена, когда и на поймах рек Западной Европы практически не наблюдалась аккумуляция наносов в связи резким сокращением стока взвешенных наносов благодаря высокому проективному покрытию склонов водосборных бассейнов и снижению максимальных расходов воды (Lespez et al., 2008).

Известно, что ^{14}C -даты верхнего горизонта почв имеют возраст около 1000 лет, и ниже по профилю он увеличивается (Чичагова, 1985). В разрезе 3а продатирован не верхний, а более глубокий горизонт почвы, который должен быть старше возраста поверхности почвы примерно на 2000 лет. Поэтому погребение почвы можно отнести ко времени 5000–5500 л. н. В разрезе 3 погребенная почва залегает под слоем аллювия примерно той же мощности, что и в разрезе 3а (рис. 2). Средняя скорость седиментации на древнем участке поймы равнялась 0.7 мм/год, что существенно ниже, чем на втором прирусловом валу (разрез 4). Но при этом скорость седиментации в рассматриваемый относительно короткий период (500–1000 лет) не могла быть ниже, иначе этот слой превратился бы в кумулятивную почву.

Средняя скорость накопления аллювия, рассчитанная для пойменных отложений (слой аллювия вместе со сформированной на нем почвой) прирусловых валов различного возраста, характеризует особенности изменения водности р. Сейм за каждый из периодов, так как супесчано-песчаные отложения, накапливающиеся на валах, представлены наносами, перемещаемыми в придонном слое потока, и имеют в основном русловое происхождение. На современном прирусловом валу она равна 48 см/66 лет (7.2 мм/год), на втором валу – 5.7 см/100 лет (0.57 мм/год; табл. 4). На участке поймы среднеголоценового возраста она составила только 1 см/100 лет (0.1 мм/год). Таким образом, полученные результаты подтверждают ранее высказанное предположение о нарастании расходов воды р. Сейм в голоцене (Панин и др., 2001).

В целом современный период продолжительностью 500 лет выделяется максимальной интенсивностью эрозионно-аккумулятивных процессов в бассейне р. Сейм. Аналогичная ситуация характерна для Москвы-реки и других рек центра Восточно-Европейской равнины (Alexandrovskiy et al., 2004, 2018). Подобное увеличение интенсивности аккумуляции коллювия и аллювия в Западной Европе началось как минимум на 1000 лет раньше и оно, как и в бассейне р. Сейм, связано с антропогенным, преимущественно сельскохозяйственным воздействием на водосборы (Brown et al., 2013). Периоды увеличения и уменьшения темпов седиментации установлены для всего голоцена (Mandel, 1997; Sycheva et al., 2003).

Земледельческое освоение бассейна р. Сейм способствовало усилению процессов накопления аллювия, которые возросли в этот период в 7–50 раз по сравнению со средним голоценом в связи с ростом уровней половодий и ростом смыва почв с водосбора в годы с глубоким промерзанием пахотных почв. Внутри голоцена также имелись климатически обусловленные этапы усиления водности, но по своему влиянию на транспорт и переотложение наносов на пойме они были значительно слабее таковых времени высокой антропогенной нагрузки (массовая распашка) на водосбор. Значимость именно климатического фактора подчеркивается и различиями в скоростях осадконакопления на современном прирусловом валу и в старичном понижении, которые составили в последние 34 года (период резкого снижения максимальных расходов весеннего половодья) 2.7 мм/год и 1.8 мм/год, соответственно, тогда как в предшествующий ему 24-летний период они были в среднем в 3 раза выше.

Датирование по ^{14}C дает представление о возрасте-давности событий, что отражают графики зависимости возраста от глубины (age-depth model), которые обычно имеют простую форму. Для разреза Никитино такая кривая показывает среднюю скорость седиментации (рис. 6, (а), кривая 1). Эта кривая может быть уточнена на основе почвенно-хронологических данных (табл. 1), а также путем взаимокоррекции между ^{14}C и почвенными датами. Интервалы формирования почв даны на графике в виде горизонтальных отрезков – при этом становятся видны реальные резкие изменения скорости седиментации (рис. 6, кривая 2). Для интервалов накопления аллювия скорость намного выше, что отражено в увеличении крутизны кривой. На этапах педогенеза седиментация замедлена, кривая здесь выполаживается, становится субгоризонтальной или горизонтальной, на ней появляются ступени, ширина которых отвечает длительности этапов педогенеза.

Сходные кривые приводит (Holliday, 1992), например, кривую по разрезу поймы с серией по-

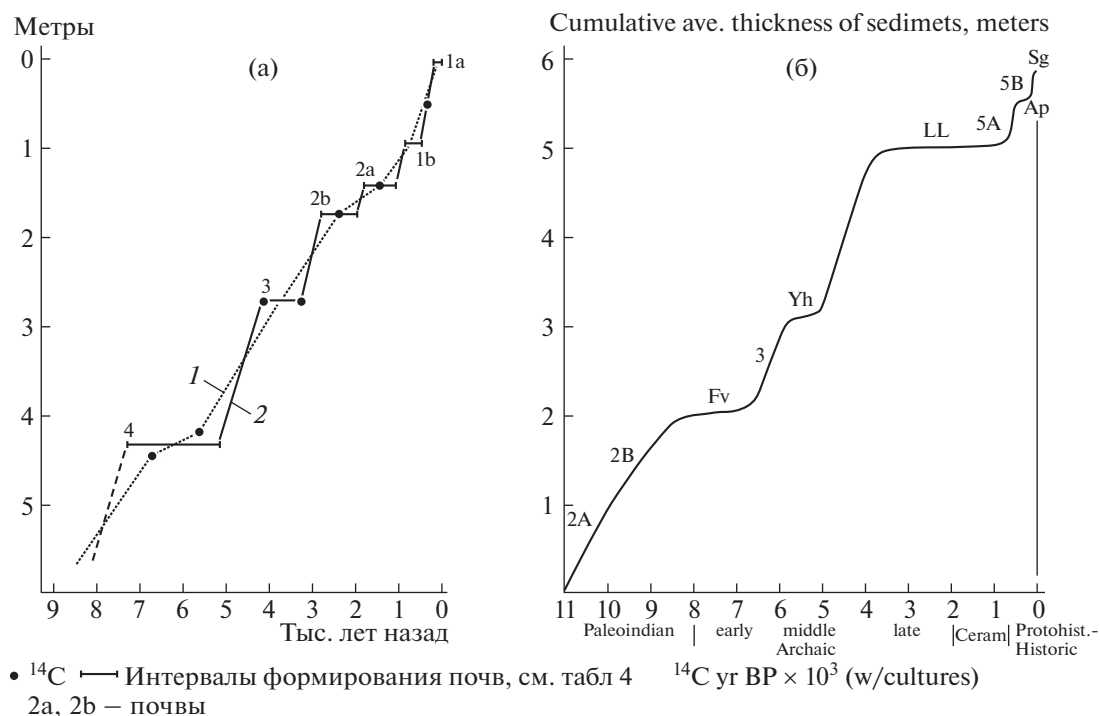


Рис. 6. Скорость накопления аллювия на пойме р. Оки (разрез Никитино) (а): 1 — кривая, построенная на основе ^{14}C -дат; 2 — кривая, построенная на основе ^{14}C -дат и данных по длительности периодов педогенеза (табл. 3). (б) — разрез Lubbock Like — кривая построена с учетом длительности периодов педогенеза (Holliday, 1992).

Fig. 6. The rate of alluvium accumulation on the Oka River floodplain (Nikitino site) (а): 1 — Curve based on ^{14}C dating; curve 2 — based on ^{14}C dating and data, which were received based on the duration of periods of pedogenesis (see tabl. 3). (б) — Lubbock Like section — curve is constructed with taking into account the duration of periods of pedogenesis (Holliday, 1992).

гребенных почв в Кентукки (рис. 6, (б)). Почва LL — Lubbock Like формировалась 3–3.3 тыс. лет, профиль ее зрелый. Ступень ровная, следовательно, седиментация в это время практически отсутствовала. Поверхность других ступеней на кривой (почвы Yh, Fv) слабо наклонена — почвы кумулятивные, но темпы седиментации низкие.

В разрезе Никитино нижняя почва формировалась 2100 лет. Причем за это время возможно накопление аллювия 30 см, но скорость седиментации оставалась низкой — 0.14 мм/год, поэтому профиль почвы — зрелый. Еще ниже она была во время формирования серых лесных почв — не более 0.07 мм/год (горизонты E и AE, табл. 4).

Скорость накопления, полученная путем обычного подсчета на основании только ^{14}C -дат (age-depth model), ненамного отличается от средней по разрезу Никитино — 0.62 мм/год. По разрезу она меняется так: в верхней части (0–140 см) — около 1 мм/год, в нижней (140–430 см) — 0.59 мм/год. Однако при учете данных о длительности формирования почв выявляются резкие циклические колебания скорости седиментации (рис. 6, кривая 2). В периоды формирования зрелых почв она составляла 0.07–0.15 мм/год, кумулятивных почв (две верхние) — 0.6–0.9 мм/год, а в

периоды накопления аллювия — 1.4–2 мм/год. Причем в верхнем слое аллювия она возрастает до 5 мм/год. Большой интерес представляет прогу-мусированный горизонт около 40 см, со слабыми признаками слоистости, лежащий на поверхности почвы 4 — это кумулятивная почва с хорошо сохранившейся слоистостью. Скорость накопления аллювия здесь — 0.87 мм/год. В целом суммарная длительность периодов формирования почв разреза — 5080 лет, была в 2–5 раза больше, чем периодов накопления слоев аллювия — 2020 лет.

Сходные тренды в развитии почвенно-аллювиальных серий и в изменениях темпов аккумуляции наносов выявлены в пойме Москвы-реки (Alexandrovskiy et al., 2018).

Предложенные характерные скорости и интервалы времени для разных почв днищ речных долин (табл. 1) имеют региональное значение и могут быть использованы при исследованиях в пределах центра Восточно-Европейской равнины, в лесостепи и на южной периферии лесной зоны, а также в регионах со сходной климатической обстановкой; но с меньшей точностью — в пределах всего умеренного пояса в сходных условиях гумидных и субгумидных ландшафтов.

Накопление аллювия в пойме — процесс неравномерный, для него характерны ритмичные колебания. Об этом свидетельствуют серии погребенных почв, которые распространены широко и встречаются в больших и в малых реках (Александровский и др., 1987; Mandel, 1992; Sycheva et al., 2003). Они ярко представлены в виде хорошо развитых почв, имеющих в пределах древних участков поймы, и слаборазвитых почв молодых участков. Например, в разрезах на рр. Ока и Сейм. Многие авторы считают, что появление погребенных почв в пойме связано с ритмичными колебаниями условий природной среды (Гласко, 1983; Сычева, Гласко, 2003), вместе с тем, имеются противоположные представления (Mandel, 1992). По нашему мнению, признаки подобной периодичности имеются, однако, возможны существенные отклонения от жестких хронологических схем (Alexandrovskiy et al., 2004, 2018).

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагается почвенно-хронологический метод, сочетающий методы хронорядов почв и анализа педолитогенных тел, позволяющий достаточно надежно оценивать изменения темпов аккумуляции и давать их количественные характеристики. Это подтверждается при сопоставлении скоростей седиментации, полученных при использовании данного метода, со скоростями аккумуляции наносов в пойме, выявленными на основе радиоцезиевого и радиоуглеродного методов.

При совместном использовании почвенно-хронологических данных и результатов радиоуглеродного датирования возможна их взаимокоррекция и, на основе этого, построение более детальных схем развития седиментационных процессов в голоцене.

По данным изучения почвенно-аллювиальных серий на рр. Оке, Москве, Сейме, рассмотренных в данной статье, и других сходных объектов (Sycheva et al., 2003; Александровский, Александровская, 2005) выявляется: 1. Цикличность процессов накопления аллювия на пойме в голоцене — периоды активизации аккумуляции сменяются более продолжительными периодами низкой водной активности, отсутствия или низких темпов аккумуляции аллювия и формирования почв. 2. Влияние активизации земледелия на резкий рост темпов аккумуляции аллювия в последние века. 3. В целом климатическая предопределенность цикличности процессов аккумуляции в пойме даже в условиях высокой распаханности водосборов.

На основании изучения молодой, быстро нарастающей поймы р. Истры, отложения которой датированы на основе историко-археологических

материалов, получены новые уточненные данные о характерных скоростях седиментации в поймах центра Восточно-Европейской равнины: аллювий без признаков педогенеза формируется при скорости накопления более 15 мм/год, с признаками такового — 2–15 мм/год, кумулятивные почвы — при скорости 0.5–2 мм/год.

В результате исследований в днище долины среднего течения р. Сейм, на основе совместного использования результатов детального изучения серий почв, погребенных в аллювии поймы, их радиоуглеродного и радиоцезиевого датирования выявлена цикличность этапов усиления и снижения темпов аккумуляции наносов на пойме во второй половине голоцена с общим трендом роста процессов накопления аллювия за исследованный интервал времени. В доагрикультурный период средние скорости аккумуляции на пойме составляли 0.1 мм/год, что связано с доминированием лет с низкой водностью, когда пойма не затоплялась. Однако мы полагаем, что на конец атлантического периода голоцена пришелся этап повышенной водности продолжительностью 500–1000 лет, когда темпы аккумуляции достигали 0.7 мм/год. В агрикультурный период темпы возросли с максимумом в 1954–1963 гг., когда они достигли 23 мм/год.

По разрезу Никитино на р. Оке, который выделяется большой серией хорошо развитых палеопочв, на основании ^{14}C и археологических дат, установлены циклические колебания скорости седиментации в голоцене: во время усиления накопления пойменного аллювия она составляла около 2 мм/год, что в 14–28 раз выше, чем во время формирования почв — 0.07–0.14 мм/год.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта РФФИ № 19-29-05025мк. При обработке полевых материалов использовалась инфраструктура Института географии РАН в рамках темы госзадания № АААА-А19-119022190169-5 (FMGE-2019-0006) и НИ Лаборатории эрозии почв и русловых процессов, географического факультета МГУ в рамках темы госзадания № 1210511001664.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александровский А.Л. Этапы и скорость развития почв в поймах рек центра Русской равнины // Почвоведение. 2004. № 11. С. 1285–1295.
- Александровский А.Л. Запись среды в почвах и отложениях поймы: модели педогенеза, скорость процессов, полнота летописи // Мат-лы Всерос. науч. конф. “Динамика современных экосистем в голоцене”. Пушкино: Ин-т физ.-хим. и биол. проблем почвоведения РАН, 2016. С. 7–10.

- Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
- Александровский А.Л., Гласко М.П., Фоломеев Б.А. Археолого-географические исследования погребенных пойменных почв как геохронологических уровней второй половины голоцена (на примере Средней Оки) // Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода. 1987. № 56. С. 123–128.
- Геннадиев А.Н. Почвы и время: модели развития. М.: Изд-во МГУ, 1990. 230 с.
- Гласко М.П., Фоломеев Б.А. Методика определения скоростей накопления пойменного аллювия равнинных рек по археолого-геоморфологическим данным (на примере долины Средней Оки) // Геоморфология. 1981. № 3. С. 26–36.
- Еришов И.Н., Александровский А.Л., Еришова Е.Г., Кренке Н.А., Панин А.В. Пойма реки Истры у Ново-Иерусалимского монастыря: природно-археологический аспект исследования // Археология Подмосковья. Мат-лы науч. семинара. Вып. 10. М.: Ин-т археологии РАН, 2014. С. 217–235.
- Иванов И.В., Александровский А.Л. Методы изучения эволюции почв // Почвоведение. 1987. № 1. С. 112–121.
- Кривцов В.А., Воробьев А.Ю., Водорезов А.В., Заовская Э.П. Особенности формирования поймы реки Оки в ее среднем течении (на примере Спасского расширения) // Геоморфология. 2020. № 3. С. 56–71.
- Маркелов М.В., Голосов В.Н., Беляев В.Р. Изменение скорости аккумуляции наносов на поймах малых рек в центре Русской равнины // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2012. № 5. С. 70–76.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Шереметская 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.
- Пространственно-временные закономерности развития современных процессов природно-антропогенной эрозии на Русской равнине / В. Н. Голосов, О. П. Ермолаев (ред.). Казань: Изд-во АН Республики Татарстан, 2019. 372 с.
- Сычева С.А., Гласко М.П. Ритмичность осадконакопления и почвообразования на Среднерусской возвышенности в голоцене // Изв. РГО. 2003. Т. 135. Вып. 1. С. 45–57.
- Сычева С.А., Узанов А.А. Динамика уровня р. Тускаръ. Почвенные и археологические данные // Изучение и оптимизация водных ресурсов Курской области. Курск: Изд-во МФГО, 1987. С. 75–82.
- Таргульян В.О. Теория педогенеза и эволюции почв. М.: ГЕОС, 2019. 296 с.
- Фоломеев Б.А., Александровский А.Л., Гласко М.П., Гуман М.А. Климентовская стоянка (к вопросу о хозяйственной деятельности человека и развитии природной обстановки в долине Средней Оки) // Наследие В.А. Городцова и проблемы современной археологии / Тр. гос. Ист. музея. Вып. 68. 1988. С. 168–191.
- Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 158 с.
- Alexandrovskiy A., Ershova E., Ponomarenko E., Krenke N., and Skripkin V. Floodplain paleosols of Moskva River basin: chronology and paleoenvironment // Radiocarbon. 2018. Vol. 60. No. 4. P. 1169–1184. <https://doi.org/10.1017/RDC.2018.73>
- Alexandrovskiy A.L., Glasko M.P., Krenke N.A., and Chichagova O.A. Buried soils of floodplains and paleoenvironmental changes in the Holocene // Revista Mexicana de Ciencias Geologicas. 2004. Vol. 21. No. 1. P. 9–17.
- Alexandrovskiy A.L., van der Plicht J., Belinskiy A.B., and Khokhlova O.S. Chronology of soil evolution and climatic changes in the dry steppe zone of the Northern Caucasus, Russia, during the 3rd millennium BC // Radiocarbon. 2001. Vol. 43. No. 2B. P. 629–635. <https://doi.org/10.1017/S003382220004128X>
- Amos K.A., Croke J.K., Timmers H., Owens Ph., and Thompson C. The application of caesium-137 measurements to investigate floodplain deposition in a large semi-arid catchment in Queensland, Australia: low-fallout environment // Earth Surf. Process. Landforms. 2009. Vol. 34. P. 515–529. <https://doi.org/10.1002/esp.1749>
- Belyaev V.R., Golosov V.N., Markelov M.V., Evrard O., Ivanova N.N., Paramonova T.A., and Shamshurina E.N. Using Chernobyl-derived ¹³⁷Cs to document recent sediment deposition rates on the River Plava floodplain (Central European Russia) // Hydrological Processes. 2013. Vol. 27. P. 781–794. <https://doi.org/10.1002/hyp.9461>
- Bettis III E.A., Benn D.W., and Hajic E.R. Landscape evolution, alluvial architecture, environmental history, and the archaeological record of the Upper Missouri Valley // Geomorphology. 2008. Vol. 101. P. 362–377. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.030>
- Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. 2009. Vol. 51. No. 1. P. 337–360. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.51.3494
- Brown A., Toms P., Carey C., and Rhodes E. Geomorphology of the Anthropocene: Time-transgressive discontinuities of human-induced alluviation // Anthropocene. 2013. Vol. 1. P. 3–13. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2013.06.002>
- Dreibrodt S., Jarecki H., Lubos C., Khamnueva S.V., Klammer M., and Bork H.-R. Holocene soil formation and soil erosion at a slope beneath the Neolithic earthwork Salzmünde (Saxony-Anhalt, Germany) // Catena. 2013. Vol. 107. P. 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.03.002>
- Dreibrodt S., Lubos C., Lomax J., Sipos G., Schroedter T., and Nelle O. Holocene landscape dynamics at the tell Arslantepe, Malatya, Turkey – Soil erosion, buried soils and settlement layers, slope and river activity in a middle Euphrates catchment // The Holocene. 2014. Vol. 24. No. 10. P. 1351–1368. <https://doi.org/10.1177/0959683614540949>
- Golosov V., Aseeva E., Belyaev V., Markelov M., and Alyabieva A. Redistribution of sediment and sediment-associated contaminants in the River Chern basin during the last 50 years. Erosion and Sediment Yields in the Changing Environment. Proceedings of a Symposium held in Chengdu, China, October 2012. IAHS Publ. No. 356. Wallingford, UK: IAHS Press, 2012. P. 12–19.

- Golosov V.N., Belyaev V.R., Markelov M.V., and Kislenko K.S. Overbank sedimentation rates on the flood plains of small rivers in Central European Russia. *Sediment Dynamics for a Changing Future. Proceedings of a Symposium held in Warsaw, Poland, June 2010. IAHS Publ. No. 337.* Wallingford, UK: IAHS Press, 2010. P. 129–136.
- Golosov V., Konoplev A., Wakiyama Y., Ivanov M., and Komissarov M. Erosion and Redeposition of Sediments and Sediment-Associated Radiocesium on River Floodplains (the Niida River Basin and the Abukuma River as an Example). *Behavior of Radionuclides in the Environment III.* Singapore: Springer, 2022. P. 97–133. <https://doi.org/10.1007/978-981-16-6799-2-7>
- Golosov V. and Panin A. Century-scale stream network dynamics in the Russian plain in response to climate and land use change // *Catena*. 2006. Vol. 66. P. 74–92. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.07.011>
- Hobo N., Makaske B., Middelkoop H., and Wallinga J. Reconstruction of floodplain sedimentation rates: a combination of methods to optimize estimates. *Earth Surface // Processes and Landforms*. 2010. Vol. 35. P. 1499–1515. <https://doi.org/10.1002/esp.1986>
- Hoffmann T., Erkens G., Gerlach R., Klostermann J., and Lang A. Trends and controls of Holocene floodplain sedimentation in the Rhine catchment // *Catena*. 2009. Vol. 77. No. 2. P. 96–106. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.09.002>
- Holliday V.T. *Soil Formation, Time, and Archaeology. Soils in Archaeology. Landscape Evolution and Human Occupation.* Washington & London: Smithsonian Institution press, 1992. P. 101–117.
- Hupp C.R., Schenk E.R., Kroes D.E., Willard D.A., Townsend P.A., and Peet R.K. Patterns of floodplain sediment deposition along the regulated lower Roanoke River, North Carolina: annual, decadal, centennial scales // *Geomorphology*. 2015. Vol. 228. P. 666–680. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.023>
- Kalicki T., Sauchy S., Calderoni G., and Simakova G. Climatic versus human impact on the Holocene sedimentation in river valleys of different order: examples from the upper Dnieper basin, Belarus // *Quaternary International*. 2008. Vol. 189. No. 1. P. 91–105. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.09.028>
- Knox J.C. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: natural versus human accelerated // *Geomorphology*. 2006. Vol. 79. P. 286–310. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.031>
- Lespez L., Clet-Pellerin M., Limondin-Lozouet N., Pastre J.-F., Fontugne M., and Marcigny C. Fluvial system evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue valley (Western France) // *Geomorphology*. 2008. Vol. 98. P. 55–70. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.029>
- Mandel R.D. *Soils and Holocene Landscapes Evolution in Central and Southwestern Kansas: Implications for Archaeological Research. Soils in archaeology: landscape evolution and human occupation* (edited by V.T. Holliday), Washington-London, Smithsonian institution press, 1992. P. 41–100.
- Miao X., Mason J.A., Johnson W.C., and Wang H. High-resolution proxy record of Holocene climate from a loess section in southwestern Nebraska, USA // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. Vol. 245. No. 3–4. P. 368–381. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.09.004>
- Muhs D.R., Bettis E.A., Aleinikoff J.N., McGehehin J., Beann J., Skipp G., Marshall B.D., Roberts H.M., Johnson W.C., and Benton R. Origin and paleoclimatic significance of late Quaternary loess in Nebraska: Evidence from stratigraphy, chronology, sedimentology, and geochemistry // *GSA Bulletin*. 2008. Vol. 20. No. 11–12. P. 1378–1407. <https://doi.org/10.1130/B26221.1>
- Notebaert B. and Verstraeten G. Sensitivity of West and Central European River systems to environmental changes during the Holocene // *Earth-Sci. Rev.* 2010. No. 103. P. 163–182. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.009>
- Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Hai Cheng., 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.W., 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., Köhler P., Kudsk S., 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. Vol. 62. No. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Stevens P.R. and Walker T.W. The chronosequence concept and soil formation // *Quart. Review Biol.* 1970. Vol. 45. No. 4. P. 333–350.
- Sycheva S., Glasko M., and Chichagova O. Holocene rhythms of soil formation and sedimentation in the central Russian upland // *Quaternary International*. 2003. Vol. 106–107. P. 203–213. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00173-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00173-8)
- Tsymbarovich P., Kust G., Kumani M., Golosov V., and Andreeva O. Soil erosion: An important indicator for the assessment of land degradation neutrality in Russia // *International Soil and Water Conservation Research*. 2020. Vol. 8. No. 4. P. 418–429. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2020.06.002>
- Walling D.E. and He Q. The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains // *Geomorphology*. 1998. Vol. 24. P. 209–223. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00017-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00017-8)
- Walling D.E. and He Q. Use of fallout ¹³⁷Cs in investigations of overbank sediment deposition on river floodplains // *Catena*. 1997. Vol. 29. P. 263–282. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(96\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(96)00072-0)
- Walling D.E., Owens P.N., and Leeks G.J.L. The role of channel and floodplain storage in the suspended sediment budget of the River Ouse, Yorkshire, UK // *Geomorphology*. 1998. Vol. 22. P. 225–242. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(97\)00086-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(97)00086-X)

SEDIMENTATION RATES ON THE FLOODPLAINS OF LOWLAND RIVERS IN THE CENTER OF THE EUROPEAN PART OF RUSSIA ACCORDING TO THE STUDY OF SOIL-ALLUVIAL CHRONOSEQUENCES¹

A. L. Aleksandrovskii^{a, #}, V. N. Golosov^{a, b}, and I. V. Zamotaev^a

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

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

[#]*E-mail: alexandrovski@igras.ru*

The floodplain deposition rates for the Istra, Oka and Seim rivers valleys were estimated based on a combination of dating methods (radiocarbon, radiocesium and historical-archaeological) for various time windows of the Holocene. In addition, a new method to estimated sedimentation rate, based on the assessment of the degree of soil profile development of paleosols buried in alluvium was applied. Spatio-temporal differences in the rates of floodplain sedimentation have been established based on chronological and soil-geomorphological studies. It was found that sedimentation rates on the young floodplain of Seim and Istra rivers is 1.8–23 mm year⁻¹, 2–15 mm year⁻¹, respectively. While on the ancient floodplains of Oka and Seim rivers during different periods, the floodplain deposition rate varied within the range of 0.01–0.7 mm year⁻¹. The periods of increased sedimentation rates were short in time. Based on the study of a young, rapidly growing Istra River floodplain, the deposits of which are dated on the basis of historical and archaeological materials, new sedimentation rates that characterize the floodplains of the center part of the East European Plain were obtained: alluvium without signs of pedogenesis is formed at a sedimentation rate of more than 15 mm year⁻¹, with signs of pedogenesis at a rate of 2–15 mm year⁻¹, cumulative soils at a rate of 0.5–2 mm year⁻¹. Cyclic fluctuations in the sedimentation rate in the Holocene were established on the basis of ¹⁴C and archaeological dates for to the Nikitino section located on the Oka River floodplain, where a large series of well-developed paleosols were distinguished. It was found that during periods with active accumulation of alluvium layers, sedimentation rate was about 2 mm year⁻¹, which is 20 times higher than in longer periods soil formation, when sedimentation rates were 0.07–0.14 mm yr⁻¹.

Keywords: alluvium, sedimentation rate, paleosols, pedogenesis rate, radiocesium and radiocarbon methods, Holocene

ACKNOWLEDGEMENTS

This study is supported by Russian Fund for Basic Research (project No. 19-29-05025mk). Field data processing was performed under the facilities of the Institute of Geography RAS, State Research Task No. AAAA-A19-119022190169-5 (FMGE-2019-0006), and Scientific Laboratory for Soil Erosion and Fluvial Processes, Faculty of Geography Lomonosov Moscow State University, State Research Task No. 1210511001664.

REFERENCES

- Aleksandrovskii A.L. Phases and Rates of Soil Evolution within River Floodplains in the center of the Russian Plain. *Eurasian Soil Science*. 2004. Vol. 37. No. 11. P. 1137–1146.
- Aleksandrovskii A.L. Recording of the environment in floodplain soils and sediments: models of pedogenesis, rate of processes, completeness of the chronicle. *Mat-ly nauch. konf. Puschino: Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science RAS (Publ.)*, 2016. P. 7–10. (in Russ.)
- Aleksandrovskii A.L. and Alexandrovskaya E.I. *Evolutsiya pochv i geograficheskaya sreda* (Soil evolution and geographic environment). Moscow: Nauka (Publ.), 2008. 608 p. (in Russ.)
- Aleksandrovskiy A., Ershova E., Ponomarenko E., Krenke N., and Skripkin V. Floodplain paleosols of Moskva River basin: chronology and paleoenvironment. *Radiocarbon*. 2018. Vol. 60. No. 4. P. 1169–1184. <https://doi.org/10.1017/RDC.2018.73>
- Aleksandrovskiy A.L., Glasko M.P., and Folomeev B.A. Geoarchaeological studies of buried floodplain soils as geochronological levels of the second half of Holocene (Middle Oka River). *Bulletin of the Commission for Study of the Quaternary*. 1987. No. 56. P. 123–128. (in Russ.)
- Aleksandrovskiy A.L., Glasko M.P., Krenke N.A., and Chichagova O.A. Buried soils of floodplains and paleoenvironmental changes in the Holocene. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*. 2004. Vol. 21. No. 1. P. 9–17.
- Aleksandrovskiy A.L., van der Plicht J., Belinskiy A.B., and Khokhlova O.S. Chronology of soil evolution and climatic changes in the dry steppe zone of the Northern Caucasus, Russia, during the 3rd millennium BC. *Radiocarbon*. 2001. Vol. 43. No. 2B. P. 629–635. <https://doi.org/10.1017/S003382220004128X>

¹ For citation: Aleksandrovskii A.L., Golosov V.N., Zamotaev I.V. 2023. Sedimentation rates on the floodplains of lowland rivers in the center of the European part of Russia according to the study of soil-alluvial chronosequences. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*, vol. 54, no. 1, pp. 17–36 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S0435428123010030>; <https://elibrary.ru/GPIMSP>

- Amos K.A., Croke J.K., Timmers H., Owens Ph., and Thompson C. The application of caesium-137 measurements to investigate floodplain deposition in a large semi-arid catchment in Queensland, Australia: low-fallout environment. *Earth Surf. Process. Landforms*. 2009. Vol. 34. P. 515–529.
<https://doi.org/10.1002/esp.1749>
- Belyaev V.R., Golosov V.N., Markelov M.V., Evrard O., Ivanova N.N., Paramonova T.A., and Shamshurina E.N. Using Chernobyl-derived ¹³⁷Cs to document recent sediment deposition rates on the River Plava floodplain (Central European Russia). *Hydrological Processes*. 2013. Vol. 27. P. 781–794.
<https://doi.org/10.1002/hyp.9461>
- Bettis III E.A., Benn D.W., and Hajic E.R. Landscape evolution, alluvial architecture, environmental history, and the archaeological record of the Upper Missouri Valley. *Geomorphology*. 2008. Vol. 101. P. 362–377.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.030>
- Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*. 2009. Vol. 51. No. 1. P. 337–360.
https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.51.3494
- Brown A., Toms P., Carey C., and Rhodes E. Geomorphology of the Anthropocene: Time-, transgressive discontinuities of human-induced alluviation. *Anthropocene*. 2013. Vol. 1. P. 3–13.
<https://doi.org/10.1016/j.ancene.2013.06.002>
- Chichagova O.A. *Radiouglerodnoe datirovanie gumusa pochv* (Radiocarbon dating humus soils). Moscow: Nauka (Publ.), 1985. 158 p. (in Russ.)
- Dreibrodt S., Jarecki H., Lubos C., Khamnueva S.V., Klammer M., and Bork H-R. Holocene soil formation and soil erosion at a slope beneath the Neolithic earthwork Salzmünde (Saxony-Anhalt, Germany). *Catena*. 2013. Vol. 107. P. 1–14.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2013.03.002>
- Dreibrodt S., Lubos C., Lomax J., Sipos G., Schroedter T., and Nelle O. Holocene landscape dynamics at the tell Arslantepe, Malatya, Turkey – Soil erosion, buried soils and settlement layers, slope and river activity in a middle Euphrates catchment. *The Holocene*. 2014. Vol. 24. No. 10. P. 1351–1368.
<https://doi.org/10.1177/0959683614540949>
- Ershov I.N., Aleksandrovskii A.L., Ershova E.G., Krenke N.A., and Panin A.V. Istra River floodplain near the New Jerusalem Monastery: the natural-archaeological aspect of the study. *Arkheologiya Podmoskov'ya: Materialy nauchnogo seminara. Issue 10*. Moscow: Institute of Archaeology RAS, 2014. P. 217–235. (in Russ.)
- Folomeev B.A., Aleksandrovsky A.L., Glasko M.P., and Guman M.A. Klimentovskaya camp (on the question of human economic activity and the development of the natural environment in the Middle Oka valley). *Nasledie V.A. Gorodtsova i problemy sovremennoi arkheologii. Tr. Gos. Ist. muzeya. Issue 68*. 1988. P. 168–191. (in Russ.)
- Gennadiyev A.N. *Pochvy i vremya: modeli razvitiya* (Soils and time: models of development). Moscow: Moscow State University (Publ.), 1990. 230 p. (in Russ.)
- Glasko M.P. and Folomeev B.A. Methodology for Determining the Accumulation Rates of Floodplain Alluvium in Plain Rivers Based on Archaeological and Geomorphological Data (Middle Oka Valley). *Geomorfologiya*. 1981. No. 3. P. 26–36. (in Russ.)
- Golosov V., Aseeva E., Belyaev V., Markelov M., and Alyabieva A. Redistribution of sediment and sediment-associated contaminants in the River Chern basin during the last 50 years. Erosion and Sediment Yields in the Changing Environment. Proceedings of a Symposium held in Chengdu, China, October 2012. IAHS Publ. No. 356. Wallingford, UK: IAHS Press, 2012. P. 12–19.
- Golosov V., Konoplev A., Wakiyama Y., Ivanov M., and Komissarov M. Erosion and Redeposition of Sediments and Sediment-Associated Radiocesium on River Floodplains (the Niida River Basin and the Abukuma River as an Example). *Behavior of Radionuclides in the Environment III*. Singapore: Springer, 2022. P. 97–133.
<https://doi.org/10.1007/978-981-16-6799-2-7>
- Golosov V. and Panin A. Century-scale stream network dynamics in the Russian plain in response to climate and land use change. *Catena*. 2006. Vol. 66. P. 74–92.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.07.011>
- Golosov V.N., Belyaev V.R., Markelov M.V., and Kislenko K.S. Overbank sedimentation rates on the flood plains of small rivers in Central European Russia. Sediment Dynamics for a Changing Future. Proceedings of a Symposium held in Warsaw, Poland, June 2010. IAHS Publ. No. 337. Wallingford, UK: IAHS Press, 2010. P. 129–136.
- Golosov V.N. and Yermolaev O.P. *Prostranstvenno-vremennye zakonomernosti razvitiya sovremennykh protsessov prirodno-antropogennoi erozii na Russkoi ravnine* (The spatio-temporal patterns of the development of modern processes of natural-anthropogenic erosion on the Russian plain). Kazan: Academy of Sciences of the Republic of Tatarstan (Publ.), 2019. 372 p. (In Russ.)
- Hobo N., Makaske B., Middelkoop H., and Wallinga J. Reconstruction of floodplain sedimentation rates: a combination of methods to optimize estimates. *Earth Surface. Processes and Landforms*. 2010. Vol. 35. P. 1499–1515.
<https://doi.org/10.1002/esp.1986>
- Hoffmann T., Erkens G., Gerlach R., Klostermann J., and Lang A. Trends and controls of Holocene floodplain sedimentation in the Rhine catchment. *Catena*. 2009. Vol. 77. No. 2. P. 96–106.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.09.002>
- Holliday V.T. Soil Formation, Time, and Archaeology. Soils in Archaeology. Landscape Evolution and Human Occupation. Washington & London: Smithsonian Institution press, 1992. P. 101–117.
- Hupp C.R., Schenk E.R., Kroes D.E., Willard D.A., Townsend P.A., and Peet R.K., Patterns of floodplain sediment deposition along the regulated lower Roanoke River, North Carolina: annual, decadal, centennial scales. *Geomorphology*. 2015. Vol. 228. P. 666–680.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.023>
- Ivanov I.V. and Aleksandrovskiy A.L. Methods for the study of the evolution of soils. *Soviet Soil Sci*. 1987. Vol. 19. No. 3. P. 90–101.
- Kalicki T., Sauchyk S., Calderoni G., and Simakova G. Climatic versus human impact on the Holocene sedimentation in river valleys of different order: examples from the upper Dnieper basin, Belarus. *Quaternary International*. 2008. Vol. 189. No. 1. P. 91–105.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.09.028>

- Knox J.C. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: natural versus human accelerated. *Geomorphology*. 2006. Vol. 79. P. 286–310. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.031>
- Krivtsov V.A., Vorobyov A.Yu., Vodoretzov A.V., and Zazovskaya E.P. Features of the formation of the floodplain of the Oka River in its middle course (Spassky expansion). *Geomorfologiya*. 2020. No. 3. P. 56–71. (in Russ.)
- Lespez L., Clet-Pellerin M., Limondin-Lozouet N., Pastre J.-F., Fontugne M., and Marcigny C. Fluvial system evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue valley (Western France). *Geomorphology*. 2008. Vol. 98. P. 55–70. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.029>
- Mandel R.D. Soils and Holocene Landscapes Evolution in Central and Southwestern Kansas: Implications for Archaeological Research. Soils in archaeology: landscape evolution and human occupation (edited by V.T. Holliday). Washington-London: Smithsonian institution press, 1992. P. 41–100.
- Markelov M.V., Golosov V.N., and Belyaev V.R. Changes in the rate of sediment accumulation on the floodplains of small rivers in the center of the Russian Plain. *Vestnik Mosk. un-ta. Ser. 5. Geografiya*. 2012. No. 5. P. 70–76. (in Russ.)
- Miao X., Mason J.A., Johnson W.C., and Wang H. High-resolution proxy record of Holocene climate from a loess section in southwestern Nebraska, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. Vol. 245. No. 3–4. P. 368–381. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.09.004>
- Muhs D.R., Bettis E.A., Aleinikoff J.N., McGeehin J., Beann J., Skipp G., Marshall B.D., Roberts H.M., Johnson W.C., and Benton R. Origin and paleoclimatic significance of late Quaternary loess in Nebraska: Evidence from stratigraphy, chronology, sedimentology, and geochemistry. *GSA Bulletin*. 2008. Vol. 20. No. 11–12. P. 1378–1407. <https://doi.org/10.1130/B26221.1>
- Notebaert B. and Verstraeten G. Sensitivity of West and Central European River systems to environmental changes during the Holocene. *Earth-Sci. Rev.* 2010. Vol. 103. P. 163–182. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.009>
- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., Baslerov S.V., Borisova O.K., Kovalyukh N.N., and Sheremetskaya E.D. The main stages of the history of the river valleys of the center of the Russian plain in the late Valdai and Golotsen: the results of research in the middle reaches of the river Sejm. *Geomorfologiya*. 2001. No. 2. P. 19–34. (in Russ.)
- Reimer P., Austin Wen., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Hai Cheng., 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.W., 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., Köhler P., Kudsk S., 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. Vol. 62. No. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Stevens P.R. and Walker T.W. The chronosequence concept and soil formation. *Quart. Review Biol.* 1970. Vol. 45. No. 4. P. 333–350.
- Sycheva S., Glasko M., and Chichagova O. Holocene rhythms of soil formation and sedimentation in the central Russian upland. *Quaternary International*. 2003. Vol. 106–107. P. 203–213. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00173-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00173-8)
- Sycheva S.A. and Glasko M.P. The rhythm of sedimentation and soil formation on the Central Russian Upland in the Holocene. *Izv. RGO*. 2003. Vol. 135. Issue 1. P. 45–57 (in Russ.)
- Sycheva S.A. and Uzyanov A.A. Dynamics of the level of the Tuscara River. Soil and archaeological data. *Izucheniye i optimizatsiya vodnykh resursov Kurskoy oblasti*. Kursk: Izd. MFGO (Publ.), 1987. P. 75–82. (in Russ.)
- Targulian V.O. *Teoriya pedogeneza i evolyutsii pochv* (Theory of pedogenesis and soil change in time). Moscow: GEOS (Publ.), 2019. 296 p. (in Russ.)
- Tsymbarovich P., Kust G., Kumani M., Golosov V., and Andreeva O. Soil erosion: An important indicator for the assessment of land degradation neutrality in Russia. *International Soil and Water Conservation Research*. 2020. Vol. 8. No. 4. P. 418–429. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2020.06.002>
- Walling D.E. and He Q. The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains. *Geomorphology*. 1998. Vol. 24. P. 209–223. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00017-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00017-8)
- Walling D.E. and He Q. Use of fallout ¹³⁷Cs in investigations of overbank sediment deposition on river floodplains. *Catena*. 1997. Vol. 29. P. 263–282. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(96\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(96)00072-0)
- Walling D.E., Owens P.N., and Leeks G.J.L. The role of channel and floodplain storage in the suspended sediment budget of the River Ouse, Yorkshire, UK. *Geomorphology*. 1998. Vol. 22. P. 225–242. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(97\)00086-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(97)00086-X)

УДК 551.89:621.039.86(262.81)

ХРОНОЛОГИЯ ХВАЛЫНСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ КАСПИЯ ПО ДАННЫМ РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ[#]

© 2023 г. Р. Р. Макшаев^{1,*}, Н. Т. Ткач^{1,2}

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

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

*E-mail: radikm1986@mail.ru

Поступила в редакцию 22.07.2022 г.

После доработки 03.10.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

В работе анализируются 234 радиоуглеродные даты хвалынских отложений, полученные исследователями за более чем 50 лет изучения Каспийского региона. Большинство дат получены по раковинному материалу, в том числе по эндемичным видам моллюсков рода *Didacna*, обитавших в ранне- и позднехвалынском бассейнах Каспийского моря. Для хвалынского этапа существуют радиоуглеродные даты в диапазоне 46–8.3 кал. тыс. л. Самые древние даты получены из хвалынских отложений акватории Каспийского моря. Наибольшее количество дат приходится на интервал 17–12.5 кал. тыс. л. Развитие раннехвалынской трансгрессии началось 40–35 кал. тыс. л. В период 25–18 кал. тыс. л. береговая линия раннехвалынского бассейна достигала отметок выше 10–15 м абс., а уровень 20–22 м абс. достигался в промежутке 17–13.5 кал. тыс. л. После 12.5 кал. тыс. л. уровни падали; в это время, вероятно, развивалась енотаевская регрессия. Позднехвалынская трансгрессия, согласно датам по отложениям с верхнехвалынской малакофауной, развивалась между 11–8.5 кал. тыс. л. Для установления возрастного интервала максимальной фазы раннехвалынской трансгрессии (уровень 45–48 м абс.) существующих на сегодняшний момент данных недостаточно.

Ключевые слова: Каспийское море, поздний плейстоцен, голоцен, хвалынская малакофауна, хвалынский этап, радиоуглеродный анализ, геохронология

DOI: 10.31857/S2949178923010103, **EDN:** GQLRNG

ВВЕДЕНИЕ

История развития Каспийского моря неразрывно связана с трансгрессивно-регрессивной ритмикой. События, происходившие в позднем плейстоцене и голоцене, предопределили современное развитие природных систем Каспийского региона. Этот этап был ознаменован развитием одной из крупнейших трансгрессий Каспийского моря, получившей название хвалынской (Православлев, 1913; Жуков, 1935). Один из основных критериев выделения хвалынского этапа основывался на анализе эндемичной фауны моллюсков рода *Didacna* Eichwald (1838). Для хвалынского этапа характерными видами моллюсков являются представители катиллоидной и тригоноидной групп *Didacna protracta*, *D. praetrigonoides*, *D. ebersi-ni*, *D. parallela*, *D. subcatillus* (Янина, 2012). Впоследствии по итогам многочисленных геолого-геоморфологических и малакофаунистических

исследований хвалынский этап был разделен на раннехвалынский и позднехвалынский под-этапы (Федоров, 1957), относящиеся к трансгрессивным событиям, разделенным енотаевской регрессией (Карандеева, 1951). По мнению большинства исследователей, положение максимального уровня береговой линии раннехвалынского бассейна достигало абс. отметок 45–48 м, а его площадь — более 900 тыс. км² (Жуков, 1945; Федоров, 1957; Квасов, 1975; Варущенко и др., 1987; Свиточ, 2014). Позднехвалынский этап ознаменовался последней в плейстоцене крупной положительной осцилляцией уровня моря, достигавшего абс. отметки 0 м (Карандеева, 1951; Федоров, 1957).

Существует целый ряд точек зрения относительно природы трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспийского моря на хвалынском этапе (Квасов, 1975; Варущенко и др., 1987; Kislov, Toropov, 2007; Sidorchuk et al., 2009, 2021; Yanina, 2014; Panin, Matlakhova, 2015). Одна из первых концепций раннехвалынской трансгрессии связывала ее с развитием и дальнейшей деградацией валдайского оледенения (Москвитин, 1962; Квасов, 1975). Новые данные по динамике развития скан-

[#] Ссылка для цитирования: Макшаев Р.Р., Ткач Н.Т. Хронология хвалынского этапа развития Каспия по данным радиоуглеродного датирования // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54, № 1. С. 37–54. <https://doi.org/10.31857/S0435428123010108>; <https://elibrary.ru/GQLRNG>

динавского (поздневалдайского) ледникового покрова показывают, что после 17 тыс. л. краевая часть ледника уже не охватывала северо-западную область волжского бассейна (Hughes et al., 2016; Stroeven et al., 2016), т.е. стока талых вод в это время уже не было (Панин и др., 2021). В то же время в ряде исследований приводятся данные в пользу продолжения ледникового стока в Каспийский бассейн и после 17 тыс. л. (Tudryn et al., 2016, Gorlach et al. 2017, Koriche et al., 2022). Оценки объема стока рек волжского бассейна по размерам палеорусел показывают климатически обусловленные (независимые от ледникового стока) повышенные значения расходов воды в период 18–13 тыс. л. н. (Sidorchuk et al., 2009, 2021).

Различны представления исследователей и относительно хронологии раннехвалынского и позднехвалынского этапов. Первые радиоуглеродные даты по хвалынскому этапу в интервале 20–11 тыс. л. были получены в 60–70-х гг. прошлого века (Чердынцев и др., 1965; Каплин и др., 1972; Геохронология ..., 1974). Несколько позже появилась серия термолюминесцентных дат нижне- и верхнехвалынских отложений, попадавших в интервал между 76–16 и 30–16 тыс. л. соответственно (Шаховец, Шлюков, 1989, Рычагов, 1997). Долгое время термолюминесцентную хронологию хвалынского этапа соотносили с палеогеографическими событиями севера Восточно-Европейской равнины: раннехвалынский этап связывали с калининским (ранневалдайским) оледенением, а верхнехвалынский – с осташковским (поздневалдайским). Разделяющий их енотаевский перерыв (регрессия) коррелировался с молодого-шекснинским межстадиалом (Геохронология ..., 1974; Рычагов, 1997). Впоследствии, с внедрением в практику новых методов геохронологии (уран-ториевого, ОСЛ – оптически стимулированной люминесценции), удалось подтвердить “молодой” возраст хвалынского этапа, попадающего в интервал 24–9 тыс. л. (Свиточ, Янина, 1997; Arslanov et al., 2016; Янина и др., 2017; Kurbanov et al., 2021, 2022, Butuzova et al., 2022; Taratunina et al., 2022). Однако, несмотря на большой массив данных по геохронологии хвалынского этапа, продолжается дискуссия относительно времени ранне- и позднехвалынского трансгрессивных стадий и енотаевской регрессии. На сегодняшний момент все еще не создана полная хронология развития раннехвалынского этапа, охватывающая данные как из Прикаспийских регионов, так и из современной акватории Каспийского моря. В настоящей работе проводятся критический анализ и обобщение радиоуглеродных дат хвалынского этапа, полученных как самими авторами, так и другими исследователями, за более чем полувековой период исследования Каспийского региона.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Каспийское море является крупнейшим внутренним водоемом на Земле, занимающим 378 400 км² и вмещающим более 78 000 км³ воды (Свиточ, 2014). Площадь водосборного бассейна Каспия составляет 3.6 млн км². Крупнейшими речными бассейнами являются волжский, уральский, эмбинский, куринский, терекский и др. Современный уровень Каспийского моря составляет –27 м абс., максимальная глубина достигает 1025 м (рис. 1). Средняя соленость вод составляет 12.7‰, варьируя от 1–3‰ в северной части бассейна близ дельты р. Волги, до 29‰ в Балханском заливе. Каспийское море по физико-географическим условиям разделяется на северную, центральную и южную части. Северный Каспий охватывает площадь около 95 тыс. км² и является мелководным (глубины 3–5 м) с уровнем солености 1–3‰. Рельеф дна представлен слабоволнистой аккумулятивной равниной, в которой встречаются песчаные острова, банки, древние ложбины стока рек. Площадь Среднего Каспия составляет около 140 тыс. км², максимальная глубина достигает 788 м, а соленость воды варьируется от 9 до 13‰. В рельефе Среднего Каспия выделяются шельфовые участки с древними береговыми линиями, дно глубокой впадины и ее склоны. Южный Каспий занимает приблизительно треть площади моря, большую часть из которой занимает обширная, глубокая котловина. Средняя величина солености вод составляет 12–13‰. Рельеф Южного Каспия представлен шельфом, материковым склоном, дном котловины и подводными хребтами (Свиточ, 2014).

Большую часть Каспийского региона занимают обширные низменные районы, крупнейшим из которых является Прикаспийская низменность. Рельеф Прикаспийской низменности представлен обширными морскими аккумулятивными равнинами (раннехвалынской, позднехвалынской и новокаспийской). Раннехвалынская морская равнина занимает территорию в пределах высот от 45 до 0 м абс. и представлена древними котловинами, палеоруслами, крупными песчаными грядами, с отдельными выходами солянокупольных структур. Позднехвалынская морская равнина занимает территорию ниже 0 м абс. и представлена слабоволнистым рельефом с палеоруслами, древними дельтами, ильменями, среди которых особо выделяются бэровские бугры. Новокаспийская морская равнина занимает участки ниже 20 м абс. и представлена в основном песчаными, солончаковыми поверхностями и палеоруслами. На морских аккумулятивных равнинах хорошо выражены серии стадийальных береговых линий (Янина, 2012). В данном исследовании приводятся результаты исследования хвалынских отложений, полученных из Северного Каспия и Северной Прикаспийской низменности.

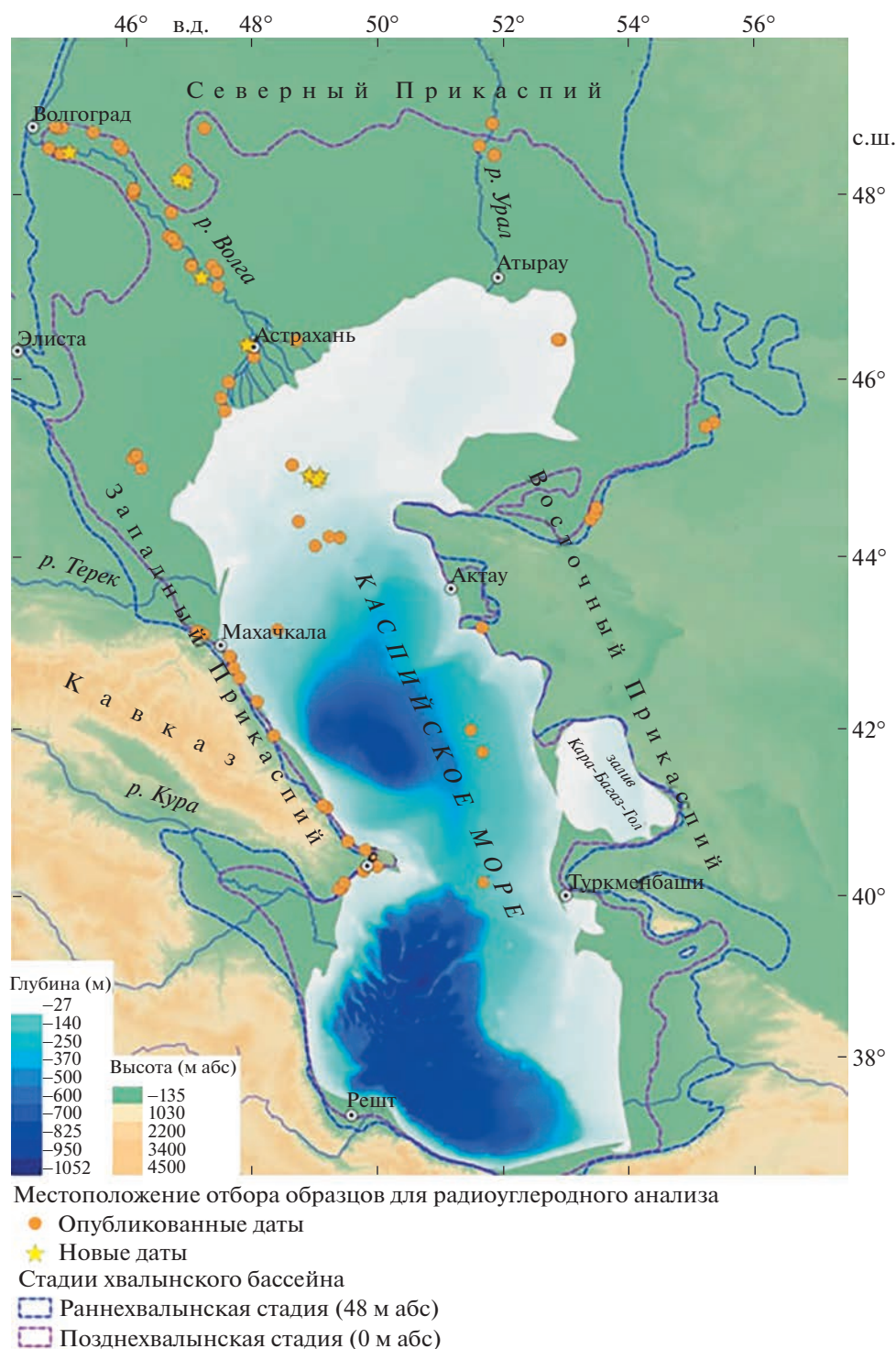


Рис. 1. Схема местоположения отбора образцов для проведения радиоуглеродного анализа. Местоположение образцов, для которых не установлены координаты, в данной схеме не приводятся.

Fig. 1. Scheme of the location of sampling for radiocarbon analysis. The location of samples for which no coordinates have been established are not shown in this diagram.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые исследования. В течение 40 лет сотрудниками научно-исследовательской лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейсто-

цена географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова собрано большое количество материала по геолого-геоморфологическому строению, малакофаунистическим и микрофаунистическим

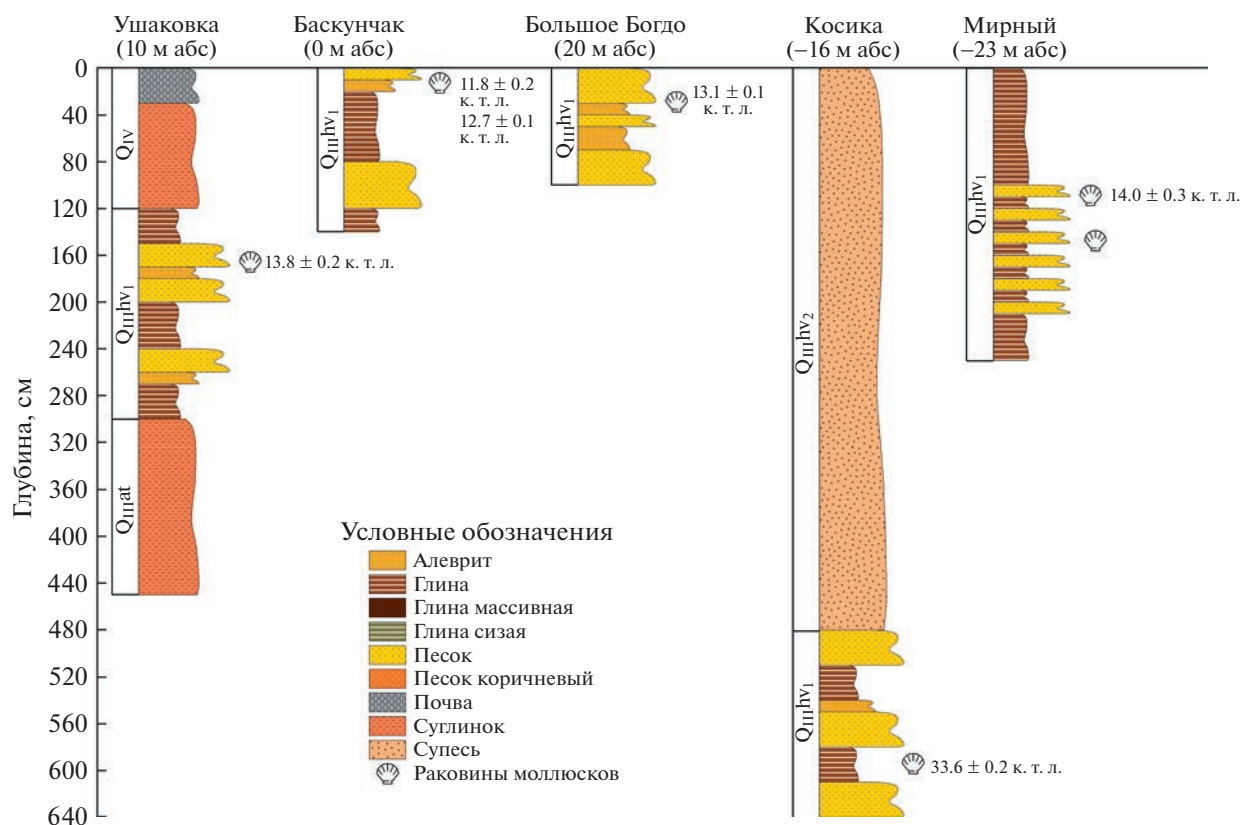


Рис. 2. Строение изученных разрезов в Северном Прикаспии.

Fig. 2. The structure of the studied sections in the Northern Caspian Sea.

ческим комплексам, позволяющего провести детальную реконструкцию условий развития Каспийского региона в хвалынскую эпоху. Полевые исследования в период 2011–2022 гг. были направлены на пополнение базы данных по геолого-геоморфологической, макрофаунистической и геохронологической информации по Каспийскому региону. В результате были отобраны образцы для проведения радиоуглеродного датирования как из естественных береговых обнажений, так и из карьеров и скважин.

Описание скважин и разрезов. Дополнительно к ранее опубликованным данным в настоящей работе приводятся новые результаты — 16 радиоуглеродных дат, полученных сцинтилляционным и ускорительно-масс-спектрометрическим (УМС) способами.

Три образца, содержащих раковины *Didacna protracta* отобраны из нижнехвалынских отложений в районе озера Баскунчак (рис. 2). Два образца раковин отобраны из верхней части (гл. 0.1–0.2 м) нижнехвалынских отложений, представленных слоистыми песками и шоколадными глинами. Один образец с раковинами взят из нижнехвалынских отложений, слагающих юго-восточный склон г. Большой Богдо с абс. высоты 20 м.

Два образца раковин моллюсков — из правобережных разрезов р. Волги (рис. 2). В районе с. Ушаковка из верхней части нижнехвалынских отложений, представленных переслаиванием шоколадных глин, алевритов и песков с глубины 1.8 м отобран образец раковин *Didacna protracta* и *Dreissena polymorpha*. В разрезе Косика нижнехвалынские отложения представлены слоистыми шоколадными глинами с тонкими прослоями песков и алевритов мощностью 2 м. С глубины 6 м отобраны раковины *Dreissena polymorpha*. В районе карьера Мирный с глубины 1.2 м из нижнехвалынских песчано-глинистых отложений были отобраны раковины *Didacna protracta*, *Dreissena polymorpha* (рис. 2). Видимая мощность нижнехвалынских отложений 2.5 м.

На акватории Северного Каспия изучено строение 3 скважин, из которых для радиоуглеродного (УМС) анализа было отобрано 10 образцов из нижнехвалынских отложений, содержащих раковинный детрит и органическое вещество (рис. 3). Строение скважины Корчагина-2 представлено следующими слоями: 1. Пески с раковинами моллюсков мощностью 0.65 м (новокаспийские отложения); 2. Глины и пески мощностью 1.35 м (мангышлакские отложения); 3. Чередование прослоев

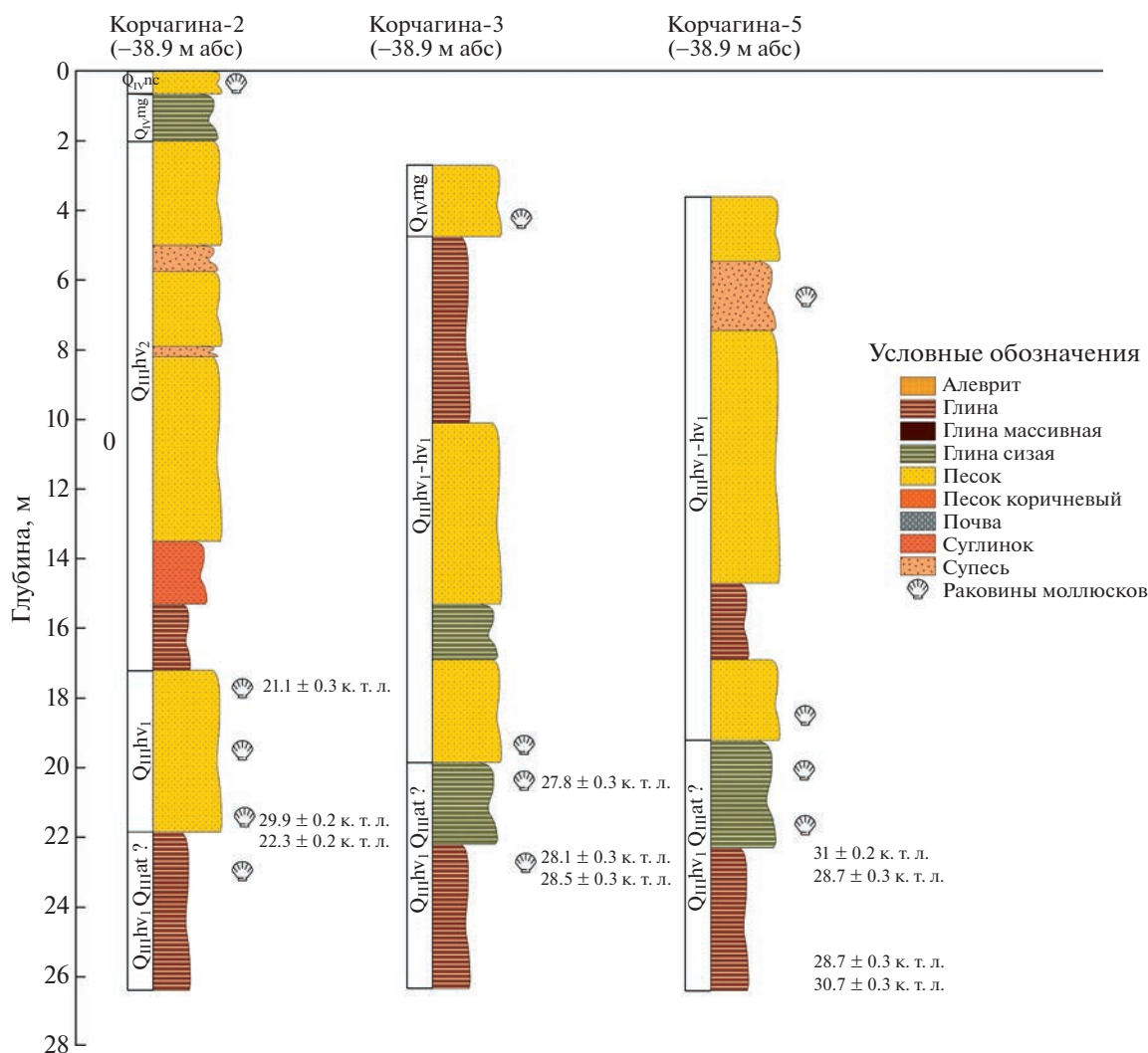


Рис. 3. Строение скважин из акватории Северного Каспия.
Fig. 3. Construction of wells from the water area of the Northern Caspian Sea.

песков и глин мощностью 15.2 м (верхнехвалынские отложения); 4. Пески с прослоями детрита и целых раковин моллюсков, мощность слоя 4.65 м (нижнехвалынские отложения); 5. Глины с прослоями песков и органики, мощностью 4.55 м (ательские отложения). Для уточнения временного этапа развития раннехвалынской трансгрессии из скважин Корчагина-3 и Корчагина-5 было отобрано 9 образцов коричневых глин, алевроитов и песков, залегающих под нижнехвалынским песчано-глинистым горизонтом.

Лабораторные данные. Проанализированы 234 радиоуглеродные даты, охватывающие северную, восточную, западную части акватории Каспийского моря и прилегающих к ней регионов (табл. 1, рис. 1). Анализ дат включал в себя верификацию уровней отбора образцов (по 187 датам), состава фауны, материала датирования и вмещающих от-

ложений. Все опубликованные ранее радиоуглеродные даты были откалиброваны авторами данной работы.

Из всего изученного массива 205 радиоуглеродных дат получено по раковинному материалу моллюсков видов *Didacna protracta*, *D. praetrigonoides*, *D. ebersini*, *D. parallela*, *D. subcatillus*, *Monodacna caspia*, *Hypanis plicata*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis distincta*, а также детриту. 12 дат получено на основе измерения содержания карбонатов в осадке, 11 дат по общему органическому углероду, 3 даты по растительным остаткам и 3 даты по фауне остракод. 42 даты получены УМС и 192 сцинтилляционными методами. В работе также впервые приводятся результаты датирования 16 образцов, полученных в НЛ геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ (ин-

Таблица 1. Хронологический охват хвалынского этапа для районов Каспийского региона
Table 1. Chronological coverage of khvalynian stage for the regions of the Caspian region

Регион	Широта (°N)	Долгота (°E)	Количество радиоуглеродных дат	Источники
Акватория	46.50–36.50	46.50–53.60	75	Karpytchev, 1993; Безродных и др., 2004; Карпычев, 2005; Сорокин, 2011; Sorokin et al., 2014; Безродных и др., 2015a; Безродных и др., 2015b; Richards et al., 2017; Безродных и др., 2017; Yanina et al., 2018
Северный Прикаспий	50.50–44.50	44.50–55.10	101	Чердынцев и др., 1965; Каплин и др., 1972; Бадинова и др., 1976; Абрамова и др., 1983; Парунин и др., 1985; Яхимович и др., 1986; Арсланов и др., 1988; Парунин и др., 1989; Свиточ, Парунин, 2000; Леонов и др., 2002; Свиточ, Ключевиткина, 2006; Tudryn et al., 2013; Arslanov et al., 2016; Makshaev, Svitoch, 2016; Макшаев, 2019; Лобачева и др., 2021
Западный Прикаспий	44.50–39.00	45.50–50.20	38	Геохронология СССР, 1974; Бадинова и др., 1976; Арсланов и др., 1978; Арсланов и др., 1988; Парунин и др., 1989; Свиточ, Янина, 1997; Arslanov et al., 2016
Восточный Прикаспий	45.10–38.00	50.15–54.30	18	Арсланов и др., 1988; Karpytchev, 1993; Свиточ, Янина, 1997; Курбанов и др., 2014; Arslanov et al., 2016; Panek et al., 2016

декс ЛУ) и в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН (ИГАНамс).

Для приведения радиоуглеродных дат в календарный возраст использованы две калибровочные шкалы IntCal20 (Reimer et al., 2020) и Marine20 (Heaton et al., 2020). Шкала IntCal20 использовалась для радиоуглеродных дат, полученных сцинтилляционной методикой, в которую не вводится поправочный коэффициент на изотопное фракционирование. Поэтому с учетом существующих данных по изотопному фракционированию и резервуарному эффекту Каспийского моря для калибровки дат использована концепция, предложенная Ю.А. Карпычевым (Karpytchev, 1993). Данная концепция состоит в том, что резервуарный эффект для Каспийского моря оценивается по раковинам моллюсков и останкам костей тюленей в 345 ± 65 , 384 ± 59 и 380–440 лет (Olsson 1983; Arslanov, Tertychnaya 1983; Kuzmin et al., 2007). При этом величина $\delta^{13}\text{C}$, необходимая для поправок на изотопное фракционирование для раковин каспийских моллюсков, варьируется от -2.5 до 0‰ . Исходя из принятых международных соглашений, если величина $\delta^{13}\text{C}$ отличается от -25‰ , то необходимо введение поправки на изотопное фракционирование. Величина в 1‰ дает поправку на радиоуглеродный возраст в 16 лет. Таким образом, прибавляя к полученному радиоуглеродному возрасту величину поправки на изотопное фракционирование, равное для каспийских раковин в среднем 360–410 лет, необходимо также вычесть из полученного значения величину резервуарного эффекта, равное в среднем 380–440 лет. Полученные значения позволяют не изменять поправки для резервуарного эффекта и использовать калибровочную шкалу IntCal20. Шкала Marine20 использована для УМС дат, в которых учитывается поправка на изотопное фракционирование. Все даты были откалиброваны с помощью программы CALIB 8.1 в доверительном интервале 2σ (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>). Результаты датирования по 16 образцам представлены в табл. 2. Полная серия радиоуглеродных дат представлена на рис. 4, а также в разделе “Дополнительные материалы”.

топное фракционирование, равное для каспийских раковин в среднем 360–410 лет, необходимо также вычесть из полученного значения величину резервуарного эффекта, равное в среднем 380–440 лет. Полученные значения позволяют не изменять поправки для резервуарного эффекта и использовать калибровочную шкалу IntCal20. Шкала Marine20 использована для УМС дат, в которых учитывается поправка на изотопное фракционирование. Все даты были откалиброваны с помощью программы CALIB 8.1 в доверительном интервале 2σ (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>). Результаты датирования по 16 образцам представлены в табл. 2. Полная серия радиоуглеродных дат представлена на рис. 4, а также в разделе “Дополнительные материалы”.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Радиоуглеродные даты хвалынских отложений акватории Каспийского моря. По акватории Каспийского моря проведен анализ 74 даты (18 УМС и 56 сцинтилляционных) хвалынских отложений, которые попадают во временной интервал 46.4–10.5 кал. тыс. л. (рис. 4, (б), прил. 1). Даты охватывают диапазон высот от -140 до -40 м абс. ($n = 64$). Большая часть дат получена для хвалынских отложений из акватории Северного Каспия. Для интервала 46.3–41 кал. тыс. л. получено 2 даты. В интервал от 41.0–36.0 кал. тыс. л. не было полу-

Таблица 2. Радиоуглеродные даты хвалынских отложений Северного Прикаспия и акватории Каспийского моря
Table 2. Radiocarbon dates of khvalynian deposits of the Northern Pre-Caspian region and the Caspian Sea area

Лабораторный номер	Разрез/скважина	Высота, м абс.	Материал	^{14}C возраст, лет	Календарный возраст, лет (2σ)
ИГАН-8569	Баскунчак	–0.1	<i>Didacna protracta</i>	10650 ± 30	11804 ± 213
ИГАН-8571	Баскунчак	–0.2	<i>Didacna protracta</i>	11385 ± 30	12730 ± 131
ИГАН-8570	Большое Богдо, Баскунчак	20	<i>Didacna protracta</i>	11800 ± 30	13126 ± 151
ЛУ-9199	Ушаковка	8	<i>Didacna protracta</i> и <i>Dreissena polymorpha</i>	11910 ± 130	13816 ± 244
ЛУ-9202	Мирный	–24	<i>Didacna protracta</i> , <i>Dreissena polymorpha</i>	12070 ± 120	14019 ± 287
ЛУ-9198	Косика	–22	<i>Dreissena polymorpha</i>	29450 ± 960	33594 ± 2023
ИГАН-8292	Корчагина-2	–57.6	Раковины	18240 ± 40	21119 ± 255
ИГАН-8293	Корчагина-2	–64.4	Общий углерод	26560 ± 80	29932 ± 212
ИГАН-8294	Корчагина-2	–64.9	Общий углерод	19160 ± 80	22229 ± 246
ИГАН-8295	Корчагина-3	–62.2	Общий углерод	24680 ± 70	27990 ± 274
ИГАН-8296	Корчагина-3	–65.2	Общий углерод	24830 ± 70	28143 ± 310
ИГАН-8297	Корчагина-3	–66.3	Общий углерод	25140 ± 70	28491 ± 267
ИГАН-8298	Корчагина-5	–64.2	Общий углерод	27650 ± 80	30946 ± 171
ИГАН-8299	Корчагина-5	–64.2	Общий углерод	25330 ± 70	28711 ± 250
ИГАН-8300	Корчагина-5	–66.1	Общий углерод	25280 ± 70	28651 ± 257
ИГАН-8301	Корчагина-5	–66.2	Общий углерод	27320 ± 80	30650 ± 270

Примечание. Даты с индексом ЛУ получены сцинтилляционной методикой, ИГАН – УМС методикой.

чено ни одной даты. Для временного диапазона 36–30 кал. тыс. л. получено 14 дат. Начиная с 30 до 12.2 кал. тыс. л. получено 55 дат. Большинство дат получено по раковинам моллюсков. Для временного диапазона между 12 и 10 кал. тыс. л. получено 4 даты.

Радиоуглеродные даты хвалынских отложений Северного Прикаспия. Временной интервал хвалынского этапа в Северном Прикаспии по данным 101 даты попадает в промежутки между 27.1 и 8.3 кал. тыс. л. (рис. 4, (в), прил. 1). Большая часть дат получена по раковинному материалу из нижнехвалынских отложений Нижнего Поволжья. Возраст раковин из нижнехвалынских отложений охватывает интервал 27.1–12.5 кал. тыс. л. Существующие 3 даты для интервала от 35.2 до 30.6 кал. тыс. л. (интервал высот от –22 до –13 м абс.) рассматриваются как невалидные, так как получены по раковинам видов *Didacna crassa naliykini*, *D. praetrigonoides*, отобранным из верхнехазарских и верхнехвалынских отложений. Две даты из данного интервала получены по раковинам *Unio sp.* и *Dreissena rostriformis*. В интервале 30.6–27.1 кал. тыс. л. не было получено ни одной даты. В диапазоне от 27.1 до 19.2 кал. тыс. л., в отложениях которого впервые появляется типичный представитель раннехвалынского вида *Didacna protracta*, получено 8 дат. Между 19.2 и 16.8 кал. тыс. л. получено

3 даты. Для времени от 16.8 до 12.5 кал. тыс. л. характерно наибольшее количество дат – 71 (интервал высот от –25 до 20 м абс.). Основной массив дат, значительная часть которых получена по раковинам моллюсков *Didacna protracta*, *D. ebersini*, *Dreissena polymorpha* и *Monodacna caspia*, приурочен к интервалу 15.2–12.8 кал. тыс. л. В интервале 12.8–8.3 кал. тыс. л. получено 8 дат, при этом для 12–9.8 кал. тыс. л. известно лишь две даты. Эти две даты 11 и 11.2 кал. тыс. л., полученные из разрезов Черный Яр и Нижнее Займище, считаются омоложенными, так как из этих же образцов получены также даты 13.3–12.5 кал. тыс. л. Для позднехвалынского этапа получено три даты по раковинам моллюсков *Didacna praetrigonoides* в интервале 11.1–8.3 кал. тыс. л. Для нижнехвалынских отложений Среднего Поволжья существуют лишь две радиоуглеродные даты 25 ± 0.2 и 17 ± 0.7 кал. тыс. л., отобранные из разрезов Сабуровка и Приволжье.

Радиоуглеродные даты хвалынских отложений Восточного Прикаспия. Для данного района получено 18 дат (7 сцинтилляционных, 11 УМС). Радиоуглеродный возраст хвалынских отложений из Восточного Прикаспия охватывает интервал 16.8–13.2 кал. тыс. л. (рис. 4, (г), прил. 1). По раковинному материалу из отложений п-ова Мангышлак получено 17 дат, образцы охватывают ин-

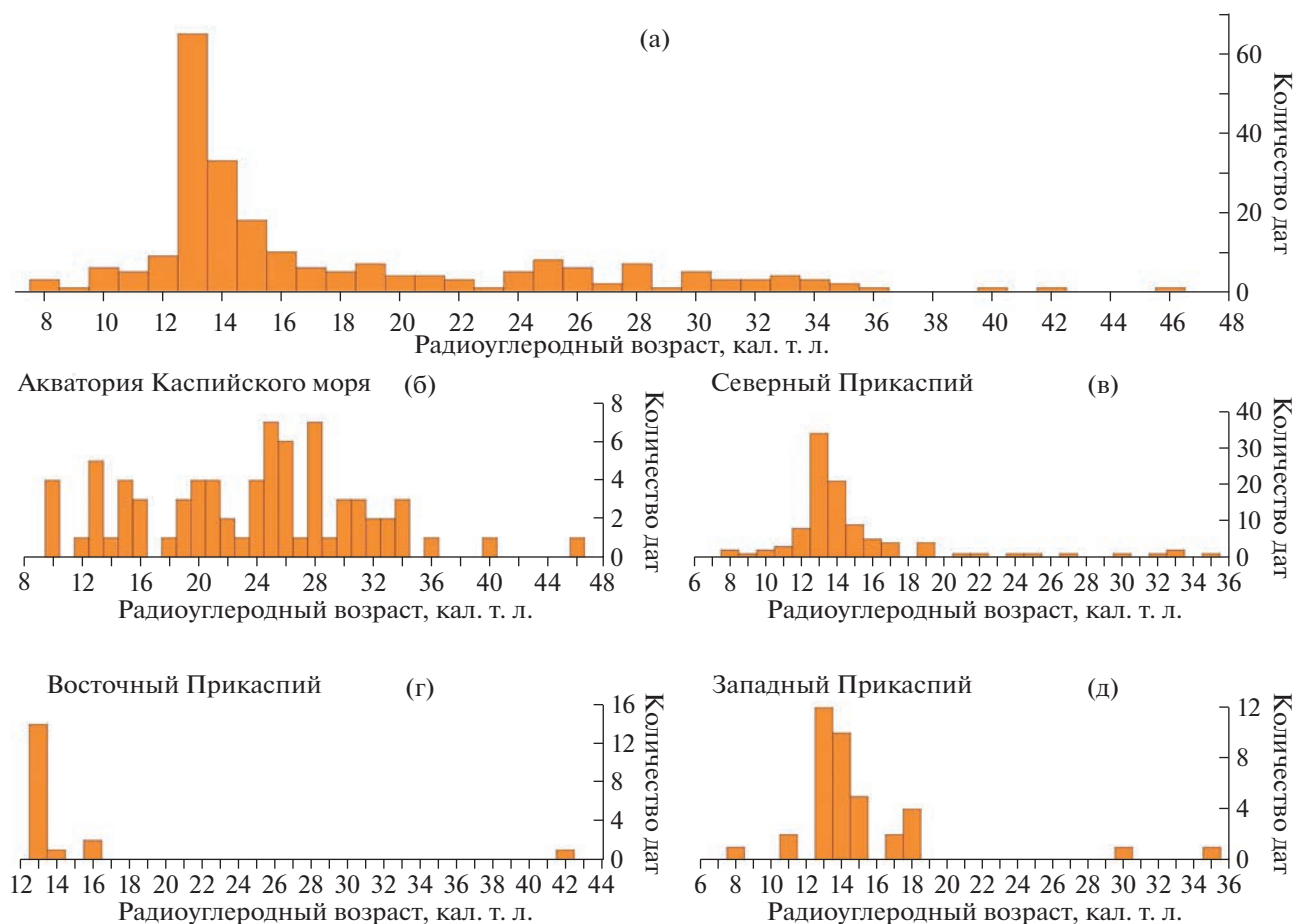


Рис. 4. Радиоуглеродные даты хвалынских отложений.

Количество дат: (а) — общее для Каспийского региона, (б) — для акватории Каспийского моря, (в) — для Северного Прикаспия, (г) — для Восточного Прикаспия, (д) — для Западного Прикаспия.

Fig. 4. Radiocarbon dates of Khvalynian deposits.

Number of dates: (a) — common for the Caspian region, (б) — for the Caspian Sea area, (в) — for the Northern Caspian Sea, (г) — for the Eastern Caspian Region, (д) — for the Western Caspian Sea.

тервал высот от -16 до 50 м абс. При этом основная часть дат приходится на высотный диапазон от 0 до 22 м абс. С уровня 50 м абс. имеется лишь одна дата 42.4 кал. тыс. л. по раковинам *Didacna sp.* Эта единичная дата не позволяет обоснованно судить о времени максимума раннехвалынского бассейна, требуются дальнейшие исследования отложений на отметках максимального уровня.

Радиоуглеродные даты хвалынских отложений Западного Прикаспия. В данном районе получены 38 радиоуглеродные даты, охватывающие интервал от 35.8 до 8.2 кал. тыс. л. (рис. 4, (д), прил. 1). Ряд дат ($n = 4$) был получен при анализе раковин, как из хвалынских *Didacna praetrigonoides*, так и хазарских раковин *Didacna crassa nalivkini*, поэтому их возраст, оцениваемый значениями между 35.9 – 30.3 кал. тыс. л., не рассматривается как валидный. Высотный интервал полученных дат охватывает интервал от -12 до 25 м абс. Основной

массив дат ($n = 27$) попадает в промежуток от 16 до 13 кал. тыс. л., и получен по поздне- и верхнехвалынским раковинам моллюсков *Didacna praetrigonides*, *D. parallella*.

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты анализа радиоуглеродных дат позволяют проследить временные интервалы развития ранне- и позднехвалынского бассейнов Каспия.

Колебания уровня Каспийского моря на ранне- и позднехвалынском этапах. Ательский регрессивный этап оценивается падением уровня Каспийского моря от -50 до -140 м абс. (Леонтьев и др., 1977; Лохин, Маев, 1990) и накоплением серии разнотипных типов отложений — лёссов, аллювиальных песков, озерных отложений на прилегающих к бассейну территориях. Их возраст

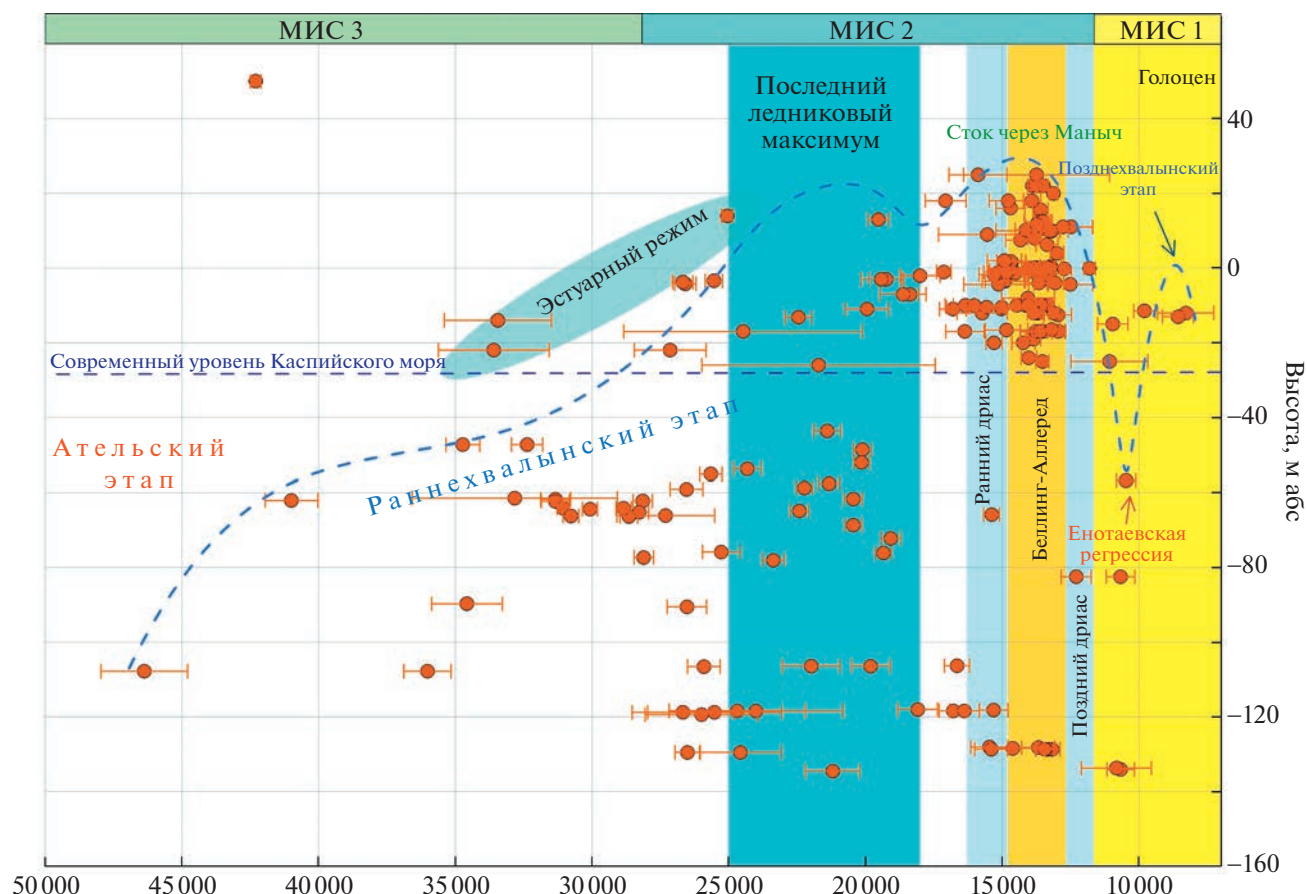


Рис. 5. Гипсометрическое положение 182 радиоуглеродных дат и реконструкция хода развития хвалынского этапа (голубая пунктирная линия). Серым цветом обозначены эстуарные условия накопления осадков на раннехвалынском этапе. Вертикальными полосами обозначены временные интервалы основных климатических событий Севера Европы (Cohen, Gibbard, 2019). Горизонтальными полосами обозначены временные интервалы морских изотопных стадий (Cohen, Gibbard, 2019).

Fig. 5. Hypsometric position of 182 radiocarbon dates and reconstruction of the course of development of the Khvalynian stage (blue dotted line). Gray indicates the estuary conditions for the accumulation of precipitation at the early Khvalynian stage. Vertical bands indicate the time intervals of the main climatic events of the North of Europe (Cohen, Gibbard, 2019). Horizontal bands indicate the time intervals of marine isotopic stages (Cohen, Gibbard, 2019).

по данным термолюминесцентного и ОСЛ датирования оценивается между 80–20 тыс. л. (Шаховец, 1987; Янина и др., 2017; Kurbanov et al., 2021; Taratunina et al., 2022). По данным радиоуглеродного датирования начальный этап подъема уровня Каспийского моря, отвечающего раннехвалынской трансгрессии, приходился на временной промежуток 45–30 кал. тыс. л., а уровень бассейна располагался в интервале –110...–50 м абс. (рис. 5). Результаты литологического строения керна многочисленных скважин из Северного Каспия, подтверждающих последовательную смену фациальных разностей, отвечающих трансгрессивному режиму Каспия (Безродных и др., 2015; Yanina et al., 2018) (рис. 3). Отложения данной фазы трансгрессии представлены раннехвалынскими видами *Didacna subcatillus*, *Didacna zhukovi*, *D. parallela*.

В интервале 30–20 кал. тыс. л., предположительно, происходил подъем уровня раннехвалынского бассейна, до отметок, превышающих 10–15 м абс. (рис. 5). Строение и состав нижнехвалынских отложений в Нижнем и Среднем Поволжье, попадающих в интервал времени 25–18 тыс. л. н., указывают на их накопление в эстуарных и сильноопресненных условиях (Свиточ и др., 2017). Ряд новых ОСЛ дат нижнехвалынских отложений, залегающих на отметках от 4 до 11 м абс. из опорных разрезов Нижнего Поволжья, попадает в интервал 27–19 тыс. л. (Kurbanov et al., 2022; Taratunina et al., 2022). Радиоуглеродные даты нижнехвалынских отложений (занимающие уровни 14–18 м абс.) из Среднего Поволжья попадают в интервал от 25 до 17 тыс. л. (Макшаев, 2019). Близость этого временного интервала (его окончания) ко времени максимального продви-

жения поздневалдайского ледникового покрова на северо-западе Русской равнины может указывать на таяние ледника как причину трансгрессии. В то же время оценки поступления талых ледниковых вод в р. Волгу в период последнего ледникового максимума дают незначительные величины, которые, по мнению их авторов, не могли существенно повлиять на повышения уровня раннехвалынского бассейна (Панин и др., 2021). Предполагается, что основной рост уровней был связан с климатически обусловленным увеличением речного стока в волжском бассейне, который начался не ранее 18 тыс. л. н. (Sidorchuk et al., 2009, 2021).

Проанализированный массив дат позволяет предполагать, что в интервале 17.5–17 кал. тыс. л. произошло снижение уровня раннехвалынского бассейна, причиной которого мог быть кратковременный сток каспийских вод через Маныч. Об этом событии свидетельствуют серии радиоуглеродных и ОСЛ дат из хвалынских отложений Маныча (Свиточ, Парунин, 2000; Свиточ и др., 2009, Семиколенных, 2022).

В интервале 17–13.5 кал. тыс. л. происходит стабилизация уровня раннехвалынского бассейна, достигавшего 20–22 м абс. Сток через Маныч, вероятно, возобновился в интервале 14.5–13.5 кал. тыс. л. (Свиточ и др., 2009). На этот интервал приходится наибольшее количество полученных дат для всех областей Каспийского региона и его акватории. Для отложений данного интервала отмечается максимальное обилие малакофауны.

Начиная с 12.8 кал. тыс. л. происходит относительно быстрое падение уровня раннехвалынского бассейна, вероятно, отвечающего енотаевской регрессивной стадии. Предположительно, развитие регрессивной стадии приходилось на холодный этап позднего дриаса (конец МИС 2). Так, например, для интервала между 12 и 10 кал. тыс. л. известно лишь четыре даты из акватории Каспийского моря, охватывающие диапазон высот от –138 до –58 м абс. В этом же интервале времени на прилегающих к акватории территориях была получена лишь одна дата по раковинам хвалынских моллюсков. ОСЛ возраст палеопочвенного горизонта из разреза Косика, отвечающего енотаевской регрессии и залегающего между нижне- и верхнехвалынскими (бугровыми) отложениями, составил 13–12 тыс. л. (Butuzova et al., 2022). В то же время существует серия радиоуглеродных дат по раковинам ранне- и позднехвалынского вида *Didacna praetrigonoides* из Северного, Западного и Восточного Прикаспия, охватывающая временной интервал 18.4–8.3 кал. тыс. л. Однако исходя из максимального высотного положения верхнехвалынского бассейна (0 м абс.), наличия большого массива дат для нижнехвалынских отложений, в том числе полученных с применением па-

раллельного датирования разными методами (радиоуглерод, ОСЛ, уран-торий), временной интервал для позднехвалынского этапа не может быть расширен. Этому же противоречат данные по радиоуглеродному датированию раковин из нижнехвалынских отложений Маныча, попадающих в интервал 14.7–12.7 кал. тыс. л. (Свиточ и др., 2009; Arslanov et al., 2016). Существующие несколько дат верхнехвалынских отложений из Северного Прикаспия приходятся на временной диапазон 9.8–8.3 кал. тыс. л. (Бадинова и др., 1976). Большинство ОСЛ дат нижнехвалынских отложений, полученных из ряда опорных разрезов Нижнего Поволжья, хорошо согласуются с радиоуглеродными данными (Kurbanov et al., 2021; 2022, Butuzova et al., 2022, Taratunina et al., 2022).

Проблема максимальной стадии раннехвалынского бассейна. Существующие на данный момент времени результаты по радиоуглеродному датированию не позволяют идентифицировать временной этап развития максимальной стадии (45–48 м абс.) раннехвалынской трансгрессии. С уровня 50 м абс. существует лишь одна дата 42.3 ± 0.2 кал. тыс. л. по раковинному материалу *Didacna sp.*, полученная на полуострове Мангышлак (Panek et al., 2016). Однако ряд радиоуглеродных и ОСЛ дат из отложений на акватории Каспийского моря и в Северном Прикаспии демонстрирует развитие субэвральных условий и накопление лёссовидных суглинков и почв в интервале 50–35 тыс. л. (Yanina et al., 2021; Taratunina et al., 2022; Kurbanov et al., 2022). Из существующих данных и первых материалов по датированию нижнехвалынских отложений из Среднего Поволжья наиболее надежно установлено время промежуточного уровня 20–22 м абс., который приходился на временной интервал 17–13.5 тыс. л.

ВЫВОДЫ

Результаты проведенного анализа позволяют сделать следующие выводы.

Развитие раннехвалынского этапа по данным радиоуглеродного датирования охватывает интервал 46–12.5 кал. тыс. л. В начале МИС 2 (~28–25 тыс. л.) уровень раннехвалынского бассейна, вероятно, превышал современный уровень Каспийского моря. Повышение уровня раннехвалынского бассейна, достигавшего и возможно превышавшего 10–15 м абс., приходилось на этап последнего ледникового максимума (~25–18 тыс. л.). Непродолжительный регрессивный этап приходился на временной промежуток между 18–17 тыс. л. Вероятно он был вызван кратковременным стоком раннехвалынских вод в Маныч. После этого времени между 17–13.5 тыс. л. последовала трансгрессивная стадия (20–22 м абс.), с которой, вероятно, связано возобновление стока

раннехвалынских вод через Манычский пролив между 14.5–13.5 тыс. л. Полученные результаты на сегодняшнем этапе не позволяют точно идентифицировать временной интервал развития максимального уровня раннехвалынского бассейна (45–48 м абс.). Предположительно, енотаевский регрессивный этап и последующая верхнехвалынская трансгрессия приходились на промежутки времени 12.5–8.5 кал. тыс. л.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Каталог радиоуглеродных дат хвалынских отложений для Каспийского региона доступен по адресу: https://geomorphology.igras.ru/jour/pages/view/dop_mat_1.

БЛАГОДАРНОСТИ

Представленная работа посвящена памяти доктора географических наук А.А. Свиточа. Работа выполнена в рамках проектов РНФ № 20-77-00068 (лабораторные и полевые исследования), РФФИ № 20-05-00608 (геоинформационный анализ) и в рамках госзадания лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова “Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений” № 121051100135-0 (малакофаунистический анализ). Авторы выражают благодарность д.г.н. Т.А. Яниной за анализ малакофаунистического материала, д. геол.-мин. н. В.М. Сорокину за предоставление материалов для проведения радиоуглеродного датирования, д. геол.-мин. н. Х.А. Арсланову и к.г.н. Э.П. Зазовской за помощь в проведении радиоуглеродного анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамова Т.А., Парунин О.Б., Свиточ А.А. Новые данные о хвалынских отложениях разреза Енотаевка (Нижнее Поволжье) // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. М.: МГУ, 1983. С. 52–62.
- Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Леонтьев О.К., Локишин Н.В., Мамедов А.В., Рычагов Г.И., Тертычный Н.И., Ширинов Н.Ш. О возрасте плейстоценовых и голоценовых отложений Каспийского моря (по данным радиоуглеродного и урано-иониевых методов датирования) // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1978. № 48. С. 39–48.
- Арсланов Х.А., Локишин Н.В., Мамедов А.В., Алескерев Б.Д., Герасимова С.А., Тертычный Н.И., Тертычная Т.В., Чернов С.Б. О возрасте хазарских, хвалынских и новокаспийских отложений Каспийского моря // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1988. № 57. С. 28–38.
- Арсланов Х.А., Тертычная Т.В. О содержании ^{14}C в каспийских и черноморских раковинах моллюсков // Тез. докл. Всесоюз. семинара “Методы изотопной геологии”. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983. С. 175–177.
- Бадинова В.П., Зубаков В.А., Ициксон Е.М., Руднев Ю.Я. Радиоуглеродные датировки лаборатории ВСЕГЕИ (ЛГ) // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1976. Вып. 45. С. 154–168.
- Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А. Новые данные по стратиграфии верхне-четвертичных отложений Северного Каспия // ДАН. 2015. Т. 462. № 2. С. 95–99.
- Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В., Магомедов Р.Д., Сорокин В.М., Парунин., Бабак Е.В. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 114–124.
- Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А. Об Ательской регрессии Каспийского моря // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2016. № 2. С. 77–85.
- Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А. Первые данные о радиоуглеродном возрасте ательских отложений Северного Каспия // ДАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 327–330.
- Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 255 с.
- Геохронология СССР. Т. 3 / В.А. Зубакова, Н.И. Полевой. М.: Недра, 1974. 359 с.
- Жуков М.М. К стратиграфии каспийских осадков низового Поволжья // Тр. комис. по изуч. четвертич. периода. 1935. Вып. 2. С. 227–272.
- Жуков М.М. Плиоценовая и четвертичная история Прикаспийской впадины (Проблемы Зап. Казахстана). Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1945. 150 с.
- Каплин П.А., Леонтьев О.К., Парунин О.Б., Рычагов Г.И., Свиточ А.А., Ильичев В.А. К вопросу о времени хвалынской трансгрессии Каспия (по материалам радиоуглеродных датировок раковин моллюсков) // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 8. С. 1413–1416.
- Карандеева М.В. О новой трансгрессии Каспийского моря // Вопросы географии. 1951. Сб. 24. С. 82–87.
- Карпычев Ю.А. Трансгрессивно-регрессивные стадии Каспийского моря за последние 20 тыс. лет по ^{14}C датировкам прибрежных и донных отложений // Океанология. 2005. Т. 45. № 3. С. 447–457.
- Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
- Курбанов Р.Н., Свиточ А.А., Янина Т.А. Новые данные по стратиграфии морского плейстоцена Западного Челекена // ДАН. 2014. Т. 459. № 6. С. 746–749.
- Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П., Спиридонова Е.А., Кузьмин Я.В., Джалл Э.Дж.Т., Бурр С., Желиновская А., Шали Ф. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря // ДАН. 2002. Т. 386. № 2. С. 229–233.
- Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1977. 210 с.
- Лобачева Д.М., Бадюкова Е.Н., Макшаев Р.Р. Литофациальное строение и условия накопления отложений Бэровских бугров Северного Прикаспия //

- Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2021. № 6. С. 89–101.
- Лохин М.Ю., Маев Е.Г. Позднеплейстоценовые дельты на шельфе северной части Среднего Каспия // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 1990. № 3. С. 34–40.
- Макишаев Р.Р. Палеогеография Среднего и Нижнего Поволжья в эпоху раннехвалынской трансгрессии Каспия. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2019. 28 с.
- Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 64. 264 с.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю. Вклад талых ледниковых вод в формирование стока Волги в последнюю ледниковую эпоху // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 6. С. 656–663.
<https://doi.org/10.31857/S0321059621060146>
- Парунин О.Б., Тимашикова Т.А., Турчанинов П.С., Шлюков А.И. Список радиоуглеродных датировок Лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ. Сообщение XI // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1985. № 54. С. 133–139.
- Парунин О.Б., Тимашикова Т.А., Турчанинов П.С., Шлюков А.И. Список радиоуглеродных датировок Лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ. Сообщение XII // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1989. № 58. С. 166–172.
- Православлев П.А. Каспийские осадки по р. Уралу // Известия Донского политехнического института. Отд. 2. Т. 2. 1913. С. 565–622.
- Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 268 с.
- Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во МГУ, 2014. 272 с.
- Свиточ А.А., Парунин О.Б. Радиоуглеродный возраст палеогеографических событий позднего плейстоцена-голоцена Северного Прикаспия // ДАН. 2000. Т. 371. № 4. С. 504–506.
- Свиточ А.А., Ключевиткина Т.С. Бэровские бугры Нижнего Поволжья. М.: Россельхозакадемия, 2006. 159 с.
- Свиточ А.А., Макишаев Р.Р., Ростовцева Ю.В., Ключевиткина Т.С., Березнер О.С., Трегуб Т.Ф., Хомченко Д.С. Шоколадные глины Северного Прикаспия. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2017. 140 с.
- Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
- Свиточ А.А., Янина Т.А., Хоменко А.А., Новикова Н.Г. Хвалынские отложения Маныча // ДАН. 2009. Т. 428. № 1. С. 70–74.
- Семиколенных Д.В. Палеогеография проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГРАН, 2022. 26 с.
- Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю., Панин А.В. Оценка годового стока Волги в позднеледниковье по данным о размерах палеорусел // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 6. С. 643–655.
- Сорокин В.М. Корреляция верхнечетвертичных отложений и палеогеография Черного и Каспийского морей // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 5. С. 96–112.
- Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. Геологического института АН СССР. 1957. Вып. 10. 297 с.
- Чердынцев В.В., Алексеев В.А., Кинд Н.В., Форова В.С., Завельский Ф.С., Сулержицкий Л.Д., Чурикова И.В. Радиоуглеродные даты лаборатории Геологического института АН СССР // Геохимия. 1965. № 12. С. 1410–1422.
- Шаховец С.А. Хронология палеогеографических событий позднего плейстоцена Нижней Волги (по данным термо-люминесцентного метода). Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1987. 24 с.
- Шаховец С.А., Шлюков А.И. Возраст хвалынских отложений Нижней Волги по данным термолуминесцентного датирования // Геохронология четвертичного периода. Тезисы докладов всесоюзного совещания. Таллин. 1989. С. 36.
- Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во МГУ, 2012. 264 с.
- Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей А.С., Ткач Н.Т., Сычев Н.В. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2017. № 1. С. 20–28.
- Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И., Попова-Львова М.Г., Сулейманова Ф.И., Хабибуллина Г.А., Алимбекова Л.И., Латыпова Э.К. Плейстоцен нижнего течения р. Урал. Уфа: БФАН СССР, 1986. 135 с.
- Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L., Svitoch A.A., Makshaev R.R., Maksimov F.E., Chernov S.B., Tertychniy N.I., and Starikova A.A. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to ¹⁴C and ²³⁰Th/²³⁴U methods // Quaternary International. 2016. No. 409. P. 81–87.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.05.067>
- Butuzova E.A., Kurbanov R.N., Taratunina N.A., Makeev A.O., Rusakov A.V., Lebedeva M.P., Murray A.S., and Yanina T.A. Shedding light on the timing of the largest Late Quaternary transgression of the Caspian Sea // Quaternary Geochronology. 2022. No. 73. 101378.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101378>
- Cohen K.M. and Gibbard P.L. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 Q1-500 // Quaternary International. 2019. No. 500. P. 20–31.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.009>
- Eichwald E. Faunae Caspii maris primitae // Bulletin de la Société impériale des naturalistes de Moscou. 1838. Vol. II. P. 125–174.
- Gorlach A., Hang T., and Kalm V. GIS-based reconstruction of Late Weichselian proglacial lakes in northwestern Russia and Belarus // Boreas. 2017. No. 46. P. 486–502.
<https://doi.org/10.1111/bor.12223>
- Heaton T.J., Kohler P., Butzin M., Bard E., Reimer R.W., Austin W.E.N., Bronk Ramsey C., Grootes P.M., Hughen K.A., Kromer B., Reimer P.J., Adkins J., Burke A., Cook M.S., Olsen J., and Skinner L.C. Marine20 - the marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP) //

- Radiocarbon. 2020. Vol. 62. Iss. 4. P. 779–820.
https://doi.org/10.1017/RDC.2020.68
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., and Svendsen J.I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // *Boreas*. 2016. No. 45. P. 1–45.
https://doi.org/10.1111/bor.12142
- Karpytchev Yu.A. Reconstruction of Caspian Sea-level fluctuations: radiocarbon dating 653 coastal and bottom deposits // *Radiocarbon*. 1993. Vol. 35. Iss. 3. P. 409–420.
https://doi.org/10.1017/S0033822200060422
- Kislov A.V. and Toporov P.A. East European river runoff and Black Sea and Caspian Sea level changes as simulated within the Paleoclimate modelling intercomparison project // *Quaternary International*. 2007. Vol. 167. No. 8. P. 40–48.
https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.10.005
- Koriche S.A., Singarayer J.S., Cloke H.L., Valdes P.J., Westingh F.P., Kroonenberg S.B., Wickert A.D., and Yanina T.A. What are the drivers of Caspian Sea level variation during the late Quaternary? // *Quaternary Science Reviews*. 2022. No. 283. 107457.
https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107457
- Kurbanov R.N., Buylaert J.-P., Stevens T., Taratunina N.A., Belyaev V.R., Makeev A.O., Lebedeva M.P., Rusakov A.V., Solodovnikov D., Koltringer C., Rogov V.V., Streletskaia I.D., Murray A.S., and Yanina T.A. A detailed luminescence chronology of the Lower Volga loess-palaeosol sequence at Leninsk // *Quaternary Geochronology*. 2022. No. 73. 101376.
https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101376
- Kurbanov R.N., Murray A.S., Yanina T.A., Svistunov M.I., Taratunina N.A., and Thompson W.K. First optically stimulated luminescence ages of the early khvalynian Caspian sea transgression in the lower Volga // *Boreas*. 2021. Vol. 50. Iss. 1. P. 134–146.
https://doi.org/10.1111/bor.12478
- Kuzmin Y.V., Nevesskaya L.A., Krivonogov S.K., and Burr G.S. Apparent ^{14}C ages of the ‘pre-bomb’ shells and correction values (R, DR) for caspian and aral seas (central Asia) // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. 2007. Vol. 259. P. 463–466.
https://doi.org/10.1016/j.nimb.2007.01.187
- Makshaev R.R. and Svitoch A.A. Chocolate clays of the northern Caspian Sea region: distribution, structure, and origin // *Quaternary International*. 2016. No. 409. P. 44–49.
https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.07.018
- Olsson I.U. Content of ^{14}C in marine mammals from Northern Europe // *Radiocarbon*. 1980. Vol. 22. Iss. 3. P. 662–675.
https://doi.org/10.1017/S0033822200010031
- Pánek T., Korup O., Minár J., and Hradecký J. Giant landslides and highstands of the Caspian Sea // *Geology*. 2016. Vol. 44. Iss. 11. P. 939–942.
https://doi.org/10.1130/G38259.1
- Panin A. and Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implication // *Catena*. 2015. No. 130. P. 46–61.
https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016
- Reimer P.J., Austin W.E.N., 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., Plicht J. Van Der, Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Kohler P., Kudsk S., 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. Vol. 62. Iss. 4. P. 725–757.
https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41
- Richards K., Mudie P., Rochon A., Athersuch J., Bolikhovskaya N., Hoogendoorn R., and Verlinden V. Late Pleistocene to Holocene evolution of the Emba Delta, Kazakhstan, and coastline of the north-eastern Caspian Sea: Sediment, ostracods, pollen and dinoflagellate cyst records // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017. No. 468. P. 427–452.
https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.035
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., and Borisova O.K. 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
- Sorokin V., Yanina T., Guilderson T., Bezrodnykh Y., and Kuprin P. Age of the khvalynian deposits in the Northern Caspian Sea according to AMS ^{14}C dating // *Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins*. 2014. Vol. 1. P. 135.
- Stroeven A.P., Hattestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B.W., Harbor J.M., Jansen J.D., Olsen L., Caffee M.W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G.C., Stromberg B., and Jansson K. N. Deglaciation of Fennoscandia // *Quaternary Science Reviews*. 2016. Vol. 147. P. 91–121.
https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.019
- Stuiver M., Reimer P.J., and Reimer R.W. 2021, CALIB 8.1. [Electronic data]. Access way: <http://calib.qub.ac.uk/calib/> (access date: 04.07.2022)
- Taratunina N.A., Buylaert J.-P., Kurbanov R.N., Yanina T.A., Makeev A.O., Lebedeva M.P., Utkina A.O., and Murray A.S. Late Quaternary evolution of lower reaches of the Volga River (Raygorod section) based on luminescence dating // *Quaternary Geochronology*. 2022. No. 73. 101369.
https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101369
- Tudryn A., Leroy S., Toucanne S., Gibert-Brunet E., Tucholka P., Lavrushin Yu., Dufaure O., Miska S., and Bayon G. The Ponto-Caspian basin as a final trap for southeastern Scandinavian Ice-Sheet meltwater // *Quaternary Science Reviews*. 2016. No. 148. P. 29–43.
https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.06.019
- Tudryn A., Tucholka P., Chalie F., Lavrushin Y.A., Antipov M.P., Lavrushin V., Spiridonova E.A., and Leroy S.A.G. Late Quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarian and early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga River // *Quaternary International*. 2013. No. 292. P. 193–204.
https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.032
- 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. No. 590. P. 73–84.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.07.023>
- Yanina T.A. The Ponto-Caspian region: environmental consequences of climate change during the late Pleistocene // Quaternary International. 2014. No. 345. P. 88–99.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.01.045>
- Yanina T.A., 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. No. 465. P. 130–141.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.003>

SUPPLEMENTARY MATERIALS

The catalog of radiocarbon dates of the Khvalyn deposits for the Caspian region is available at: https://geomorphology.igras.ru/jour/pages/view/dop_mat_1

CHRONOLOGY OF KHALYNYAN STAGE OF THE CASPIAN SEA ACCORDING TO RADIOCARBON DATING¹

R. R. Makshaev^{a, #} and N. T. Tkach^{a, b}

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

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

[#]E-mail: radikm1986@mail.ru

The paper analyzes 234 radiocarbon dates of the Khvalynian deposits obtained by researchers over more than 50 years of studying the Caspian region. Most of the dates were obtained from shell material, including endemic species of mollusks of the genus *Didacna* that lived in the early and late Khvalynian basins of the Caspian Sea. The radiocarbon coverage of the Khvalynian stage is in the range of 46–8.3 cal. ka BP. The most ancient dates were obtained from the Khvalynian deposits of the Caspian Sea. The largest number of dates falls within the interval of 17–12.5 cal. ka BP. The development of the early Khvalynian transgression began 40–35 cal. ka BP. During 25–18 cal. ka BP the coastline of the early Khvalynian basin reached levels above 0–5 m asl, and the level of 20–22 m asl developed in the range of 17–13.5 cal. ka BP. After 12.5 cal. ka BP the sea level was falling probably leading to the development of Enotaevkian regression. The Upper Khvalynian deposits dated between 11–8.5 cal. ka BP probably correspond to the development of the late Khvalynian transgression. The age interval for the development of the maximum phase (45–48 m asl) of the Early Khvalynian transgression has not been determined according to the currently available data.

Keywords: Caspian Sea, Late Pleistocene, Holocene, khvalynian malacofauna, khvalynian epoch, radiocarbon, geochronology

ACKNOWLEDGMENTS

The presented work is dedicated to the memory of Doctor of Geographical Sciences A.A. Svitoch. The work was carried out within the framework of the RSF project No. 20-77-00068 (laboratory and field research) and RFBR project No. 20-05-00608 (GIS analysis) and within the framework of the state order of the laboratory of the latest deposits and paleogeography of the Pleistocene of the Faculty of Geography of the Lomonosov Moscow State University “Paleogeographic reconstructions of natural geosystems and forecasting their changes” No. 121051100135-0 (malacofaunistic analysis). The authors express their gratitude to Dr. Geogr. Sciences T.A. Yanina for the analysis of the malacofaunistic material, Dr. of Geol.-Min. Sciences V.M. Sorokin for providing materials for radiocarbon dating, Dr. of Geol.-Min. Sciences Kh.A. Arslanov and Cand. Geogr. Sciences E.P. Zazovskaya for help with radiocarbon analysis.

REFERENCES

- Abramova T.A., Parunin O.B., and Svitoch A.A. *Novye dannye o khvalynskikh otlozheniyakh razreza Enotaevka (Nizhnee Povolzh'e)* (New data of khvalynian deposits of Enotaevka section). *Paleogeografiya Kaspiiskogo i Aral'skogo morei v kainozoe*. M.: MSU (Publ.), 1983. P. 52–62. (in Russ.)
- Arslanov Kh.A., Gerasimova S.A., Leont'ev O.K., Lokshin N.V., Mamedov A.V., Rychagov G.I., Tertychny N.I., and Shirinov N.S. *O vozraste pleistotsenovykh i golotsenovykh otlozhenii Kaspiiskogo morya (po dannym radiokarbonovogo i urano-ioniyevykh metodov datirovaniya)* (About the age of pleistocene and holocene deposits of the Caspian Sea (according to radiocarbon and uranium-uranion methods)). *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. 1978. No. 48. P. 39–48. (in Russ.)
- Arslanov Kh.A., Lokshin N.V., Mamedov A.V., Alekserov B.D., Gerasimova S.A., Tertychny N.I., Tertychnaya T.V., and Chernov C.B. *O vozraste khazar'ski-*

¹ For citation: Makshaev R.R. and Tkach N.T. 2023. Chronology of Khvalynian stage of the Caspian Sea according to radiocarbon dating. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*, vol. 54, no. 1, pp. 37–54 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S0435428123010108>; <https://elibrary.ru/GQLRNG>

- kh, khvalynskikh i novokaspiiskikh otlozhenii Kaspiiskogo morya (On the age of Khazarian, Khvalynian and Novocaspian deposits of the Caspian Sea). *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. 1988. No. 57. P. 28–38. (in Russ.)
- Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L., Svitoch A.A., Makshaev R.R., Maksimov F.E., Chernov S.B., Tertychniy N.I., and Starikova A.A. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ methods. *Quaternary International*. 2016. Vol. 409. P. 81–87. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.05.067>
- Arslanov Kh.A. and Tertychnaya T.V. *O sodержanii ^{14}C v kaspiiskikh i chernomorskikh rakovinakh mollyuskov* (Content of ^{14}C in Caspian and Black Sea molluscs). Abstracts of the All-Union Workshop, Methods of Isotope Geology. M.: GEOI AN SSSR (Publ.), 1983. P. 175–177. (in Russ.)
- Badinova V.P., Zubakov V.A., Icikson E.M., and Rudnev Yu.Ya. *Radiouglerodnye datirovki laboratorii VSEGEI (LG)* (Radiocarbon data of laboratory of VSEGEI (LG)). *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. 1976. Iss. 45. P. 154–168. (in Russ.)
- Bezrodnih Yu.P., Deliya S.V., Romanyuk B.F., Sorokin V.M., and Yanina T.A. *Novye dannye po stratigrafii verkhnechetvertichnykh otlozhenii Severnogo Kaspiya* (New data on the stratigraphy of the Upper Quaternary deposits of the Northern Caspian). *Doklady Akademii nauk (Doklady Earth Sciences)*. 2015a. Vol. 462. No. 2. P. 95–99. (in Russ.)
- Bezrodnih Yu.P., Romanyuk B.F., Deliya S.V., Magomedov R.D., Sorokin V.M., Parunin, and Babak E.V. *Biostratografiya, stroenie verkhnechetvertichnykh otlozhenii i nekotorye cherty paleogeografii Severnogo Kaspiya* (Biostratigraphy and structure of the upper Quaternary deposits and some paleogeographic features of the North Caspian region). *Stratografiya i geologicheskaya korrelyatsiya (Stratigraphy and geological correlation)*. 2004. Vol. 12. No. 1. P. 114–124. (in Russ.)
- Bezrodnih Yu.P., Romanyuk B.F., Sorokin V.M., and Yanina T.A. *Ob Atel'skoi regressii Kaspiiskogo morya* (About atelian regression of the Caspian Sea). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2016. No. 2. P. 77–85. (in Russ.)
- Bezrodnih Yu.P., Romanyuk B.F., Sorokin V.M., and Yanina T.A. *Pervye dannye o radiouglerodnom vozraste atel'skikh otlozhenii Severnogo Kaspiya* (The first results of radiocarbon age of atelian depits of the Northern Caspian Sea). *Doklady Akademii Nauk (Doklady Earth Sciences)*. 2017. Vol. 473. No. 3. P. 327–330. (in Russ.)
- Butuzova E.A., Kurbanov R.N., Taratunina N.A., Makeev A.O., Rusakov A.V., Lebedeva M.P., Murray A.S., and Yanina T.A. Shedding light on the timing of the largest Late Quaternary transgression of the Caspian Sea. *Quaternary Geochronology*. 2022. No. 73. 101378. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101378>
- Cherdynceev V.V., Alekseev V.A., Kind N.V., Forova V.S., Zavelski F.S., Sulerzhitski L.D., and Churikova I.V. *Radiouglerodnye daty laboratorii Geologicheskogo instituta AN SSSR* (Radiocarbon dates of the laboratory of the Geological Institute). *Geokhimiya*. 1965. No. 12. P. 1410–1422 (in Russ.)
- Cohen K.M. and Gibbard P.L. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 Q1–500. *Quaternary International*. 2019. No. 500. P. 20–31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.009>
- Eichwald E. Faunae Caspii maris primitae. *Bulletin de la Société impériale des naturalistes de Moscou*. 1838. Vol. II. P. 125–174.
- Fedorov P.V. *Stratografiya chetvertichnykh otlozhenii i istoriya razvitiya Kaspiiskogo morya* (Stratigraphy of the quaternary deposits and history of development of the Caspian Sea). *Trudy Geologicheskogo instituta AN SSSR*. 1957. Vol. 10. 297 p. (in Russ.)
- Gorlach A., Hang T., and Kalm V. GIS-based reconstruction of Late Weichselian proglacial lakes in northwestern Russia and Belarus. *Boreas*. 2017. No. 46. P. 486–502. <https://doi.org/10.1111/bor.12223>
- Heaton T.J., Kohler P., Butzin M., Bard E., Reimer R.W., Austin W.E.N., Bronk Ramsey C., Grootes P.M., Hughen K.A., Kromer B., Reimer P.J., Adkins J., Burke A., Cook M.S., Olsen J., and Skinner L.C. Marine20 – the marine radiocarbon age calibration curve (0–55000 cal BP). *Radiocarbon*. 2020. Vol. 62. Iss. 4. P. 779–820. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.68>
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., and Svendsen, J.I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*. 2016. No. 45. P. 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Kaplin P.A., Leont'ev O.K., Parunin O.B., Rychagov G.I., Svitoch A.A., and Il'ichev V.A. *K voprosu o vremeni khvalynskoi transgressii Kaspiya (po materialam radiouglerodnykh datirovok rakovin mollyuskov)* (About a time of khvalynian transgression of the Caspian Sea (according to radiocarbon dating of mollusk shells)). *Doklady Akademii nauk SSSR*. 1972. Vol. 206. No. 8. P. 1413–1416 (in Russ.)
- Karandeeva M.V. *O novoi transgressii Kaspiiskogo morya* (About the new transgression of the Caspian Sea). *Voprosy geografii*. 1951. Iss. 24. No. 8. P. 82–87. (in Russ.)
- Karpychev Yu.A. *Transgressivno-regressivnye stadii Kaspiiskogo morya za poslednie 20 tys. let po ^{14}C datirovкам pribrezhnykh i donnykh otlozhenii* (Transgressive and regressive stages of the Caspian Sea for the last 20 ka). *Okeanologiya (Oceanology)*. 2005. Vol. 45. No. 3. P. 447–457. (in Russ.)
- Karpytchev Yu.A. Reconstruction of Caspian Sea-level fluctuations: radiocarbon dating 653 coastal and bottom deposits. *Radiocarbon*. 1993. Vol. 35. Iss. 3. P. 409–420. <https://doi.org/10.1017/S0033822200060422>
- Kislov A.V. and Toporov P.A. East European river runoff and Black Sea and Caspian Sea level changes as simulated within the Paleoclimate modelling intercomparison project. *Quaternary International*. 2007. Vol. 167. No. 8. P. 40–48. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.10.005>
- Koriche S.A., Singarayer J.S., Cloke H.L., Valdes P.J., Wesselingh F.P., Kroonenberg S.B., Wickert A.D., and

- Yanina T.A. What are the drivers of Caspian Sea level variation during the late Quaternary? *Quaternary Science Reviews*. 2022. No. 283. 107457. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107457>
- Kurbanov R.N., Buylaert J.-P., Stevens T., Taratunina N.A., Belyaev V.R., Makeev A.O., Lebedeva M.P., Rusakov A.V., Solodovnikov D., Koltringer C., Rogov V.V., Streletskaya I.D., Murray A.S., and Yanina T.A. A detailed luminescence chronology of the Lower Volga loess-palaeosol sequence at Leninsk. *Quaternary Geochronology*. 2022. No. 73. 101376. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101376>
- Kurbanov R.N., Murray A.S., Yanina T.A., Svistunov M.I., Taratunina N.A., and Thompson W.K. First optically stimulated luminescence ages of the early khvalynian Caspian sea transgression in the lower Volga. *Boreas*. 2021. Vol. 50. Iss. 1. P. 134–146. <https://doi.org/10.1111/bor.12478>
- Kurbanov R.N., Svitoch A.A., and Yanina T.A. *Novye dannye po stratigrafii morskogo pleistotsena Zapadnogo Chelekena* (New data about Pleistocene marine stratigraphy of the West Cheleken). *Doklady Akademii nauk (Doklady Earth Sciences)*. 2014. Vol. 459. No. 6. P. 746–749. (in Russ.)
- Kuzmin Y.V., Nevesskaya L.A., Krivonogov S.K., and Burr G.S. Apparent ^{14}C ages of the ‘pre-bomb’ shells and correction values (R, DR) for caspian and aral seas (central Asia). *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. 2007. Vol. 259. P. 463–466. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2007.01.187>
- Kvasov D.D. *Pozdnechetvertichnaya istoriya krupnykh ozer i vnutrennikh morei Vostochnoi Evropy* (Late Quaternary history of the large lakes and inland seas of the Eastern Europe). L.: Nauka (Publ.), 1975. 278 p. (in Russ.)
- Leoniev O.K., Maev E.G., and Rychagov G.I. *Geomorfologiya beregov i dna Kaspiiskogo morya* (Geomorphology of coastline and the bottom of the Caspian Sea). M.: MSU (Publ.), 1977. 210 p. (in Russ.)
- Leonov Y.G., Lavrushin Y.A., Antipov M.P., Spiridonova E.A., Kuz'min Y.V., Jull E.J.T., Burr G.S., Jelinowska A., and Chalié F. *Novye dannye o voznaste otlozhenii transgressivnoi fazy rannekhvalynskoi transgressii Kaspiiskogo morya* (New age data on sediments of the transgressive phase of the Early Khvalyn transgression of the Caspian Sea). *Doklady Akademii nauk (Doklady Earth Sciences)*. 2002. Vol. 386. No. 2. P. 229–233. (in Russ.)
- Lobacheva D.M., Badyukova E.N., and Makshaev R.R. *Litofatsial'noe stroenie i usloviya nakopleniya otlozhenii Berovskikh bugrov Severnogo Prikaspiya* (Lithofacial structure and conditions of accumulation of Baer knoll deposits in the Northern Caspian region). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2021. No. 6. P. 89–101. (in Russ.)
- Lokhin M.Yu. and Maev E.G. *Pozdnepleistotsenovye del'ty na shelfe severnoi chasti Srednego Kaspiya* (Late Pleistocene deltas of the north shelf of the Caspian Sea). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 1990. No. 3. P. 34–40. (in Russ.)
- Makshaev R.R. *Paleogeografiya Srednego i Nizhnego Povolzh'ya v epokhu rannekhvalynskoi transgressii Kaspiya* (Paleogeography of the Middle and Lower Volga River regions during early Khvalynian transgression of the Caspian Sea). *PhD thesis*. M.: MSU (Publ.), 2019. 28 p. (in Russ.)
- Makshaev R.R. and Svitoch A.A. Chocolate clays of the northern Caspian Sea region: distribution, structure, and origin. *Quaternary International*. 2016. No. 409. P. 44–49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.07.018>
- Moskvitin A.I. *Pleistotsen Nizhnego Povolzh'ya* (Pleistocene of the Lower Volga region). *Trudy GIN AN SSSR*. 1962. Iss. 64. 264 p. (in Russ.)
- Olsson I.U. Content of ^{14}C in marine mammals from Northern Europe. *Radiocarbon*. 1980. Vol. 22. Iss. 3. P. 662–675. <https://doi.org/10.1017/S0033822200010031>
- Pánek T., Korup O., Minár J., and Hradecký J. Giant landslides and highstands of the Caspian Sea. *Geology*. 2016. Vol. 44. Iss. 11. P. 939–942. <https://doi.org/10.1130/G38259.1>
- Panin A. and Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implication. *Catena*. 2015. No. 130. P. 46–61. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>
- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., and Ukraintsev V.Yu. The Contribution of Glacial Melt Water to Annual Runoff of River Volga in the Last Glacial Epoch. *Water Resources*. 2021. Vol. 48. No. 6. P. 877–885. <https://doi.org/10.1134/S0097807821060142>
- Parunin O.B., Timashkova T.A., Turchaninov P.S., and Shlyukov A.I. *Spisok radiouglerodnykh datirovok Laboratorii noveishikh otlozhenii geograficheskogo fakul'teta MGU. Soobshchenie XI* (The list of radiocarbon data of laboratory of latest sediments, faculty of geography, MSU (present XI)). *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. 1985. No. 54. P. 133–139. (in Russ.)
- Parunin O.B., Timashkova T.A., Turchaninov P.S., and Shlyukov A.I. *Spisok radiouglerodnykh datirovok Laboratorii noveishikh otlozhenii geograficheskogo fakul'teta MGU. Soobshchenie XII* (The list of radiocarbon data of laboratory of latest sediments, faculty of geography, MSU (present XII)). *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. 1989. No. 58. P. 166–172. (in Russ.)
- Pravoslavlev P.A. *Kaspiiskie osadki po r. Uralu* (Caspian deposits of the Ural River Valley). *Izvestiya Donskogo politekhnicheskogo instituta. Div. 2. Vol. 2*. 1913. P. 565–622. (in Russ.)
- Reimer P.J., Austin W.E.N., 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., Plicht J. Van Der, Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Kohler P., Kudsk S., 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. Vol. 62. Iss. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>

- Richards K., Mudie P., Rochon A., Athersuch J., Bolikhovskaya N., Hoogendoorn R., and Verlinden V. Late Pleistocene to Holocene evolution of the Emba Delta, Kazakhstan, and coastline of the north-eastern Caspian Sea: Sediment, ostracods, pollen and dinoflagellate cyst records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017. No. 468. P. 427–452. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.035>
- Rychagov G.I. *Pleistotsenovaya istoriya Kaspiiskogo morya* (Pleistocene history of the Caspian Sea). M.: Izd-vo MSU (Publ.), 1997. 268 p. (in Russ.)
- Semikolennykh D.V. *Paleogeografiya prolivov Ponto-Kaspiya v pozdnem pleistotsene* (Paleogeography of the Ponto-Caspian Straits in the Late Pleistocene). *PhD thesis*. M.: IGRAN (Publ.), 2022. 26 p. (in Russ.)
- Shahovets S.A. *Khronologiya paleogeograficheskikh sobyitii pozdnego pleistotsena Nizhnei Volgi (po dannym termoluminestsentnoy metoda)* (Chronology of paleogeographical events of the Lower Volga River region during late Pleistocene according to thermoluminescence dating). *PhD thesis*. M.: MSU (Publ.), 1987. 24 p. (in Russ.)
- Shahovets S.A. and Shlyukov A.I. *Vozrast khvalynskikh otlozhenii Nizhnei Volgi po dannym termoluminestsentnoy datirovaniya* (The age of khvalynian deposits of Lower Volga region according to thermoluminescence dating). *Geokhronologiya chetvertichnogo perioda*. Tallin. 1989. 36 P. (in Russ.)
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., and Borisova O.K. 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>
- Sidorchuk A.Yu., Ukraintsev V.Yu., and Panin A.V. Estimating Annual Volga Runoff in the Late Glacial Epoch from the Size of River Paleochannels. *Water Resources*. 2021. Vol. 48. No. 6. P. 864–876. <https://doi.org/10.1134/S0097807821060178>
- Sorokin V., Yanina T., Guilderson T., Bezrodnykh Y., and Kuprin P. Age of the khvalynian deposits in the Northern Caspian Sea according to AMS ^{14}C dating. *Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins*. 2014. Vol. 1. P. 135.
- Sorokin V.M. *Korrelyatsiya verkhnechetvertichnykh otlozhenii i paleogeografiya Chernogo i Kaspiiskogo morei* (Correlation of upper quaternary deposits and paleogeography of the Black Sea and Caspian Sea). *Stratigrafiya i geologicheskaya korrelyatsiya (Stratigraphy and geological correlation)*. 2011. Vol. 19. No. 5. P. 96–112. (in Russ.)
- Stroeven A.P., Hattestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B.W., Harbor J.M., Jansen J.D., Olsen L., Caffee M.W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G.C., Stromberg B., and Jansson K.N. Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*. 2016. Vol. 147. P. 91–121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.019>
- Stuiver M., Reimer P.J., and Reimer R.W. 2021. CALIB 8.1. [Electronic data]. Access way: <http://calib.qub.ac.uk/calib/> (access date: 04.07.2022)
- Svitoch A.A. *Bol'shoi Kaspii: stroenie i istoriya razvitiya* (The Great Caspian Sea: structure and history). M.: MSU (Publ.), 2014. 272 p. (in Russ.)
- Svitoch A.A. and Parunin O.B. *Radiouglerodnyi vozrast paleogeograficheskikh sobyitii pozdnego pleistotsena-golotse-na Severnogo Prikaspiya* (Radiocarbon age of late Pleistocene-Holocene paleogeographical events in the Northern Pre-Caspian). *Doklady Akademii nauk (Doklady Earth Sciences)*. 2000. Vol. 371. No. 4. P. 504–506. (in Russ.)
- Svitoch A.A. and Klyuvitkina T.S. *Berovskie bugry Nizhnego Povolzh'ya* (Baer knolls in the Lower Volga River region). M.: Rossel'khozakademiya (Publ.), 2006. 159 p. (in Russ.)
- Svitoch A.A., Makshaev R.R., Rostovceva Yu.V., Klyuvitkina T.S., Berezner O.S., Tregub T.F., and Khomchenko D.S. *Shokoladne glyny Severnogo Prikaspiya* (Chocolate clays of the Northern Pre-Caspian). M.: Geogr. f-t MGU (Publ.), 2017. 140 p. (in Russ.)
- Svitoch A.A., Yanina T.A., Khomenko A.A., and Novikova N.G. *Khvalynskie otlozheniya Manycha* (Khvalynian deposits of Manych). *Doklady Akademii nauk (Doklady Earth Science)*. 2009. Vol. 428. No. 1. P. 70–74. (in Russ.)
- Svitoch A.A. and Yanina T.A. *Chetvertichnye otlozheniya poberezhii Kaspiiskogo morya* (Quaternary sediments of the Caspian Sea coasts). M.: Rossel'khozakademiya (Publ.), 1997. 267 p. (in Russ.)
- Taratunina N.A., Buylaert J.-P., Kurbanov R.N., Yanina T.A., Makeev A.O., Lebedeva M.P., Utkina A.O., and Murray A.S. Late Quaternary evolution of lower reaches of the Volga River (Raygorod section) based on luminescence dating. *Quaternary Geochronology*. 2022. No. 73. 101369. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101369>
- Tudryn A., Leroy S., Toucanne S., Gibert-Brunet E., Tucholka P., Lavrushin Yu., Dufaure O., Miska S., and Bayon G. The Ponto-Caspian basin as a final trap for southeastern Scandinavian Ice-Sheet meltwater. *Quaternary Science Reviews*. 2016. No. 148. P. 29–43. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.06.019>
- Tudryn A., Tucholka P., Chalief F., Lavrushin Y.A., Antipov M.P., Lavrushin V., Spiridonova E.A., and Leroy S.A.G. Late Quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarian and early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga River. *Quaternary International*. 2013. No. 292. P. 193–204. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.032>
- Varushchenko S.I., Varushchenko A.N., and Klige R.K. *Izmenenie rezhima Kaspiiskogo morya i besstochnykh vozdumov v paleovremeni* (The Caspian Sea and inland basins changes in paleotime). M.: Nauka (Publ.), 1987. 255 p. (in Russ.)
- Yakhimovich V.L., Nemkova V.K., Dorofeev P.I., Suleimanova F.I., Alimbekova L.I., Popova-Lvova M.G., Khabibullina G.A., and Latypova E.K. *Pleistotsen nizhnego techeniya reki Ural* (Pleistocene of the lower reaches of the Ural River). Ufa: Bashkir Branch of the USSR Academy of Sciences (Publ.), 1986. 135 p. (in Russ.)
- 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. No. 590. P. 73–84. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.07.023>
- Yanina T.A. *Neopleistotsen Ponto-Kaspiya: biostratigrafiya, paleogeografiya, korrelyatsiya* (Neopleistocene of Pont-Caspian: biostratigraphy, paleogeography, correlation). M.: MSU (Publ.), 2012. 264 p. (in Russ.)
- Yanina T.A. The Ponto-Caspian region: environmental consequences of climate change during the late Pleistocene. *Quaternary International*. 2014. No. 345. P. 88–99. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.01.045>
- Yanina T.A., 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. No. 465. P. 130–141. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.003>
- Yanina T.A., Svitoch A.A., Kurbanov R.N., Myurrej A.S., Tkach N.T., and Sychev N.V. *Opyt datirovaniya pleistotsenovykh otlozhenii Nizhnego Povolzh'ya metodom opticheski stimulirovannoi lyuminesentsii* (Paleogeographic analysis of the results of optically stimulated luminescence dating of Pleistocene deposits of the Lower Volga area). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2017. No. 1. P. 20–28. (in Russ.)
- Zhukov M.M. *K stratigrafii kaspiiskikh osadkov nizovogo Povolzh'ya* (To the stratigraphy of the deposits of the Lower Volga River). *Trudy komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. 1935. Vol. 2. P. 227–272. (in Russ.)
- Zhukov M.M. *Pliotsenovaya i chetvertichnaya istoriya Prikaspiiskoi vpadiny. Problemy Zap. Kazakhstana. Tom. 2* (Pliocene and Quaternary history of the Peri-Caspian Depression. Problems of Western Kazakhstan. Iss. 2). M.: AN USSR (Publ.), 1945. 150 p. (in Russ.)
- Zubakov V.A. and Polevoj N.I. (Eds.) *Geokhronologiya SSSR. Vol. 3*. (Geochronology of USSR, Vol. 3). M.: Nedra (Publ.), 1974. 359 p. (in Russ.)

УДК 551.435:621.039.86(470.312)

БАЛАНС НАНОСОВ И МИГРАЦИЯ ^{137}Cs В ЗОНЕ ЧЕРНОБЫЛЬСКОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ: ОПЫТ И ИТОГИ ИССЛЕДОВАНИЙ В БАССЕЙНЕ р. ПЛАВЫ, ТУЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ[#]

© 2023 г. М. М. Иванов^{1,2,*}, В. Н. Голосов^{1,2}, Н. Н. Иванова¹

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

² Институт географии РАН, Москва, Россия

*E-mail: ivanovm@bk.ru

Поступила в редакцию 22.04.2022 г.

После доработки 03.09.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

В пределах регионов РФ с высокими уровнями чернобыльского загрязнения перераспределение наносов и миграция перемещаемого с ними ^{137}Cs во всех звеньях флювиальной сети наиболее детально изучено в бассейне Плавы. В статье проанализированы опубликованные результаты исследований по изучению темпов эрозии на пашне и переотложения смытого с обрабатываемых земель материала в различных зонах аккумуляции в бассейне р. Плавы, полученные на основе использования набора методов, включая радиоцезиевый. По данным количественных оценок темпов эрозии и аккумуляции в различных звеньях флювиальной сети составлен детальный баланс наносов для бассейна р. Плавы за пост-чернобыльский период. Было выявлено, что смываемый с пашни материал преимущественно переоткладывается на распаханых склонах междуречий и необрабатываемых склонах балок (38%) и в днищах балок (27–38%). Часть наносов, доставленных склоновым стоком и временными водотоками со склонов междуречий в днища речных долин, переотложилась на речных поймах (10–11%), а оставшаяся часть (13–25%) перешла в сток наносов рек. Полученная оценка вклада бассейновой составляющей в сток наносов р. Плавы несколько завышена в силу специфики использованных для расчета смыва почв с пашни эрозионных моделей. Установлено, что за прошедшие с момента аварии на Чернобыльской АЭС более чем за 25 лет потери запасов ^{137}Cs вследствие эрозии почвы составил около 5% (менее 0.2% ежегодно). При данной структуре баланса наносов, в которой сток речных наносов составляет не более четверти от общего количества смытого материала, только порядка 1% от исходных выпадений ^{137}Cs было вынесено за пределы бассейна Плавы. Обозначены основные перспективные направления исследований перераспределения наносов в речных бассейнах равнин умеренного пояса с использованием ^{137}Cs в качестве техногенного трассера.

Ключевые слова: эрозионно-аккумулятивные процессы, радиоцезиевый метод, ^{137}Cs , чернобыльское загрязнение, флювиальная геоморфология

DOI: 10.31857/S294917892301005X, **EDN:** GQAUPI

1. ВВЕДЕНИЕ

Перераспределение материала внутри любой природной системы с той или иной точностью может быть формализовано в виде баланса вещества, отдельные составляющие которого могут быть оценены независимо друг от друга и сведены к единому равенству. Наиболее часто балансовый подход используется во флювиальной геоморфологии при изучении формирования стока нано-

сов в пределах водосборов различных размеров (Dietrich, Dunne, 1978; Walling, 1983; Slaymaker, 2003; Walling, Collins, 2008; Hinderer, 2012). В условиях недостатка или полного отсутствия мониторинговых данных балансовый метод является единственным способом оценить объемы и определить источники потоков наносов в речных бассейнах со значительным антропогенным воздействием. Пространственные рамки и временной интервал для оценки баланса наносов зависят от поставленных целей и могут быть масштабированы практически до любых размеров. Высокодетальные исследования могут охватывать водосборы размером от первых (Nyssen et al., 2008; Minella et al., 2014) до нескольких сотен км² (Trimble,

[#] Ссылка для цитирования: Иванов М.М., Голосов В.Н., Иванова Н.Н. Баланс наносов и миграция ^{137}Cs в зоне Чернобыльского загрязнения: опыт и итоги исследований в бассейне р. Плавы, Тульская область // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54, № 1. С. 55–73. <https://doi.org/10.31857/S0435428123010054>; <https://elibrary.ru/GQAUPI>

1999; De Moor, Verstraeten, 2008; Notebaert et al., 2009). Но также аналогичные оценки проводятся для крупных речных бассейнов с площадью в несколько сотен тысяч (Kondolf et al., 2018) и даже миллионов км² (Wang et al., 2007) с той степенью детализации, которую позволяют имеющиеся технические средства и ресурсы.

Антропогенно обусловленное радиоактивное загрязнение в значительной мере актуализирует исследования миграции вещества в составе стока речных наносов (Horowitz, 1991; Marron, 1992; Miller, 1997; Macklin et al., 1997, 2006; Walling et al., 2003; Byrne et al., 2012). Количественную оценку миграции любых загрязнителей в составе стока наносов можно весьма продуктивно производить с применением балансового подхода. Построение долгосрочных прогнозов трансформации поля загрязнения и возникновения новых экологических рисков невозможно без подробного изучения механизмов и путей латеральной миграции радионуклидов в связи с развитием эрозионно-аккумулятивных процессов (Walling, 2003; Konoplev et al., 2016; Golosov, Ivanov, 2020).

В пределах центра Европейской части России ¹³⁷Cs чернобыльского происхождения зарекомендовал себя, в первую очередь, в качестве надежного хронологического маркера (Golosov et al., 1999a, b; Panin et al., 2001). Его фактически одномоментное поступление на поверхность почвы позволяет точно определять темпы аккумуляции за период с мая 1986 г. Продолжительность пост-чернобыльского периода перекрывает временные рамки оценки современной климатической нормы (1991–2020 гг.). Таким образом, наблюдаемые в течение этого времени тенденции развития эрозионно-аккумулятивных процессов могут рассматриваться в качестве ответа природной среды на трансформацию климата и возможные антропогенные изменения. В частности, при проведении исследований в бассейнах рек Восточно-Европейской равнины необходимо учитывать и существенные изменения площадей пашни и систем землепользования, обусловленные экономическим кризисом начала 1990-х (Hartvigsen, 2014; Golosov et al., 2018a).

Высокие уровни радиоактивного загрязнения почвенного покрова представляют собой не только серьезный экологический вызов, но также открывают широкие методические возможности для исследования эрозионно-аккумулятивных процессов, так как существенно ускоряется процесс измерения содержания радионуклидов в образцах почвы и наносов. На территории Европейской части России наибольшее количество детальных исследований перераспределения наносов и связанного с ними ¹³⁷Cs за последние 30 лет было проведено в бассейне р. Плавы, в котором расположен ареал интенсивного чернобыльского

загрязнения, так называемое Плавское радиоактивное пятно. Цель представленной работы состоит в обобщении результатов многолетних исследований эрозионно-аккумулятивных процессов в различных звеньях флювиальной сети для построения баланса наносов и оценки доли ¹³⁷Cs, поступившего в постоянные водотоки совместно с наносами, от общего объема чернобыльских выпадений в пределах бассейна р. Плавы.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Бассейн р. Плавы площадью около 1890 км² расположен в северной части Среднерусской возвышенности в пределах Тульской области и относится к бассейну р. Упы. Годовой слой осадков составляет 630 мм, причем в теплое время года в среднем выпадает порядка 460 мм. Почвенный покров в пределах междуречных пространств представлен черноземами выщелоченными и оподзоленными, а также темно-серыми лесными почвами. Основной почвообразующей породой являются карбонатные лёссовидные суглинки (Ратников, 1960). Характерной чертой рельефа являются плоские междуречья, занимающие наибольшие площади в верховьях рек с преимущественно пологими, выпуклыми склонами длиной до нескольких сотен метров. В начале 1980-х гг. плотность загрязнения ¹³⁷Cs бассейна р. Плавы не превышала 7.2 кБк/м² (0.2 Ки/км²). После аварии на ЧАЭС в апреле 1986 г. в результате атмосферных выпадений возникло так называемое “Плавское радиоактивное пятно” с уровнем загрязнения свыше 185 кБк/м² (5 Ки/км²) (Izrael et al., 1996), получившее свое название по городу Плавску, расположенному в его осевой зоне (рис. 1).

В пост-чернобыльский период в бассейнах рек Восточно-Европейской равнины с высокой сельскохозяйственной нагрузкой при замедлении роста оврагов (Пространственно-временные..., 2019) формирование стока наносов происходит, в основном, за счет плоскостного и ручейкового смыва почвы на обрабатываемых склонах (Литвин, 2002). Подавляющая часть мобилизуемого материала при этом остается внутри водосборных бассейнов, в том числе аккумулируясь в днищах долинной сети, что приводит к отмиранию малых постоянных водотоков (Докучаев, 1892; Чернов, 1988; Ковальчук, Штойко, 1992; Бойко и др., 1993; Golosov, Ivanova, 1993; Golosov, Panin, 2006; Golosov et al., 2017). Смыв почвы на обрабатываемых склонах происходит, преимущественно, в результате выпадения дождевых осадков высокой интенсивности в теплый период (Sidorchuk, 1996; Litvin et al., 2003; Sidorchuk, Golosov, 2003; Golosov et al., 2018b; Gusarov et al., 2018; Gusarov, 2019) и

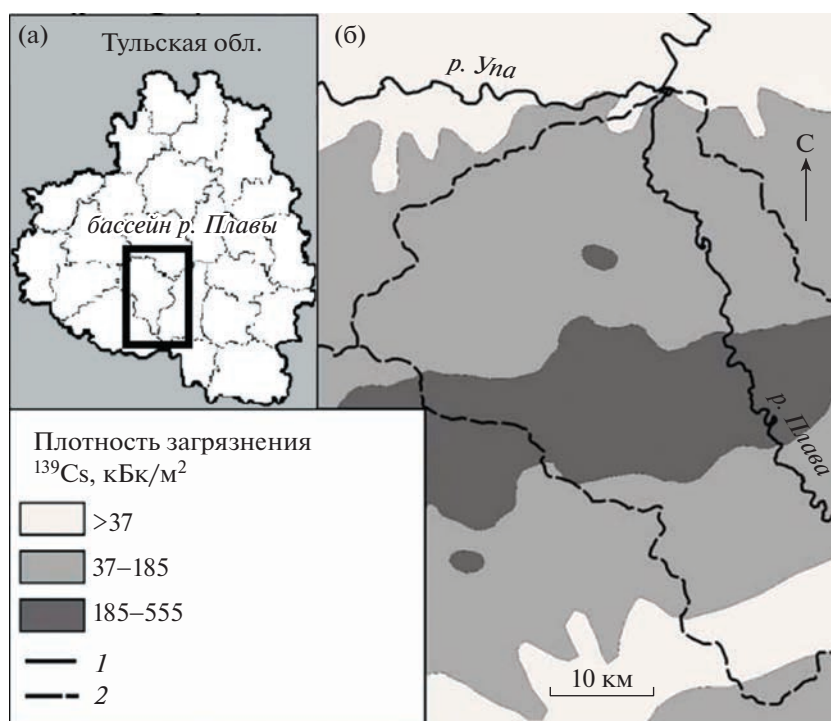


Рис. 1. Расположение бассейна р. Плавы (а) и уровень ее радиоактивного загрязнения (б) (Izrael et al., 1996).

1 – реки, 2 – граница бассейна р. Плавы.

Fig. 1. The location of the Plava River basin (a) and its level of the radioactive contamination (б) (Izrael et al., 1996).

1 – rivers, 2 – the Plava River basin boundary.

во время весеннего снеготаяния при определенных метеорологических условиях (Голосов, 2006).

Для бассейна р. Плавы густота речной сети на протяжении второй половины XX и начала XXI вв. в целом оставалась стабильной (табл. 1). В последние десятилетия даже отмечается тенденция к ее незначительному увеличению.

В формировании бассейновой составляющей стока наносов рек бассейна р. Плавы существенную роль играет процесс смыва в период весеннего снеготаяния. Одним из наиболее важных факторов талого смыва является состояние почвы на момент таяния снега (Голосов, 2006). Сравнительно теплый переход от осеннего к зимнему сезону с устойчивым снежным покровом, который наблюдается последние десятилетия, приводит к тому, что из-за отсутствия или незначительной глубины промерзания верхние горизонты почвы сохраняют высокую инфильтрационную способность. В результате при снеготаянии большая часть запасов воды в снеге фильтруется непосредственно в грунт. Такая тенденция является типичной для лесостепной зоны Восточно-Европейской равнины, особенно для последних двух десятилетий (Барабанов и др., 2018). Сокращение поверхностного стока в периоды весеннего снеготаяния приводит также к снижению продолжительности и уровней половодий на реках, что, в

свою очередь, способствует некоторому уменьшению интенсивности русловой эрозии (Голосов и др., 2020).

Стокоформирующие дождевые осадки, потенциально приводящие к смыву и наблюдающиеся в теплый период года, были подвержены значительным колебаниям. По данным метеостанции в г. Плавске, в 1986–2018 гг. суммы осадков от года к году могли отличаться более чем в два раза. Сравнительная редкость и локальный площадной

Таблица 1. Динамика густоты речной сети в бассейне р. Плавы

Table 1. Dynamics of stream network density in the Plava River basin

Период, годы	Густота речной сети	
	км/км ²	% ³
1930-е ¹	0.209	100
1940-е ¹	0.14	67
1980-е ¹	0.138	66
2000-е ²	0.151	72

Примечание. ¹ – по Golosov, Panin, 2006; ² – по результатам анализа космических снимков; ³ – за 100% принята густота речной сети в 1930-е гг.

Таблица 2. Некоторые характеристики исследованных ключевых водосборов в бассейне р. Плавы
Table 2. Some characteristics of the key catchments within the Plava River basin

Ключевой водосбор	Площадь, км ²	Распаханность, %	Длина тальвегов долинной сети, км
Лапки	2.2	87.3	2.2
Часовенков Верх	39.9	74.7	25
Верховья Локны	35.8	53.2	23
Святой Источник	1.9	69.4	1.9
Ляпуновка	6.2	79	6.1

охват выпадения экстремальных ливней указывают на то, что их вклад в сток наносов рек невелик по сравнению с талым смывом, так как большая часть продуктов ливневого смыва переоткладывается по пути транспортировки с пахотных склонов в постоянные водотоки (Голосов, 1988).

Экономический кризис начала 1990-х гг. привел к существенному сокращению площади пахотных земель в бассейне р. Плавы, и, несмотря на наличие восстановительного экономического роста, их доля продолжала плавно снижаться вплоть до середины второго десятилетия XXI века. Результаты анализа космических снимков показывают следующую динамику доли распаханной земель в земельном фонде: 1985 г. — 84.8%, 2000 г. — 61.8%, 2015 г. — 58.3%.

Типичной практикой последних лет для бассейна р. Плавы является создание новых искусственных водоемов для обеспечения нужд сельского хозяйства и местных населенных пунктов. Вместе с ранее созданными прудами они перехватывают сток наносов со склонов до его поступления в реки на значительных площадях. Наблюдения в лесостепной зоне показали, что малые искусственные водоемы перехватывают практически весь сток наносов (Прыткова, 1981). В результате в бассейне р. Плавы за пост-чернобыльский период сток наносов с 21.7% от его общей площади фактически не поступал в постоянные водотоки.

Снижению объемов наносов, транспортируемых в русла рек, также способствовали сокращение выпаса скота и восстановление естественного растительного покрова на поймах рек, что привело к преобладанию процессов аккумуляции при периодическом затоплении пойменных участков. Кроме того, большая часть наносов, смываемых с распаханых бортов речных долин, переотлагается в виде делювиальных шлейфов в тыловых частях пойменных массивов. В последние годы наиболее интенсивно аккумуляция материала, переносимого речным стоком, происходит на поверхности низкой поймы, поскольку только этот пойменный уровень регулярно затапливается (Belyaev et al., 2013a). Транспорт наносов с бортов

долины в русло реки становится возможным только при условии затопления всего днища долины в периоды высоких половодий, повторяемость которых на реках бассейна р. Упы имеет отчетливую тенденцию к снижению в последние 30 лет (Голосов и др., 2020).

Исследования баланса наносов на малых водосборах, располагающихся в центральной и южной частях бассейна р. Плавы, проводились на протяжении более двух десятилетий, начиная с 1990-х гг. (водосборы Лапки и Часовенков Верх) (рис. 2). Основной целью работ было исследование путей перераспределения наносов и связанных с этим изменений запасов ¹³⁷Cs на разных геоморфологических позициях.

Также были обследованы участки пойм р. Локны (левого притока Плавы) и самой р. Плавы. Заложённые серии площадок отбора проб отложений для определения вертикального распределения изотопа ¹³⁷Cs на различных уровнях пойм позволили получить информацию о среднемноголетних темпах накопления наносов и ¹³⁷Cs в периоды их затопления (табл. 2, рис. 2).

3. ОБЗОР ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МЕТОДОВ

В процессе исследований перераспределения наносов и ¹³⁷Cs в бассейне р. Плавы использовался комплекс методов, совместное применение которых позволяло выявлять пути транспортировки наносов с пашни в постоянные водотоки и оценивать объемы и/или массу перемещаемых и переотлагающихся наносов в пределах различных элементов рельефа.

3.1. Морфометрический анализ. Оценка различных морфометрических параметров малых водосборов с учетом доли и расположения пашни в их пределах позволяет проводить их классификацию. Для условий Среднерусской возвышенности с небольшими различиями относительных высот в пределах бассейнов малых рек такую классификацию наиболее продуктивно проводить по различным параметрам плановых очертаний балочных водосборов, а также их площади, густоте сети тальвегов и формы склонов, опреде-



Рис. 2. Расположение ключевых малых водосборов и площадок исследования пойм в бассейне р. Плавы.

1 – реки; 2 – границы ключевых водосборов; *ключевые водосборы*: 3 – Лапки, 4 – Часовенков Верх, 5 – Верховья Локны, 6 – Святой Источник, 7 – Ляпуновка; *площадки исследования пойм*: 8 – на р. Локне, 9 – на р. Плаве.

Fig. 2. The location of the small key catchments and observation sites of the flood plains.

1 – rivers; 2 – the key catchment boundaries; *key catchments*: 3 – Lapki, 4 – Chasovenkov Verkh, 5 – Upper Lokna, 6 – Svyatoi Istochnik, 7 – Lyapunovka; *floodplain observation sites*: 8 – of the Lokna River, 9 – of the Plava River.

ляющей способность концентрировать или рассеивать сток. Результаты морфометрического анализа используются для обоснования выбора репрезентативных ключевых водосборов и последующей экстраполяции результатов по оценке перераспределения наносов в их пределах на речные водосборы, не охваченные инструментальными полевыми исследованиями (Иванов и др., 2017; Gusarov et al., 2019).

3.2. Крупномасштабное геоморфологическое картографирование. Геоморфологическая карта в сочетании с картой землепользования используется в качестве основы для выбора точек отбора проб, закладки опорных разрезов и расчета площадей эрозионных и аккумулятивных элементов рельефа, ранжированных в зависимости от темпов протекающих на них процессов (Голосов, Иванова, 2000). Крупномасштабная съемка границ различных элементов рельефа с учетом границ пашни является первым этапом исследований при изучении баланса наносов, который, совместно с использованием цифровой модели рельефа (ЦМР), в дальнейшем позволяет определить пло-

щади зон сноса и аккумуляции и пути транспорта наносов в пределах малых водосборов. Фиксация границ элементов рельефа и определение точных значений высот осуществляются путем использования ручных приемников спутникового позиционирования (GPS и ГЛОНАСС), а также, при необходимости более точных измерений, проведения высокоточной геодезической съемки или съемки с беспилотных летательных аппаратов (БПЛА).

3.3. Моделирование процесса эрозии. Математическое моделирование эрозии является одним из наиболее распространенных и экономичных методов оценки темпов смыва и, при наличии возможностей модели, аккумуляции наносов. В работах на ключевых водосборах бассейна Плавы использовался ряд эрозионных моделей (Голосов, 2006; Gusarov et al., 2019; Голосов и др., 2021) иногда в сочетании друг с другом (Belyaev et al., 2012). В частности, была использована эмпирико-математическая модель (ЭММ), объединяющая в себе два уравнения (модуля) оценки расходов наносов, определяемых характером выпадающих

осадков. Для оценки потерь при ливневом и талом смыве в бассейне р. Плавы наиболее часто применялись модифицированная для условий России версия универсального уравнения эрозии почв (Ларионов, 1993) и модифицированная версия модели, разработанной в Государственном гидрологическом институте (Bobrovitskaya et al., 2002) соответственно.

Кроме того, в отдельных случаях использовалась модель *Landsoil*, которая позволяет учитывать и внутрибассейновую аккумуляцию наносов (Govers et al., 1994; Cerdan et al., 2002). По сути своей она является усовершенствованной модификацией модели *STREAM* (Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management), так как дополнительно в модель включен блок расчета темпов механической эрозии почв (Evrard et al., 2009, 2010).

3.4. Масс-балансовая оценка миграции ^{137}Cs за пост-чернобыльский период. Оценка суммарных запасов ^{137}Cs , перемещенного с обрабатываемых склонов и поступившего совместно с наносами в постоянные водотоки, производилась двумя способами, основанными на двух разных допущениях.

Первый вариант расчетов базируется на допущении о том, что перераспределение запасов ^{137}Cs , содержащихся в мобилизованном эрозионными процессами материале, происходит аналогично распределению составляющих баланса наносов, которое оценивается независимо. Таким образом, в количественном плане оценка представляет собой разделение потери запасов ^{137}Cs на обрабатываемых склонах при заданных темпах эрозии пропорционально соотношению различных составляющих баланса наносов:

$$\frac{Q}{W} = \frac{P_Q}{P_W}, \quad (1)$$

где Q – суммарная масса речного стока наносов, кг; W – суммарная масса внутрибассейновой аккумуляции, кг; P_Q – запасы ^{137}Cs в стоке наносов, Бк; P_W – запасы ^{137}Cs в переотложенных внутри бассейна наносах, Бк.

Во втором варианте используется средневзвешенная величина удельной активности ^{137}Cs в наносах, и перемещенные запасы ^{137}Cs определяются по формуле:

$$P = Q \times c, \quad (2)$$

где P – перемещенные запасы ^{137}Cs , Бк; Q – масса наносов в стоке, кг; c – средняя концентрация ^{137}Cs в стоке наносов за рассматриваемый период, Бк/кг.

При отсутствии мониторинговых наблюдений за стоком перемещаемого в постоянных водотоках совместно с наносами ^{137}Cs , отложения низкой

поймы, наиболее тесно связанные с формированием речного стока, являются единственным источником информации для оценки удельной активности в стоке за пост-чернобыльский период.

3.5. Использование различных хрономаркеров. Использование ^{137}Cs Чернобыльского происхождения в качестве маркера в зонах с высокими уровнями чернобыльского загрязнения позволяет достоверно определять темпы аккумуляции за период с мая 1986 г. на основе анализа эпюр вертикального распределения ^{137}Cs . При этом принимается допущение, что пик содержания радионуклидов маркирует положение дневной поверхности в момент атмосферных выпадений загрязнителя и при дальнейшем последовательном накоплении материала и отсутствии механических нарушений сохраняется в толще наносов (Golosov et al., 2018c). Для определения глубины залегания наиболее загрязненного материала производится послойный отбор проб из стенок разрезов, заложенных на аккумулятивных позициях. Выбирается участок стенки разреза, на котором отсутствуют видимые нарушения в сложении наносов (следы размыва, кротовины, крупные корни травянистой растительности, проникающие на большую глубину и т.п.). Отбор проб проводится с фиксированной площади (обычно 15×15 см) через 2–3 см по глубине. Такой метод позволяет минимизировать ошибки, которые возникают при отборе проб специальным пробоотборником с последующим разделением на слои в лаборатории.

Активное использование каменного угля в качестве топлива в период роста индустриального производства и развития железнодорожного транспорта привело к интенсивным выбросам в окружающую среду продуктов его сгорания (Oldfield et al., 1978), которые могут быть использованы в качестве хронологических маркеров при изучении процесса седиментации. В частности, интерес для датировки отложений представляют так называемые сферические магнитные частицы (СМЧ – Jones, Olson, 1990). В основе метода лежит предположение, что масса перераспределенного в результате эрозии магнитного трассера прямо пропорциональна массе перераспределенного почвенного материала. Было выявлено четкое сокращение содержания СМЧ в эродируемых почвах обрабатываемых склонов по сравнению с почвами склонов с ненарушенным растительным покровом, где смыва не наблюдалось (Olson, Jones, 2001). Временной охват метода магнитного трассера в бассейне р. Плавы составляет в настоящий момент около 150 лет, но использование его сильно лимитировано необходимостью расположения участка исследований вблизи железных дорог, где уголь использовался в качестве паровозного топлива. Совместное использование ме-

тодов магнитного трассера и радиоцезиевого оказалось продуктивным комплексным подходом к оценке темпов эрозии и аккумуляции (Геннадиев и др., 2005, 2010; Olson et al., 2013).

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

4.1. Трансформация радиоактивного загрязнения на склонах под воздействием эрозионно-аккумулятивных процессов. Изучение перераспределения наносов и транспортируемого совместно с ними чернобыльского ^{137}Cs в пределах склонов являлось основным направлением исследований, проводимых в первые десятилетия после аварии, поскольку позволяло выявить динамику первичной трансформации загрязнения и оценить баланс наносов на склонах и склоновых водосборах за пост-чернобыльский период. Исследованиями в середине 1990-х гг. было установлено, что 11 лет, прошедших после выпадения ^{137}Cs чернобыльского происхождения, оказалось слишком мало для существенных потерь запасов ^{137}Cs на обрабатываемых склонах, обусловленных смывом почвы. Был зафиксирован только рост запасов ^{137}Cs на локальных участках аккумуляции наносов, в днищах балок до 1.5–2 раз (Golosov et al., 1999b). Было выявлено, что системы ложбин на обрабатываемых склонах являются важнейшей артерией транспорта наносов в балочную сеть. При этом границы обрабатываемый склон/борт балки, борт балки/днище представляют собой важные рубежи переотложения наносов на пути их транспорта в днища сухих долин (Panin et al., 2001).

В дальнейшем методологическая база исследований перераспределения наносов расширялась. Совместное использование методов магнитного трассера и радиоцезиевого выявило отчетливый тренд к снижению темпов эрозии за пост-чернобыльский период на обрабатываемых склонах лесостепной зоны в сравнении со 150-летним периодом активной распашки. Основными причинами снижения является сокращение интенсивности талого стока на склонах в весеннее время и уменьшение доли пропашных культур в севооборотах по сравнению с серединой XX в. (Голосов и др., 2011). Также использование магнитного трассера показало, что внутрисклоновая аккумуляция наносов зависит от действия комплекса факторов и может проявляться на любом участке по длине склона (Геннадиев и др., 2013). Доставка наносов и ^{137}Cs за пределы распашиваемых склонов определяется не только уклоном и формой склона, но и, в значительной мере, антропогенным рельефом, в том числе напашами (пахотными валами) по границам полей. Напашы являются не только механическим препятствием для наносов, но и важным геохимическим барье-

ром на пути миграции радионуклидов (Zhidkin et al., 2020).

Потери почвы за счет смыва с пахотных склонов привели к закономерному сокращению запасов ^{137}Cs , которое было оценено на основе конверсионных моделей эрозии, увязывающих изменения запасов ^{137}Cs и темпы смыва/аккумуляции вещества (Walling, He, 1999). Расчет по пропорциональной конверсионной модели проводился в обратном порядке: полученная расчетным путем оценка темпов смыва преобразовывалась в относительные изменения запасов (Иванов и др., 2016):

$$X = \frac{10YT}{Bd}, \quad (3)$$

где X – относительное сокращение запасов ^{137}Cs , %; Y – темпы смыва/аккумуляции, т/га/год; T – количество лет; B – плотность почвы, кг/м³; d – глубина вспашки, м.

При осредненном рассчитанном по модели RUSLE значении темпов смыва 6.4 т/га/год на пахотных склонах бассейна р. Плавы (Belyaev et al., 2012), исключая сегменты бассейна, ограниченные в устьевой части искусственными водоемами (Иванов и др., 2017), максимальное значение бассейновой составляющей стока наносов оценивается в 16×10^6 т за период 1986–2012 гг. Следует отметить, что данная оценка среднегодового смыва почвы и, соответственно, суммарных потерь почвы, априори является завышенной, поскольку в своей основе содержит результаты расчетов по универсальному уравнению эрозии (USLE), не учитывающему внутрисклоновую аккумуляцию. На долю последней приходится 20–30%, а в отдельных случаях и до 50% от общего объема материала, вовлеченного в перенос склоновыми потоками (Голосов и др., 2022). Исходя из значений коэффициента доставки наносов (КДН) для склонов различной морфологии, полученных на основе обобщения ряда наблюдений (Голосов и др., 1992) и морфометрического анализа рельефа бассейна р. Плавы (Иванов и др., 2017), была оценена доля наносов, поступивших в долинную сеть, которая составила 61.6%. Таким образом, на склонах было переотложено 38.4% от всех мобилизованных наносов, что составило 6.1×10^6 т.

С использованием имеющихся крупномасштабных карт радиоактивного загрязнения и результатов полевой оценки содержания ^{137}Cs на разных элементах рельефа междуречий (Шамшурин и др., 2016) для водосбора верховий р. Локны (левобережный приток р. Плавы) были рассчитаны абсолютные потери запасов ^{137}Cs на обрабатываемых склонах. Всего за 26 лет после аварии на обрабатываемых склонах бассейна произошло перемещение порядка 12.2×10^{12} Бк запасов ^{137}Cs (в пересчете на 1986 г. с учетом радиоактивного

распада). Таким образом, даже с учетом завышенных оценок темпов смыва, среднегодовые потери запасов на склонах составили не более 0.2%.

4.2. Перераспределение наносов и связанного с ними ^{137}Cs по долинной сети. Днища сухих долин (балок), на долю которых приходится основная протяженность долинной сети бассейна р. Плавы, являются основными участками переотложения наносов, транспортируемых временными потоками с распахиваемых склонов. При этом интенсивность переотложения зависит, главным образом, от уклона днища, а также от наличия или отсутствия донного вреза (Goloso et al., 2000). Согласно оценке, произведенной для бассейна р. Плавы за период 1986–2009 гг., около 60% наносов, смытых с обрабатываемых склонов, не покидает пределы водосборов 1–3-го Хортон-порядка (Belyaev et al., 2012). Доля наносов, выносимых за пределы водосборов долин 4-го Хортон-порядка, как правило, не превышает 10% от общего объема смытых с пашни наносов (Фридман и др., 1997; Голосов, 2006; Goloso et al., 2006). КДН в системе склон – речная долина для всего бассейна р. Плавы в среднем составляет 0.27, исключая сегменты водосбора, отсеченные плотинами искусственных водоемов. Основным источником поступления материала в днища речных долин бассейна р. Плавы являются водосборы непосредственно впадающих в них малых долин 1–2-го порядка. Днища сухих долин водосборов более высоких порядков выступают в роли накопителя наносов (Иванов и др., 2017; Gusarov et al., 2019).

Рост суммарных запасов ^{137}Cs на таких аккумулятивных позициях оказывается столь значителен, что способен компенсировать потери от радиоактивного распада, хотя при этом слой с высоким содержанием ^{137}Cs перекрываются наносами с все более и более низкими концентрациями загрязнителя, поступающими с пашни (Иванов и др., 2016; Мамихин и др., 2016; Belyaev et al., 2013a). Суммарная аккумуляция в сухих долинах бассейна р. Плавы за пост-чернобыльский период составила 4.3×10^6 – 6.1×10^6 т (26.9–38.1% от общего объема смытых наносов) (Иванов, 2017).

Исследования пойменных комплексов р. Локны и Плавы показали высокую пространственную неоднородность накопления наносов и радионуклидов. Наблюдается четкое различие между темпами аккумуляции на различных уровнях поймы р. Локны. На низкой пойме, где темпы аккумуляции составили 0.3–1.1 см/год, за счет накопления загрязненных наносов суммарные запасы ^{137}Cs даже с учетом потерь от радиоактивного распада не уменьшились. На средней пойме аккумуляция за пост-чернобыльский период очень низкая в силу сокращения талого стока со склонов, и, как следствие, снижения случаев затопления этого уровня поймы в периоды форми-

рования весеннего половодья (Мамихин и др., 2016). Интенсивное накопление все менее загрязненного материала на низкой пойме р. Локны приводит к снижению мощности формируемой дозы и позитивным радиоэкологическим эффектам (Иванов и др., 2021). Схожая картина наблюдается также и на пойме р. Плавы, где наиболее активно трансформация исходного поля загрязнения происходит на уровне низкой поймы (Иванова и др., 2014). Средние темпы аккумуляции здесь несколько выше и составляют 0.7–1.4 см/год (Belyaev et al., 2013a).

4.3. Оценка суммарных поступлений ^{137}Cs с поверхности водосбора в постоянные водотоки бассейна р. Плавы. Общее поступление наносов в речные долины бассейна р. Плав за пост-чернобыльский период составило 3.8×10^6 – 5.6×10^6 т (23.5–34.7%), из которых 1.6×10^6 – 1.7×10^6 т (10–11%) аккумулировалось на поймах рек, а сток наносов по остаточному принципу может быть оценен в диапазоне значений 2.1×10^6 – 4×10^6 т (13.1–24.7%). Для формирования такого стока наносов за время после аварии на Чернобыльской АЭС одного квадратного километра бассейна р. Плав в среднем в год должно было быть снесено порядка 26.9–64.1 т. Данные значения вполне согласуются с оценкой, произведенной для дочерне-чернобыльского периода для рек лесостепной зоны с сопоставимыми размерами речных бассейнов и уровнем сельскохозяйственной нагрузки: Осетр – 17 т/км²/год; Проня – 21 т/км²/год; Ломовка – 40 т/км²/год; Выша – 43 т/км²/год; Зуша – 53 т/км²/год; Атмисс – 63 т/км²/год (Голосов, 1989). Учитывая существенное снижение поверхностного стока воды и наносов в период снеготаяния, начиная с 1990-х гг., полученные значения стока наносов представляются завышенными по сравнению с фактическими.

Суммарные выпадения ^{137}Cs в 1986 г. составили 287.9×10^{12} Бк. Согласно оценкам, представленным в табл. 3, и учитывая завышение расчетных величин смыва почв с пашни, можно утверждать, что суммарный вынос радионуклидов в составе наносов из бассейна р. Плав в приемный водоток р. Упу не превысил 0.8% от его исходных выпадений в апреле-мае 1986 г.

Масштабы перемещения радионуклидов в составе стока наносов могут быть также оценены согласно уравнению 2 в виде произведения массы стока и средней удельной активности радионуклидов. Ввиду отсутствия регулярных наблюдений за концентрацией ^{137}Cs за период после аварии были использованы значения, полученные в образцах, отобранных на низкой пойме рек Плав и Локны (Иванова и др., 2014; Belyaev et al. 2013a). Было установлено, что при средней удельной ак-

Таблица 3. Распределение запасов ^{137}Cs между различными составляющими баланса наносов бассейна р. Плавы за период 1986–2012 гг.**Table 3.** Distribution of ^{137}Cs deposits between different parts of the sediment budget of the Plava River basin over 1986–2012

Составляющая баланса наносов	Запасы ^{137}Cs , 10^{12} Бк*	Доля от мобилизованных процессами эрозии запасов, %
Смыв с обрабатываемых склонов	12.2	100
Внутрисклоновая аккумуляция	4.7	31.4
Вынос в долинную сеть	7.5	68.6
Аккумуляция в днищах сухих долин	2.9–4.2	26.9–38.1
Поступление в днища речных долин	3.3–4.6	18.8–30
Пойменная аккумуляция	2.3–3.7	10–11
Вынос за пределы бассейна р. Плавы со стоком наносов	1–2.3	8.1–19.4

Примечание. * – в перерасчете на 1986 г.

тивности 868 Бк/кг в составе стока наносов было вынесено 1.13×10^{12} – 2.69×10^{12} Бк ^{137}Cs . Это составляет 0.45–0.93% от исходных чернобыльских выпадений на территории бассейна. Можно заключить, что оценки, полученные двумя методами, в целом сопоставимы.

В обоих вариантах расчетов доля ^{137}Cs , вынесенного за пределы исследованных речных бассейнов, от общих запасов в результате чернобыльских выпадений, не превышала 1%. Столь низкая величина является вполне ожидаемой с учетом современных темпов эрозионных процессов на пашне и особенностей перераспределения наносов и переносимого совместно с ними ^{137}Cs по пути их транспортировки с пахотных склонов в постоянные водотоки, а также в связи с сокращением площадей пашни после 1991 г. Подобная ситуация прогнозировалась в середине 1990-х гг. (Литвин и др., 1996).

5. ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Перспективы дальнейших балансовых исследований с использованием в качестве трассера чернобыльского ^{137}Cs связаны с двумя обстоятельствами: растущей и совершенствующейся методической базой и интенсивной трансформацией флювиальных систем, обусловленной крупными климатическими изменениями или прямым вмешательством человека.

Хорошие результаты дают оценки перераспределения наносов на обрабатываемых склонах путем комбинирования радиоцезиевого метода с различными моделями эрозии (Golosov et al., 2013). Точность последних может быть существенно улучшена путем использования материалов дистанционного зондирования, включая получаемые самими исследователями с помощью

БПЛА, и анализа метеорологических данных, в особенности для единичных экстремальных эрозионных событий.

Классический метод отбора послойных проб с последующей транспортировкой и лабораторной обработкой образцов требует значительного времени и делает процесс получения итоговых результатов весьма продолжительным. По опыту работ в бассейне р. Плавы между сбором первичной информации и публикацией конечных результатов проходит несколько лет. В районах с высоким уровнем радиоактивного загрязнения быстрое определение содержания радионуклидов в почве *in situ* при помощи полевой спектрометрии позволяет оперативно корректировать расположение точек отбора проб в процессе полевых исследований. Определение относительного распределения запасов ^{137}Cs по почвенному профилю в конкретной точке и выделение “чернобыльского пика” дают возможность предварительной полевой оценки мощности слоя осадконакопления за пост-чернобыльский период. По опыту работ, проведенных на пойме р. Локны (Иванов и др., 2021), полевая спектрометрия значительно ускоряет процесс получения данных по сравнению с лабораторными исследованиями. Полный отказ от послойного отбора не представляется возможным в силу двух причин. Во-первых, остается необходимым определение абсолютных запасов ^{137}Cs в почве, что достижимо только при отборе образцов с фиксированной геометрией. Во-вторых, точность определения вертикального распределения ^{137}Cs при послойном пробоотборе также существенно выше. Таким образом, измерения *in situ* могут только дополнять имеющиеся методы, обеспечивая возможность оперативного получения дополнительных точек измерений с достаточно достоверно выделенной глубиной залегания “чернобыльского пика”, а также давать

обоснование для экстраполяции данных, полученных лабораторным путем.

В условиях роста антропогенной нагрузки принципиально важной является оценка эффективности почвозащитных мер (Goloso^v et al., 2008; Belyeav et al., 2009), а также продолжение детальных исследований латеральной миграции ¹³⁷Cs, поскольку ее можно рассматривать как аналог перераспределения других поллютантов, переносимых совместно с наносами (Goloso^v, 2002). По-прежнему остается количественно плохо изученным процесс транспорта и переотложения поступающих с распаханых склонов наносов в пределах границы пашни-задернованный борт долины.

Также перспективным является проведение исследований на водосборах искусственных водоемов, где баланс наносов может быть инструментально оценен, поскольку практически весь поступающий сток наносов задерживается в устьевом створе таких водосборов (Голосов и др., 2021; Belyaev et al., 2013b; Gusarov et al., 2019). Привлечение методов оценки интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов различного временного разрешения позволит проводить оценку балансов наносов для временных отрезков, выходящих за пределы пост-чернобыльского периода (Goloso^v et al., 2008).

Исследование осадконакопления в водоемах имеет, в числе прочего, и важное экологическое значение, поскольку водоемы служат накопителями связанных с наносами загрязнителей, которые могут одномоментно поступить в речную систему в случаях спуска водохранилища или разрушения плотины. Кроме того, донные отложения являются своего рода природным архивом, и их изучение позволяет отчасти компенсировать недостаток стационарных наблюдений перераспределения наносов и миграции переносимых совместно с ними загрязнителей в бассейнах малых рек (Иванов и др., 2019; Konoplev et al., 2019; Ivanov et al., 2021). Однако это несколько не уменьшает актуальность мониторинговых исследований в типичных бассейнах малых рек, подвергшихся интенсивному радиоактивному загрязнению, где изменения в интенсивности пойменного осадконакопления могут продемонстрировать влияние климатических флуктуаций и изменений в системе землепользования на функционирование речных бассейнов, как целостных геоморфологических систем.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Цикл исследований, выполненных в бассейне р. Плавы, показал, что в целом латеральная миграция радионуклидов в составе стока наносов привела к незначительным изменениям про-

странственной картины загрязнения. Сокращение запасов ¹³⁷Cs на обрабатываемых склонах междуречий под действием процессов смыва на обрабатываемых склонах за более чем четверть столетия не превысило первых процентов и оказалось в десятки раз ниже, чем потери от естественного радиоактивного распада. Из общего объема мобилизованного материала порядка трети так и не покинуло обрабатываемые склоны, отложившись преимущественно в их средней и нижних частях. Вторая треть была аккумулярована в суходольной сети, где в силу концентрации стока на сравнительно компактных площадях произошел локальный, но существенный рост запасов радионуклидов.

Оставшаяся треть, поступившая в днища долин постоянных водотоков, почти поровну распределилась между пойменной аккумуляцией и стоком наносов, прошедшим через устьевой створ. Формирование бассейновой составляющей стока наносов рек происходит преимущественно за счет звеньев флювиальной сети, непосредственно примыкающих к речным долинам. Наблюдается вполне типичная для бассейнов равнинных рек с высокой антропогенной нагрузкой ситуация, когда только малая доля от общего смыва в конечном итоге переходит в сток наносов. Этому в бассейне р. Плавы способствуют уменьшение талого смыва и относительная стабильность площади пашни, а также широкая практика создания искусственных водоемов, улавливающих наносы.

В условиях снижения уровней и продолжительности весенних половодий аккумуляция наносов, поступивших в днища речных долин с поверхности водосбора, происходит на различных уровнях пойменно-террасового комплекса, непосредственно примыкающих к бортам долины (переотлагается материал, поступающий со склоновым стоком). В постоянных водотоках в основном осуществляется транзит наносов с незначительной (по объему) аккумуляцией материала на поверхности низкой поймы.

Потери запасов ¹³⁷Cs на пахотных склонах, обусловленные современными темпами смыва, составляют около 5% (менее 0.2% ежегодно). Исходя из того, что доля стока наносов не превышает четверти от исходного количества эродированного материала, можно заключить, что за пределы бассейна р. Плавы было внесено только около 1% запасов ¹³⁷Cs, сформированных после аварии на ЧАЭС на обрабатываемых склонах. Сходная картина выявлена и для верховий бассейна р. Упы, также затронутого сильным загрязнением после аварии на ЧАЭС (Голосов и др., 2021). Однако даже такие сравнительно малые количества загрязнителей представляют потенциальную угрозу при их концентрации в чашах водоемов, откуда могут

происходить вторичные выбросы радионуклидов в речные системы в случае прорыва плотин.

БЛАГОДАРНОСТИ

Анализ существующих публикаций и результатов исследований в бассейне р. Плавы производился в рамках реализации работ по проекту РНФ № 21-77-00050. Уточнение оценки стока наносов и ^{137}Cs производилось в рамках Государственного задания Научно-исследовательской лаборатории Эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова № 121051100166-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабанов А.Т., Долгов С.В., Коронкевич Н.И., Панов В.И., Петелько А.И. Поверхностный сток и инфильтрация в почву талых вод на пашне в лесостепной и степной зонах Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 2018. № 1. С. 62–69. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18010069>
- Бойко Ф.Ф., Бутаков Г.П., Курбанова С.Г. Изменения речной сети Татарстана в XVIII–XX веках // Рациональное Использование Водных Ресурсов Республики Татарстан. Казань: Изд. Казанск. ун-та, 1993. С. 22–23.
- Геннадиев А.Н., Голосов В.Н., Чернянский С.С., Маркелов М.В., Олсон К.Р., Ковач Р.Г., Беляев В.Р. Анализ сопряженного использования радиоактивного и магнитного трассеров для количественной оценки эрозии почв // Почвоведение. 2005. № 9. С. 1080–1093.
- Геннадиев А.Н., Жидкин А.П., Олсон К.Р., Качинский В.Л. Эрозия почв в различных условиях землепользования: оценка методом магнитного трассера // Почвоведение. 2010. № 9. С. 1126–1134.
- Геннадиев А.Н., Кошовский Т.С., Жидкин А.П., Ковач Р.Г. Латеральная миграция твердофазного вещества почв в пределах ландшафтно-геохимической арены (метод магнитного трассера) // Почвоведение. 2013. № 10. С. 1–12.
- Голосов В.Н. Влияние антропогенных факторов на сток взвешенных наносов в бассейне р. Оки // География и природные ресурсы. 1989. № 3. С. 46–50.
- Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. М: ГЕОС, 2006. 296 с.
- Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы и баланс наносов в бассейне р. Протвы // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 1988. № 3. С. 19–25.
- Голосов В.Н., Геннадиев А.Н., Олсон К.Р., Маркелов М.В., Жидкин А.П., Чендев Ю.Г., Ковач Р.Г. Пространственно-временные особенности развития почвенно-эрозионных процессов в лесостепной зоне Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 2011. № 7. С. 861–869.
- Голосов В.Н., Жидкин А.П., Петелько А.И., Осипова М.С., Иванова Н.Н., Иванов М.М. Полевая верификация эрозионных моделей на основе исследований малого водосбора в бассейне р. Воробжи (Курская область) // Почвоведение. 2022. № 10. С. 1321–1338. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22100045>
- Голосов В.Н., Иванов М.М., Цыпленков А.С., Иванов М.А., Вакияма Ю., Коноплев А.В., Константинов Е.А., Иванова Н.Н. Эрозия как фактор трансформации радиоактивного загрязнения почв на водосборе Щекинского водохранилища (Тульская область) // Почвоведение. 2021. № 2. С. 247–260. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21020064>
- Голосов В.Н., Иванова Н.Н. Внутрибассейновое распределение наносов на речном водосборе: методики и проблемы изучения // Эрозия почв и русловые процессы. 2000. Т. 12. С. 215–229.
- Голосов В.Н., Иванова Н.Н., Литвин Л.Ф., Сидорчук А.Ю. Баланс наносов в речных бассейнах и деградация малых рек Русской равнины // Геоморфология. 1992. № 4. С. 69–71.
- Голосов В.Н., Кукулина Л.В., Иванов М.М., Фролова Н.Л., Иванова Н.Н., Беляев В.Р. Оценка перераспределения ^{137}Cs в пойменных отложениях реки Упы (Тульская область) после аварии на Чернобыльской АЭС // Известия РАН. Серия географическая. 2020. № 1. С. 67–79. <https://doi.org/10.31857/S2587556620010082>
- Докучаев В.В. Наши степи прежде и теперь. СПб: Типография Е. Евдокимова, 1892. 128 с.
- Иванов М.М. Эрозионно-аккумулятивные процессы как фактор трансформации поля радиоактивного загрязнения бассейна р. Плавы. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2017. 24 с.
- Иванов М.М., Голосов В.Н., Беляев В.Р. Анализ строения рельефа для оценки коэффициента доставки наносов бассейна реки Плавы (Тульская область) // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2017. № 3. С. 14–23.
- Иванов М.М., Гуринов А.Л., Иванова Н.Н., Коноплев А.В., Константинов Е.А., Кузьменкова Н.В., Терская Е.В., Голосов В.Н. Динамика накопления ^{137}Cs в донных осадках Щекинского водохранилища за постчернобыльский период // Радиационная биология. Радиоэкология. 2019. Т. 59. № 6. С. 651–663. <https://doi.org/10.1134/S0869803119060055>
- Иванов М.М., Иванова Н.Н., Голосов В.Н., Шамшурина Е.Н. Оценка накопления сорбированного изотопа ^{137}Cs в верхних звеньях флювиальной сети в зоне чернобыльского загрязнения // География и природные ресурсы. 2016. № 4. С. 156–163. [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2016-4\(156-163\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2016-4(156-163))
- Иванов М.М., Комиссарова О.Л., Кошовский Т.С., Цыпленков А.С. Применение полевой гамма-спектрометрии и дозиметрии для исследования осадконакопления на пойме малой равнинной реки в зоне радиоактивного загрязнения // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2021. № 1. С. 120–127.
- Иванова Н.Н., Шамшурина Е.Н., Голосов В.Н., Беляев В.Р., Маркелов М.В., Парамонова Т.А., Эввар О. Оценка перераспределения ^{137}Cs экзогенными процессами в днище долины р. Плева (Тульская область) после аварии на Чернобыльской АЭС // Вестник Мос-

- ковского университета. Серия 5. География. 2014. № 1. С. 24–34.
- Ковальчук И.П., Штойко П.И. Изменения речных систем Западного Подолья в XVIII–XX вв. // Геоморфология. 1992. № 2. С. 55–73.
- Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: Изд-во МГУ, 1993. 198 с.
- Литвин Л.Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: Академкнига, 2002. 255 с.
- Литвин, Л.Ф., Голосов В.Н., Добровольская Н.Г., Иванова Н.Н., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф. Перераспределение ^{137}Cs процессами водной эрозии почв // Водные ресурсы. 1996. № 3. С. 314–320.
- Мамихин С.В., Голосов В.Н., Парамонова Т.А., Шамишурина Е.Н., Иванов М.М. Вертикальное распределение ^{137}Cs в аллювиальных почвах поймы р. Локна (Тульская область) в отдаленной после аварии на ЧАЭС и его моделирование // Почвоведение. 2016. № 12. С. 1521–1533.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X16120108>
- Пространственно-временные закономерности развития современных процессов природно-антропогенной эрозии на Русской равнине / В. Н. Голосов, О. П. Ермолаев. Казань: Изд-во АН РТ, 2019. 372 с.
- Прыткова М.Ю. Осадконакопление в малых водохранилищах. Балансовые исследования. Л.: Наука, 1981. 152 с.
- Ратников А.И. Геоморфологические и агропочвенные районы Тульской области // Почвенное районирование СССР. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1960. С. 92–116.
- Фридман Ш.Д., Квасникова Е.В., Глушко О.В., Голосов В.Н., Иванова Н.Н. Миграция цезия-137 в сопряженных комплексах Среднерусской возвышенности // Метеорология и гидрология. 1997. № 5. С. 45–55.
- Чернов А.В. Современное развитие малых рек центральных районов Европейской части СССР / Малые реки центра Русской равнины, их использование и охрана. М.: МФ ГО СССР, 1988. С. 15–24.
- Шамишурина Е.Н., Голосов В.Н., Иванов М.М. Пространственно-временная реконструкция поля выпадения чернобыльского ^{137}Cs на почвенный покров в верховьях бассейна реки Локны // Радиационная биология. Радиоэкология. 2016. № 4. С. 414–425.
<https://doi.org/10.7868/S0869803116040123>
- Belyaev V.R., Golosov V.N., Kuznetsova J.S., and Markelov M.V. Quantitative assessment of effectiveness of soil conservation measures using a combination of ^{137}Cs radioactive tracer and conventional techniques // Catena. 2009. Vol. 79. Iss. 3. P. 214–227.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.05.006>
- Belyaev V.R., Golosov V.N., Markelov M.V., Evrard O., Ivanova N.N., Paramonova T.A., and Shamshurina E.N. Using Chernobyl-derived ^{137}Cs to document recent sediment deposition rates on the River Plava floodplain // Hydrological Processes. 2013a. Vol. 27. No. 6. P. 807–821.
<https://doi.org/10.1002/hyp.9461>
- Belyaev V.R., Golosov V.N., Markelov M.V., Ivanova N.N., Shamshurina E.N., and Evrard O. Effects of landuse and climate changes on small reservoir siltation in the agricultural belt of European Russia. Considering hydrological change in reservoir planning and management, proceeding of H09, IAHS-IAPSO-IASPEI assembly, Gothenburg. Sweden, Jul 2013. 2013b. P. 134–145.
- Belyaev V.R., Shamshurina E.N., Markelov M.V., Golosov V.N., Ivanova N.N., Bondarev V.P., Paramonova T.A., Evrard O., Lio Soon Shun N., Otte C., Lefevre I., and Bonte P. Quantification of river basin sediment budget based on reconstruction of the post-Chernobyl particle-bound ^{137}Cs redistribution // Erosion and sediment yields in the changing environment (proceedings of a symposium held in Chengdu, China, Oct, 2012), IAHS Publ. 356. IAHS Press, Wallingford. 2012. P. 394–403.
- Bobrovitskaya N.N. Erosion and sediment yield modelling in the former USSR // Modelling erosion, sediment transport and sediment yield. International Hydrological Programme. IHP-VI. Tech. Docs in Hydrology. 2002. No. 60. P. 31–45.
- Byrne P., Wood P.J., and Reid I. The impairment of river systems by metal mine contamination: a review including remediation options // Critical Reviews in Environmental Science and Technology. 2012. Vol. 42. Iss. 19. P. 2017–2077.
<https://doi.org/10.1080/10643389.2011.574103>
- Cerdan O., Le Bissonnais Y., Couturier A., and Saby N. Modelling interrill erosion in small cultivated catchments // Hydrological Processes. 2002. Vol. 16. Iss. 16. P. 3215–3226.
<https://doi.org/10.1002/hyp.1098>
- De Moor J.J.W. and Verstraeten G. Alluvial and colluvial sediment storage in the Geul River catchment (The Netherlands) – combining field and modelling data to construct a Late Holocene sediment budget // Geomorphology. 2008. Vol. 95. Iss. 3–4. P. 487–503.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.07.012>
- Dietrich W.E. and Dunne T. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain // Zeits. Geomorphol. Suppl. 1978. Vol. 29. P. 191–206.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029)
- Evrard O., Cerdan O., Chauvet M., Le Bissonnais Y., van Wesemael B., Raclot D., Vandaele K., Andrieux P., and Bielders C.L. Reliability of an expert-based runoff and erosion model: application of STREAM to different environments // Catena. 2009. Vol. 78. Iss. 2. P. 129–141.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.03.009>
- Evrard O., Nord G., Cerdan O., Souchère V., Le Bissonnais Y., and Bonté P. Modelling the impact of land use change and rainfall erosivity on sediment export from an agricultural catchment of the northwestern European loess belt. Agriculture // Ecosystems & Environment. 2010. Vol. 138. No. 1–2. P. 83–94.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2010.04.003>
- Golosov V. Influence of different factors on the sediment yield of the Oka basin rivers (central Russia) // IAHS PUBLICATION. 2006. Vol. 306. P. 28–36.
<https://doi.org/10.13140/2.1.2938.1446>
- Golosov V.N. Special considerations for areas affected by Chernobyl fallout // Handbook for the Assessment of

- Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides. Kluwer Academic Publishers Dordrecht, 2002. P. 165–183.
- Golosov V., Belyaev V., Kuznetsova Y., Markelov M., and Shamshurina E. Response of a small arable catchment sediment budget to introduction of soil conservation measures // *Sediment Dynamics in Changing Environments*, IAHS Publ. Vol. 325, IAHS Press: Wallingford, UK. 2008. P. 106–113.
- Golosov V.N., Belyaev V.R., and Markelov M.V. Application of Chernobyl-derived ^{137}Cs fallout for sediment redistribution studies: lessons from European Russia // *Hydrological processes*. 2013. Vol. 27. Iss. 6. P. 781–794. <https://doi.org/10.1002/hyp.9470>
- Golosov V.N. and Ivanova N.N. Some reasons of river net disappearance in conditions of intensive agriculture // *Water Resources*. 1993. Vol. 20. № 6. P. 684–689.
- Golosov V. and Ivanov M. Chapter 4: Quantitative assessment of lateral migration of the Chernobyl-derived ^{137}Cs in contaminated territories of the east European Plain // *Behavior of Radionuclides in the Environment II Chernobyl*, Singapore, 2020. P. 195–226. https://doi.org/10.1007/978-981-15-3568-0_4
- Golosov V., Ivanova N., and Kurbanova S. Influence of agricultural development and climate changes on the drainage valley density of the southern half of the Russian Plain // *International Journal of Sediment Research*. 2017. Vol. 32. Iss. 1. P. 60–72. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2016.11.002>
- Golosov V., Koiter A., Ivanov M., Maltsev K., Gusarov A., Sharifullin A., and Radchenko, I. Assessment of soil erosion rate trends in two agricultural regions of European Russia for the last 60 years // *Journal of Soils and Sediments*. 2018a. Vol. 18. No. 12. P. 3388–3403. <https://doi.org/10.1007/s11368-018-2032-1>
- Golosov V. and Panin A. Century-scale stream network dynamics in the Russian Plain in response to climate and land use change // *Catena*. 2006. Vol. 66. Iss. 1–2. P. 74–92. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.07.011>
- Golosov V.N., Panin A.V., and Markelov M.V. Chernobyl ^{137}Cs redistribution in the small basin of the Lokna river, Central Russia // *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*. 1999b. Vol. 24. Iss. 10. P. 881–885. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(99\)00130-1](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(99)00130-1)
- Golosov V.N., Panin A.V., and Walling D.E. Post-fallout redistribution of Chernobyl-derived Cs-137 in small catchments within the Lokna river basin // *The role of erosion and sediment transport in nutrient and contaminant transfer*. Canada, Waterloo, July. 2000. P. 10–14.
- Golosov V.N., Walling D.E., Konoplev A.V., Ivanov M.M., and Sharifullin A.G. Application of bomb-and Chernobyl-derived radiocaesium for reconstructing changes in erosion rates and sediment fluxes from croplands in areas of European Russia with different levels of Chernobyl fallout // *Journal of environmental radioactivity*. 2018c. Vol. 186. P. 78–89. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.06.022>
- Golosov V.N., Walling D.E., Panin A.V., Stukin E.D., Kvasnikova E.V., and Ivanova N.N. The spatial variability of Chernobyl-derived ^{137}Cs inventories in a small agricultural drainage basin in central Russia // *Applied Radiation and Isotopes*. 1999a. Vol. 51. Iss. 3. P. 341–352. [https://doi.org/10.1016/S0969-8043\(99\)00050-0](https://doi.org/10.1016/S0969-8043(99)00050-0)
- Golosov V., Yermolaev O., Litvin L., Chizhikova N., Kiryukhina Z., and Safina G. Influence of climate and land use changes on recent trends of soil erosion rates within the Russian Plain // *Land Degradation & Development*. 2018b. Vol. 29. Iss. 8. P. 2658–2667. <https://doi.org/10.1002/ldr.3061>
- Govers G., Vandaele K., Desmet P., Poesen J., and Bunte K. The role of tillage in soil redistribution on hillslopes // *European Journal of Soil Science*. 1994. Vol. 45. P. 469–478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1994.tb00532.x>
- Gusarov A.V. The impact of contemporary changes in climate and land use/cover on tendencies in water flow, suspended sediment yield and erosion intensity in the northeastern part of the Don River basin, SW European Russia // *Environmental research*. 2019. Vol. 175. P. 468–488. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2019.03.057>
- Gusarov A.V., Golosov V.N., Ivanov M.M., and Sharifullin A.G. Influence of relief characteristics and landscape connectivity on sediment redistribution in small agricultural catchments in the forest-steppe landscape zone of the Russian Plain within European Russia // *Geomorphology*. 2019. Vol. 327. P. 230–247. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.11.004>
- Gusarov A.V., Golosov V.N., and Sharifullin A.G. Contribution of climate and land cover changes to reduction in soil erosion rates within small cultivated catchments in the eastern part of the Russian Plain during the last 60 years // *Environmental research*. 2018. Vol. 167. P. 21–33. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2018.06.046>
- Hartvigsen M. Land reform and land fragmentation in central and Eastern Europe // *Land Use Policy*. 2014. Vol. 36. P. 330–341. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2013.08.016>
- Hinderer M. From gullies to mountain belts: a review of sediment budgets at various scales // *Sedimentary Geology*. 2012. Vol. 280. P. 21–59. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.009>
- Horowitz A.J. A Primer on Sediment-Trace Element Chemistry. Lewis, Michigan, 1991. 134 p.
- Ivanov M.M., Konoplev A.V., Walling D.E., Konstantinov E.A., Gurinov A.L., Ivanova N.N., Kuzmenkova N.V., Tsyplenkov A.S., Ivanov M.A., and Golosov V.N. Using reservoir sediment deposits to determine the longer-term fate of Chernobyl-derived ^{137}Cs fallout in the fluvial system // *Environmental Pollution*. 2021. Vol. 274. 116588. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2021.116588>
- Izrael Yu.A., De Cort M., Jones A.R., Nazarov I.M., Fridman Sh.D., Kvasnikova E. V., Stukin E.D., Kelly G.N., Matveenko I.I., Pokumeiko Yu.M., Tabatchnyi L.Ya., and Tsaturov Yu.Yu. The atlas of cesium-137 contamination of Europe after the Chernobyl accident. Minsk (Belarus), 1996. 1192 p.
- Jones R.L. and Olson K.R. Fly ash use as a time marker in sedimentation studies // *Soil Science Society of America Journal*. 1990. Vol. 54. Iss. 3. P. 855–859. <https://doi.org/10.2136/sssaj1990.03615995005400030040x>

- Kondolf G.M., Schmitt R.J., Carling P., Darby S., Arias M., Bizzi S., Castelletti A., Cochran T. A., Gibson S., Kumu M., Oeurng C., Rubin Z., and Wild T. Changing sediment budget of the Mekong: Cumulative threats and management strategies for a large river basin // *Science of the total environment*. 2018. Vol. 625. P. 114–134. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.361>
- Konoplev A.V., Ivanov M.M., Golosov V.N., and Konstantinov E.A. Reconstruction of long-term dynamics of Chernobyl-derived ¹³⁷Cs in the upa river using bottom sediments in the sheckino reservoir and semi-empirical modeling // *Proceedings IAHS “Land use and climate change impacts on erosion and sediment transport”*. 2019. Vol. 381. P. 95–99. <https://doi.org/10.5194/piahs-381-95-2019>
- Konoplev A., Golosov V., Laptev G., Nanba K., Onda Y., Takase T., Wakiyama Y., and Yoshimura K. Behavior of accidentally released radiocesium in soil–water environment: Looking at Fukushima from a Chernobyl perspective // *Journal of environmental radioactivity*. 2016. Vol. 151. P. 568–578. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2015.06.019>
- Litvin L.F., Zorina Y.F., Sidorchuk A.Y., Chernov A.V., and Golosov V.N. Erosion and sedimentation on the Russian Plain, part 1: contemporary processes // *Hydrological Processes*. 2003. Vol. 17. Iss. 16. P. 3335–3346. <https://doi.org/10.1002/hyp.1390>
- Macklin M.G., Brewer P.A., Hudson-Edwards K.A., Bird G., Coulthard T.J., Dennis I.A., Lechler P.J., Miller J.R., and Turner J.N. A geomorphological approach to the management of rivers contaminated by metal mining // *Geomorphology*. 2006. Vol. 79. Iss. 3–4. P. 423–447. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.024>
- Macklin M.G., Hudson-Edwards K.A., and Dawson E.J. The significance of pollution of historic metal mining in the Pennine orefields on river sediment contaminant fluxes to the North Sea // *Science of Total Environment*. 1997. Vol. 194–195. P. 391–397. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(96\)05378-8](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(96)05378-8)
- Marron D.C. Floodplain storage of mine tailings in the Belle Fourche River system: a sediment budget approach // *Earth Surface Processes and Landforms*. 1992. Vol. 17. Iss. 7. P. 675–685. <https://doi.org/10.1002/esp.3290170704>
- Miller J.R. The role of fluvial geomorphic processes in the dispersal of heavy metals from mine sites // *Journal of Geochemical Exploration*. 1997. Vol. 58. Iss. 2–3. P. 101–118. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(96\)00073-8](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(96)00073-8)
- Minella J.P., Walling D.E., and Merten G.H. Establishing a sediment budget for a small agricultural catchment in southern Brazil, to support the development of effective sediment management strategies // *Journal of Hydrology*. 2014. Vol. 519. P. 2189–2201. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.013>
- Notebaert B., Verstraeten G., Rommens T., Vanmontfort B., Govers G., and Poesen J. Establishing a Holocene sediment budget for the river Dijle // *Catena*. 2009. Vol. 77. Iss. 2. P. 150–163. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.02.001>
- Nyssen J., Poesen J., Moeyersons J., Haile M., and Deckers J. Dynamics of soil erosion rates and controlling factors in the Northern Ethiopian Highlands—towards a sediment budget // *Earth surface processes and landforms*. 2008. Vol. 33. Iss. 5. P. 695–711. <https://doi.org/10.1002/esp.1569>
- Oldfield F., Thompson R., and Barber K.E. Changing atmospheric fallout of magnetic particles recorded in recent ombrotrophic peat sections // *Science*. 1978. Vol. 199. Iss. 4329. P. 679–680. <https://doi.org/10.1126/science.199.4329.679>
- Olson K.R., Gennadiyev A.N., Zhidkin A.P., Markelov M.V., Golosov V.N., and Lang J.M. Use of magnetic tracer and radio-caesium methods to determine past cropland soil erosion amounts and rates // *Catena*. 2013. Vol. 104. P. 103–110. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.10.015>
- Olson K.R. and Jones R.L. Use of fly ash as time marker in soil erosion and sedimentation studies. Sustaining the Global Farm. 2001. P. 1059–1061.
- Panin A.V., Walling D.E., and Golosov V.N. The role of soil erosion and fluvial processes in the post-fallout redistribution of Chernobyl-derived caesium-137: a case study of the Lapki catchment, Central Russia // *Geomorphology*. 2001. Vol. 40. Iss. 3–4. P. 185–204. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00043-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00043-5)
- Sidorchuk A. Sediment Budget Change in the Fluvial System at the Central Part of the Russian Plain Due to Human Impact. Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives: Proceedings of an International Symposium Held at Exeter, UK, from 15 to 19 July 1996. IAHS. № 236. 1996. P. 445.
- Sidorchuk A.Y. and Golosov V.N. Erosion and sedimentation on the Russian Plain, II: the history of erosion and sedimentation during the period of intensive agriculture // *Hydrological processes*. 2003. Vol. 17. Iss. 16. P. 3347–3358. <https://doi.org/10.1002/hyp.1391>
- Slaymaker O. The sediment budget as conceptual framework and management tool. The interactions between sediments and water. Springer. Dordrecht, 2003. P. 71–82.
- Trimble S.W. Decreased rates of alluvial sediment storage in the Coon Creek Basin, Wisconsin, 1975–93 // *Science*. 1999. Vol. 285. Iss. 5431. P. 1244–1246. <https://doi.org/10.1126/science.285.5431.1244>
- Walling D.E. The sediment delivery problem // *Journal of hydrology*. 1983. Vol. 65. Iss. 1–3. P. 209–237. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90217-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90217-2)
- Walling D.E. Using environmental radionuclides as tracers in sediment budget investigations // *IAHS Publication*. 2003. Vol. 283. P. 57–78.
- Walling D.E. and Collins A.L. The catchment sediment budget as a management tool // *Environmental Science & Policy*. 2008. Vol. 11. Iss. 2. P. 136–143. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2007.10.004>
- Walling D.E. and He Q. Improved models for estimating soil erosion rates from cesium-137 measurements // *American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, and Soil Science Society of America*. 1999. Vol. 28. Iss. 2. P. 611–622. <https://doi.org/10.2134/jeq1999.00472425002800020027x>
- Walling D.E., Owens P.N., Carter J., Leeks G.J.L., Lewis S., Meharg A.A., and Wright J. Storage of sediment-associated nutrients and contaminants in river channel and

- floodplain systems // *Applied geochemistry*. 2003. Vol. 18. Iss. 2. P. 195–220. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(02\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(02)00121-X)
- Wang Z. Y., Li Y., and He Y. Sediment budget of the Yangtze River // *Water Resources Research*. 2007. Vol. 43. Iss. 4. W04401. <https://doi.org/10.1029/2006WR005012>
- Zhidkin A. P., Shamshurina E. N., Golosov V. N., Komissarov M. A., Ivanova N. N., and Ivanov M. M. Detailed study of post-Chernobyl Cs-137 redistribution in the soils of a small agricultural catchment (Tula region, Russia) // *Journal of Environmental Radioactivity*. 2020. Vol. 223. 106386. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2020.106386>

THE SEDIMENT BUDGET AND MIGRATION OF ^{137}Cs IN CHERNOBYL AFFECTED AREA: 30 YEARS OF INVESTIGATIONS IN THE PLAVA RIVER BASIN, TULA REGION¹

M. M. Ivanov^{a,b,#}, V. N. Golosov^{a,b}, and N. N. Ivanova^a

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

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

[#]*E-mail: ivanovm@bk.ru*

The Plava River basin (Tula region) is considered the most polluted with Chernobyl fallout region in Russian Federation. Detailed studies of sediment redistribution and migration of ^{137}Cs produced by Chernobyl were conducted in the basin. The article provides an overview of results from various studies conducted during the last 30 years estimating the rate of erosion and sediment redistribution based on different methodology including ^{137}Cs . Sediment budgets for different parts of the fluvial network were developed based on estimated rates of erosion and accumulation of sediments within the Plava River basin for the post-Chernobyl period. It has been established that eroded from agricultural fields sediments accumulate on the slopes of interfluvies (38.4%) and in the bottoms of dry valleys (27–38%). Part of the sediment delivered by slope runoff and temporary watercourses from the slopes of the interfluvies to the bottoms of river valleys was redeposited on river floodplains (10–11%), and the remaining part (13.1–24.7%) passed into the river sediment load. The value of basin contribution of sediments to the Plava River sediment runoff is somewhat overestimated due to the specifics of the erosion models used to calculate soil erosion from arable land. It has been established that for the period of more than 25 years since the Chernobyl accident, 5% of ^{137}Cs deposits were lost due to soil erosion (less than 0.2% annually). According to evaluated sediment budget, only a quarter of mobilized material leaves basin as a sediment yield. Thus, only about 1% of the initial ^{137}Cs fallout was removed from the Plava basin. The perspective directions for research on sediment redistribution in the plain river basins located in the temperate zone using ^{137}Cs as a technogenic tracer are outlined.

Keywords: erosion and deposition processes, radiocesium method, ^{137}Cs , Chernobyl contamination, fluvial geomorphology

ACKNOWLEDGEMENTS

The analysis of existing publications and research results in the basin of the Plava River was carried out as part of the implementation of the work on the project of the Russian Scientific Foundation No. 21-77-00050. The assessment of sediment and ^{137}Cs yield was carried out within the framework of the State Task of the Research Laboratory of Soil Erosion and Channel Processes named after N. I. Makkaev, Faculty of Geography of Lomonosov Moscow State University No. 121051100166-4.

REFERENCES

- Barabanov A. T., Dolgov S. V., Koronkevich N. I., Panov V. I., and Petel'ko A. I. Surface runoff and snowmelt infiltration into the soil on plowlands in the forest-steppe and steppe zones of the East European Plain. *Eurasian soil science*. 2018. Vol. 51. Iss. 1. P. 66–72. <https://doi.org/10.1134/S1064229318010039>
- Belyaev V. R., Golosov V. N., Kuznetsova J. S., and Markelov M. V. Quantitative assessment of effectiveness of soil conservation measures using a combination of ^{137}Cs radioactive tracer and conventional techniques. *Catena*. 2009. Vol. 79. Iss. 3. P. 214–227. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.05.006>
- Belyaev V. R., Golosov V. N., Markelov M. V., Evrard O., Ivanova N. N., Paramonova T. A., and Shamshurina E. N. Using Chernobyl-derived ^{137}Cs to document recent sediment deposition rates on the River Plava floodplain. *Hydrological Processes*. 2013a. Vol. 27. No. 6. P. 807–821. <https://doi.org/10.1002/hyp.9461>
- Belyaev V. R., Golosov V. N., Markelov M. V., Ivanova N. N., Shamshurina E. N., and Evrard O. Effects of landuse and climate changes on small reservoir siltation in the agricultural belt of European Russia. Considering hy-
- Barabanov A. T., Dolgov S. V., Koronkevich N. I., Panov V. I., and Petel'ko A. I. Surface runoff and snowmelt infiltration into the soil on plowlands in the forest-steppe and steppe zones of the East European Plain. *Eurasian soil*

¹ For citation: Ivanov M. M., Golosov V. N., and Ivanova N. N. 2023. The sediment budget and migration of ^{137}Cs in Chernobyl affected area: 30 years of investigations in the Plava River basin, Tula region. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*, vol. 54, no. 1, pp. 55–73 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S0435428123010054>; <https://elibrary.ru/GQAUPI>

- drological change in reservoir planning and management, proceeding of H09, IAHS-IAPSO-IASPEI assembly, Gothenburg, Sweden, Jul 2013. 2013b. P. 134–145.
- Belyaev V.R., Shamshurina E.N., Markelov M.V., Golosov V.N., Ivanova N.N., Bondarev V.P., Paramonova T.A., Evrard O., Lio Soon Shun N., Ottle C., Lefevre I., and Bonte P. Quantification of river basin sediment budget based on reconstruction of the post-Chernobyl particle-bound ^{137}Cs redistribution. Erosion and sediment yields in the changing environment (proceedings of a symposium held in Chengdu, China, Oct, 2012), IAHS Publ. 356. IAHS Press, Wallingford. 2012. P. 394–403.
- Bobrovitskaya N.N. Erosion and sediment yield modelling in the former USSR. Modelling erosion, sediment transport and sediment yield. International Hydrological Programme. IHP-VI. Tech. Docs in Hydrology. 2002. No. 60. P. 31–45.
- Boiko F.F., Boutakov G.P., and Kourbanova S.G. Changes in the river network of the Tatarstan in XVIII–XX centuries. *Ratsional'noe ispol'zovanie vodnykh resursov Respubliki Tatarstan*. Kazan': The Kazan' University (Publ.), 1993. P. 22–23. (in Russ.)
- Byrne P., Wood P. J., and Reid I. The impairment of river systems by metal mine contamination: a review including remediation options. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*. 2012. Vol. 42. Iss. 19. P. 2017–2077.
<https://doi.org/10.1080/10643389.2011.574103>
- Cerdan O., Le Bissonnais Y., Couturier A., and Saby N. Modelling interrill erosion in small cultivated catchments. *Hydrological Processes*. 2002. Vol. 16. Iss. 16. P. 3215–3226.
<https://doi.org/10.1002/hyp.1098>
- Chernov A.V. Modern development of a small rivers in the central part of the European Russia. *Malye reki tsentra Russkoi ravniny, ikh ispol'zovanie i okhrana*. M.: MF GO SSSR (Publ.), 1988. P. 15–24. (in Russ.)
- De Moor J.J. W. and Verstraeten G. Alluvial and colluvial sediment storage in the Geul River catchment (The Netherlands) – combining field and modelling data to construct a Late Holocene sediment budget. *Geomorphology*. 2008. Vol. 95. Iss. 3–4. P. 487–503.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.07.012>
- Dietrich W.E., Dunne T. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Zeits. Geomorphol. Supp.* 1978. Vol. 29. P. 191–206.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029)
- Dokuchaev V.V. *Nashi stepi prezhde i teper'* (Our steppes before and now). SPB: Typography of E. Evdokimov (Publ.), 1892. 128 p. (in Russ.)
- Evrard O., Cerdan O., Chauvet M., Le Bissonnais Y., van Wesemael B., Raclot D., Vandaele K., Andrieux P., and Biolders C.L. Reliability of an expert-based runoff and erosion model: application of STREAM to different environments. *Catena*. 2009. Vol. 78. Iss. 2. P. 129–141.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.03.009>
- Evrard O., Nord G., Cerdan O., Souchère V., Le Bissonnais Y., and Bonté P. Modelling the impact of land use change and rainfall erosivity on sediment export from an agricultural catchment of the northwestern European loess belt. Agriculture. *Ecosystems & Environment*. 2010. Vol. 138. No. 1–2. P. 83–94.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2010.04.003>
- Fridman Sh.D., Kvasnikova E.V., Golosov V.N., and Ivanova N.N. Caesium-137 migration in the geographical complexes of the central Russian hills. *Russian Meteorology and Hydrology*. 1997. No. 5. P. 45–55.
- Gennadiyev A.N., Golosov V.N., Chernyanskii S.S., Markelov M.V., Olson K.P., Kovach R.G., and Belyaev V.R. The concurrent use of radioactive and magnetic tracers for soil erosion quantification. *Eurasian Soil Science*. 2005. Vol. 38. Iss. 9. P. 954–965.
- Gennadiyev A.N., Koshovskii T.S., Zhidkin A.P., and Kovach R.G. Lateral migration of soil solid-phase material within a landscape-geochemical arena detected using the magnetic tracer method. *Eurasian soil science*. 2013. Vol. 46. Iss. 10. P. 983–993.
<https://doi.org/10.1134/S1064229313100037>
- Gennadiyev A.N., Zhidkin A.P., Olson K.R., and Kachinskii V.L. Soil erosion under different land uses: Assessment by the magnetic tracer method. *Eurasian Soil Science*. 2010. Vol. 43. Iss. 9. P. 1047–1054.
<https://doi.org/10.1134/S1064229310090127>
- Golosov V., Belyaev V., Kuznetsova Y., Markelov M., and Shamshurina E. Response of a small arable catchment sediment budget to introduction of soil conservation measures. Sediment Dynamics in Changing Environments, IAHS Publ. Vol. 325. IAHS Press: Wallingford, UK. 2008. P. 106–113.
- Golosov V.N. Erosion and accumulation processes in the basin of the Protva River. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 1988. No. 3. P. 19–25. (in Russ.)
- Golosov V.N. Influence of anthropogenic factors on sediment yield of the rivers of the Oka basin. *Geografiya i prirodnye resursy*. 1989. No. 3. P. 46–50. (in Russ.)
- Golosov V.N. Special considerations for areas affected by chernobyl fallout. Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides. Kluwer Academic Publishers Dordrecht. 2002. P. 165–183.
- Golosov V.N. *Erozionno-akkumulyativnye protsessy v rechnykh basseynakh osvoennykh ravnin* (Erosion and deposition processes in the river basins of cultivated plains). M: GEOS (Publ.), 2006. 296 p. (in Russ.)
- Golosov V. Influence of different factors on the sediment yield of the Oka basin rivers (central Russia). *IAHS PUBLICATION*. 2006. Vol. 306. P. 28–36.
<https://doi.org/10.13140/2.1.2938.1446>
- Golosov V.N., Belyaev V.R., and Markelov M.V. Application of Chernobyl-derived ^{137}Cs fallout for sediment redistribution studies: lessons from European Russia. *Hydrological processes*. 2013. Vol. 27. Iss. 6. P. 781–794.
<https://doi.org/10.1002/hyp.9470>
- Golosov V.N., Gennadiyev A.N., Olson K.R., Markelov M.V., Zhidkin A.P., Chendev Yu.G., and Kovach R.G. Spatial and temporal features of soil erosion in the forest-steppe zone of the East-European Plain. *Eurasian Soil Science*. 2011. Vol. 44. Iss. 7. P. 794–801.
<https://doi.org/10.1134/S1064229311070064>
- Golosov V. and Ivanov M. Chapter 4: Quantitative assessment of lateral migration of the Chernobyl-derived

- ^{137}Cs in contaminated territories of the east European Plain. Behavior of Radionuclides in the Environment II Chernobyl, Singapore, 2020. P. 195–226.
https://doi.org/10.1007/978-981-15-3568-0_4
- Golosov V.N., Ivanov M.M., Tsyplenkov A.S., Ivanov M.A., Wakiyama Y., Konoplev A.V., Konstantinov E.A., and Ivanova N.N. Erosion as a Factor of Transformation of Soil Radioactive Contamination in the Basin of the Shchekino Reservoir (Tula Region). *Eurasian Soil Science*. 2021. Vol. 54. Iss. 2. P. 291–303.
<https://doi.org/10.1134/S106422932102006X>
- Golosov V.N. and Ivanova N.N. Intrabasin distribution of sediments within river catchment: methods and research issues. *Erozia pochv i ruslovye protsessy*. 2000. Iss. 12. P. 215–229. (in Russ.)
- Golosov V.N. and Ivanova N.N. Some reasons of river net disappearance in conditions of intensive agriculture. *Water Resources*. 1993. Vol. 20. No. 6. P. 684–689.
- Golosov V., Ivanova N., and Kurbanova S. Influence of agricultural development and climate changes on the drainage valley density of the southern half of the Russian Plain. *International Journal of Sediment Research*. 2017. Vol. 32. Iss. 1. P. 60–72.
<https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2016.11.002>
- Golosov V.N., Ivanova N.N., Litvin L.F., and Sidorchuk A.Yu. Sediment budget in river basins and small river aggradation. *Geomorfologiya*. 1992. No. 4. P. 62–71. (in Russ.)
- Golosov V., Koiter A., Ivanov M., Maltsev K., Gusarov A., Sharifullin A., and Radchenko, I. Assessment of soil erosion rate trends in two agricultural regions of European Russia for the last 60 years. *Journal of Soils and Sediments*. 2018a. Vol. 18. No. 12. P. 3388–3403.
<https://doi.org/10.1007/s11368-018-2032-1>
- Golosov V.N., Kuksina L.V., Ivanov M.M., Frolova N.L., Ivanova N.N., and Belyaev V.R. Evaluation of ^{137}Cs redistribution in the floodplain sediment of the Upa River (Tula oblas) after the Chernobyl accident. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. 2020. No. 1. P. 114–126.
<https://doi.org/10.31857/S2587556620010082>
- Golosov V. and Panin A. Century-scale stream network dynamics in the Russian Plain in response to climate and land use change. *Catena*. 2006. Vol. 66. Iss. 1–2. P. 74–92.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.07.011>
- Golosov V.N., Panin A.V., and Markelov M.V. Chernobyl ^{137}Cs redistribution in the small basin of the Lokna river, Central Russia. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*. 1999b. Vol. 24. Iss. 10. P. 881–885.
[https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(99\)00130-1](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(99)00130-1)
- Golosov V.N., Panin A.V., and Walling D.E. Post-fallout redistribution of Chernobyl-derived Cs-137 in small catchments within the Lokna river basin. The role of erosion and sediment transport in nutrient and contaminant transfer. Canada, Waterloo, July. 2000. P. 10–14.
- Golosov V.N., Walling D.E., Konoplev A.V., Ivanov M.M., and Sharifullin A.G. Application of bomb-and Chernobyl-derived radiocaesium for reconstructing changes in erosion rates and sediment fluxes from croplands in areas of European Russia with different levels of Chernobyl fallout. *Journal of environmental radioactivity*. 2018c. Vol. 186. P. 78–89.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.06.022>
- Golosov V.N., Walling D.E., Panin A.V., Stukin E.D., Kvasnikova E.V., and Ivanova N.N. The spatial variability of Chernobyl-derived ^{137}Cs inventories in a small agricultural drainage basin in central Russia. *Applied Radiation and Isotopes*. 1999a. Vol. 51. Iss. 3. P. 341–352.
[https://doi.org/10.1016/S0969-8043\(99\)00050-0](https://doi.org/10.1016/S0969-8043(99)00050-0)
- Golosov V.N. and Yermolayev O.P. (Eds). *Prostranstvenno-vremennye zakonomernosti razvitiya sovremennykh protsessov prirodno-antropogennoi erozii na Russkoi ravnine* (Spatio-temporal patterns of contemporary processes dynamics of natural and human-induced erosion on agricultural lands of the Russian Plain). Kazan: AN RT (Publ.), 2019. 372 p. (in Russ.)
- Golosov V., Yermolaev O., Litvin L., Chizhikova N., Kiryukhina Z., and Safina G. Influence of climate and land use changes on recent trends of soil erosion rates within the Russian Plain. *Land Degradation & Development*. 2018b. Vol. 29. Iss. 8. P. 2658–2667.
<https://doi.org/10.1002/ldr.3061>
- Golosov V.N., Zhidkin A.P., Petelko A.I., Osipova M.S., Ivanova N.N., and Ivanov M.M. *Polevaya verifikatsiya erozionnykh modelei na osnove issledovaniy malogo vodoshora v basseine r. Vorobzhi (Kurskaya oblast')* (Field verification of the erosion models based on the exploration of a little catchment int Vorobzha River basin (Kursk Oblast)). *Eurasian Soil Science*. 2022. Iss. 10. P. 1321–1338.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22100045>
- Govers G., Vandaele K., Desmet P., Poesen J., and Bunte K. The role of tillage in soil redistribution on hillslopes. *European Journal of Soil Science*. 1994. Vol. 45. P. 469–478.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1994.tb00532.x>
- Gusarov A.V. The impact of contemporary changes in climate and land use/cover on tendencies in water flow, suspended sediment yield and erosion intensity in the northeastern part of the Don River basin, SW European Russia. *Environmental research*. 2019. Vol. 175. P. 468–488. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2019.03.057>
- Gusarov A.V., Golosov V.N., Ivanov M.M., and Sharifullin A.G. Influence of relief characteristics and landscape connectivity on sediment redistribution in small agricultural catchments in the forest-steppe landscape zone of the Russian Plain within European Russia. *Geomorphology*. 2019. Vol. 327. P. 230–247.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.11.004>
- Gusarov A.V., Golosov V.N., and Sharifullin A.G. Contribution of climate and land cover changes to reduction in soil erosion rates within small cultivated catchments in the eastern part of the Russian Plain during the last 60 years. *Environmental research*. 2018. Vol. 167. P. 21–33.
<https://doi.org/10.1016/j.envres.2018.06.046>
- Hartvigsen M. Land reform and land fragmentation in central and Eastern Europe. *Land Use Policy*. 2014. Vol. 36. P. 330–341.
<https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2013.08.016>
- Hinderer M. From gullies to mountain belts: a review of sediment budgets at various scales. *Sedimentary Geology*. 2012. Vol. 280. P. 21–59.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.009>

- Horowitz A.J. *A Primer on Sediment-Trace Element Chemistry*. Lewis, Michigan, 1991. 134 p.
- Ivanov M.M. *Erozionno-accumulyativnye protsessy kak faktor transformatsii polya radioaktivnogo zagryazneniya basseina r. Plavy* (Erosion and accumulation processes as a factor transformation of radioactive contamination of the Plava River basin) PhD thesis. Moscow: MSU (Publ.), 2017. 24 p. (in Russ.)
- Ivanov M.M., Golosov V.N., and Belyaev V.R. Analysis of topography structure for the evaluation of sediment delivery ratio within Plava River basin (Tula oblast). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2017. No. 3. P. 14–22. (in Russ.)
- Ivanov M.M., Gurinov A.L., Ivanova N.N., Konoplev A.V., Konstantinov E.A., Kuzmenkova N.V., Terskaya E.V., and Golosov V.N. Dynamics of ^{137}Cs accumulation in the bottom sediments of the Shekino Reservoir during post-Chernobyl period. *Radiatsionnaya biologiya. Radioekologiya*. 2019. Vol. 59. No. 6. P. 656–668. (in Russ.)
- Ivanov M.M., Ivanova N.N., Golosov V.N., and Shamshurina E.N. Assessing the accumulation of sorbed isotope ^{137}Cs within the upper components of the fluvial network in the zone of Chernobyl contamination. *Geography and Natural Resources*. 2016. Vol. 37. Iss. 4. P. 355–361.
<https://doi.org/10.1134/S1875372816040107>
- Ivanov M.M., Komissarova O.L., Koshovskyi T.S., and Tsyplenkov A.S. Application of field gamma-spectrometry and dosimetry to study sedimentation on the floodplain of a small plain river in the zone of radioactive contamination. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2021. No. 1. P. 120–127. (in Russ.)
- Ivanov M.M., Konoplev A.V., Walling D.E., Konstantinov E.A., Gurinov A.L., Ivanova N.N., Kuzmenkova N.V., Tsyplenkov A.S., Ivanov M.A., and Golosov V.N. Using reservoir sediment deposits to determine the longer-term fate of Chernobyl-derived ^{137}Cs fallout in the fluvial system. *Environmental Pollution*. 2021. Vol. 274. 116588. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2021.116588>
- Ivanova N.N., Shamshurina E.N., Golosov V.N., Belyaev V.R., Markelov M.V., Paramonova T.A., and Evrad O. Assessment of ^{137}Cs redistribution by exogenic processes in the Plava River valley bottom (Tula oblast) after the Chernobyl accident. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2014. No. 1. P. 24–34. (in Russ.)
- Izrael Yu.A., De Cort M., Jones A.R., Nazarov I.M., Fridman Sh.D., Kvasnikova E.V., Stukin E.D., Kelly G.N., Matveenko I.I., Pokumeiko Yu.M., Tabatchnyi L.Ya., and Tsaturov Yu.Yu. *The atlas of cesium-137 contamination of Europe after the Chernobyl accident*. Minsk (Belarus), 1996. 1192 p.
- Jones R.L., Olson K.R. Fly ash use as a time marker in sedimentation studies. *Soil Science Society of America Journal*. 1990. Vol. 54. Iss. 3. P. 855–859.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1990.03615995005400030040x>
- Kondolf G.M., Schmitt R.J., Carling P., Darby S., Arias M., Bizzi S., Castelletti A., Cochrane T. A., Gibson S., Kumm M., Oeurng C., Rubin Z., and Wild T. Changing sediment budget of the Mekong: Cumulative threats and management strategies for a large river basin. *Science of the total environment*. 2018. Vol. 625. P. 114–134.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.361>
- Konoplev A., Golosov V., Laptev G., Nanba K., Onda Y., Takase T., Wakiyama Y., and Yoshimura K. Behavior of accidentally released radiocesium in soil–water environment: Looking at Fukushima from a Chernobyl perspective. *Journal of environmental radioactivity*. 2016. Vol. 151. P. 568–578.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2015.06.019>
- Konoplev A.V., Ivanov M.M., Golosov V.N., and Konstantinov E.A. Reconstruction of long-term dynamics of Chernobyl-derived ^{137}Cs in the upa river using bottom sediments in the shekino reservoir and semi-empirical modeling. Proceedings IAHS “Land use and climate change impacts on erosion and sediment transport”. 2019. Vol. 381. P. 95–99.
<https://doi.org/10.5194/piahs-381-95-2019>
- Koval’chuk I.P., Shtoiko P.I. Changes in river systems of the Zapadnoye Podolye in XVIII–XX centuries. *Geomorfologiya*. 1992. No. 2. P. 55–73. (in Russ.)
- Larionov G.A. *Eroziya i deflyatsiya pochv: osnovnye zakonomernosti i kolichestvennye otsenki* (Erosion and deflation of soils: basic patterns and assessments). M.: MGU (Publ.), 1993. 198 p. (in Russ.)
- Litvin L.F. *Geografiya erozii pochv selskokhozyaistvennykh zemel’ Rossii* (Geography of soil erosion on agricultural lands of Russia). M.: Akademkniga (Publ.), 255 p. (in Russ.)
- Litvin L.F., Golosov V.N., Doborvolskaya N.G., Ivanova N.N., Kyrukhina Z.P., and Krasnov S.F. The redistribution of ^{137}Cs by water erosion of soils. *Vodnye resursy*. 1996. No. 3. P. 314–320. (in Russ.)
- Litvin L.F., Zorina Y.F., Sidorchuk A.Y., Chernov A.V., and Golosov V.N. Erosion and sedimentation on the Russian Plain, part 1: contemporary processes. *Hydrological Processes*. 2003. Vol. 17. Iss. 16. P. 3335–3346.
<https://doi.org/10.1002/hyp.1390>
- Macklin M.G., Brewer P.A., Hudson-Edwards K.A., Bird G., Coulthard T.J., Dennis I.A., Lechler P.J., Miller J.R., and Turner J.N. A geomorphological approach to the management of rivers contaminated by metal mining. *Geomorphology*. 2006. Vol. 79. Iss. 3–4. P. 423–447.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.024>
- Macklin M.G., Hudson-Edwards K.A., and Dawson E.J. The significance of pollution of historic metal mining in the Pennine orefields on river sediment contaminant fluxes to the North Sea. *Science of Total Environment*. 1997. Vol. 194–195. P. 391–397.
[https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(96\)05378-8](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(96)05378-8)
- Mamikhin S.V., Golosov V.N., Paramonova T.A., Shamshurina E.N., and Ivanov M.M. Vertical distribution of ^{137}Cs in alluvial soils of the Lokna River floodplain (Tula oblast) long after the Chernobyl accident and its simulation. *Eurasian Soil Science*. 2016. Vol. 49. Iss. 12. P. 1432–1442.
<https://doi.org/10.1134/S1064229316120103>
- Marron D.C. Floodplain storage of mine tailings in the Belle Fourche River system: a sediment budget approach. *Earth Surface Processes and Landforms*. 1992. Vol. 17. Iss. 7. P. 675–685.
<https://doi.org/10.1002/esp.3290170704>

- Miller J.R. The role of fluvial geomorphic processes in the dispersal of heavy metals from mine sites. *Journal of Geochemical Exploration*. 1997. Vol. 58. Iss. 2–3. P. 101–118.
[https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(96\)00073-8](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(96)00073-8)
- Minella J.P., Walling D.E., and Merten G.H. Establishing a sediment budget for a small agricultural catchment in southern Brazil, to support the development of effective sediment management strategies. *Journal of Hydrology*. 2014. Vol. 519. P. 2189–2201.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.013>
- Notebaert B., Verstraeten G., Rommens T., Vanmontfort B., Govers G., and Poesen J. Establishing a Holocene sediment budget for the river Dijle. *Catena*. 2009. Vol. 77. Iss. 2. P. 150–163.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.02.001>
- Nyssen J., Poesen J., Moeyersons J., Haile M., and Deckers J. Dynamics of soil erosion rates and controlling factors in the Northern Ethiopian Highlands—towards a sediment budget. *Earth surface processes and landforms*. 2008. Vol. 33. Iss. 5. P. 695–711.
<https://doi.org/10.1002/esp.1569>
- Oldfield F., Thompson R., and Barber K.E. Changing atmospheric fallout of magnetic particles recorded in recent ombrotrophic peat sections. *Science*. 1978. Vol. 199. Iss. 4329. P. 679–680.
<https://doi.org/10.1126/science.199.4329.679>
- Olson K.R., Gennadiyev A.N., Zhidkin A.P., Markelov M.V., Golosov V.N., and Lang J.M. Use of magnetic tracer and radio-caesium methods to determine past cropland soil erosion amounts and rates. *Catena*. 2013. Vol. 104. P. 103–110.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.10.015>
- Olson K.R., Jones R.L. Use of fly ash as time marker in soil erosion and sedimentation studies. Sustaining the Global Farm. 2001. P. 1059–1061.
- Panin A.V., Walling D.E., and Golosov V.N. The role of soil erosion and fluvial processes in the post-fallout redistribution of Chernobyl-derived caesium-137: a case study of the Lapki catchment, Central Russia. *Geomorphology*. 2001. Vol. 40. Iss. 3–4. P. 185–204.
[https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00043-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00043-5)
- Prytkova M.Ya. *Osadkonakoplenie v malykh vodokhranilishchakh. Balansovye issledovaniya* (Sedimentation in small reservoirs. Balance studies). L.: Nauka (Publ.), 1981. 152 p. (in Russ.)
- Ratnikov A.I. Geomorphic and agro-pedologic zones of Tula region. *Pochvennoe raionirovanie SSSR*. Iss. 1. M.: MGU (Publ.), 1960. P. 92–116. (in Russ.)
- Shamshurina E.N., Golosov V.N., and Ivanov M.M. Spatial-temporal reconstruction of Chernobyl-derived Cs fallout on the soil cover in the upper reach of the Lokna River. *Radiatsionnaya biologiya. Radioecology*. 2016. No. 4. P. 414–425. (in Russ.)
<https://doi.org/10.7868/S0869803116040123>
- Sidorchuk A. Sediment Budget Change in the Fluvial System at the Central Part of the Russian Plain Due to Human Impact. Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives: Proceedings of an International Symposium Held at Exeter, UK, from 15 to 19 July 1996. IAHS. No. 236. 1996. P. 445.
- Sidorchuk A.Y. and Golosov V.N. Erosion and sedimentation on the Russian Plain, II: the history of erosion and sedimentation during the period of intensive agriculture. *Hydrological processes*. 2003. Vol. 17. Iss. 16. P. 3347–3358.
<https://doi.org/10.1002/hyp.1391>
- Slaymaker O. The sediment budget as conceptual framework and management tool. The interactions between sediments and water. Springer. Dordrecht, 2003. P. 71–82.
- Trimble S.W. Decreased rates of alluvial sediment storage in the Coon Creek Basin, Wisconsin, 1975–93. *Science*. 1999. Vol. 285. Iss. 5431. P. 1244–1246.
<https://doi.org/10.1126/science.285.5431.1244>
- Walling D.E. The sediment delivery problem. *Journal of hydrology*. 1983. Vol. 65. Iss. 1–3. P. 209–237.
[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90217-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90217-2)
- Walling D.E. Using environmental radionuclides as tracers in sediment budget investigations. *IAHS Publication*. 2003. Vol. 283. P. 57–78.
- Walling D.E., Collins A.L. The catchment sediment budget as a management tool. *Environmental Science & Policy*. 2008. Vol. 11. Iss. 2. P. 136–143.
<https://doi.org/10.1016/j.envsci.2007.10.004>
- Walling D.E., He Q. Improved models for estimating soil erosion rates from cesium-137 measurements. *American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, and Soil Science Society of America*. 1999. Vol. 28. Iss. 2. P. 611–622.
<https://doi.org/10.2134/jeq1999.00472425002800020027x>
- Walling D.E., Owens P.N., Carter J., Leeks G.J.L., Lewis S., Meharg A.A., and Wright J. Storage of sediment-associated nutrients and contaminants in river channel and floodplain systems. *Applied geochemistry*. 2003. Vol. 18. Iss. 2. P. 195–220.
[https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(02\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(02)00121-X)
- Wang Z.Y., Li Y., and He Y. Sediment budget of the Yangtze River. *Water Resources Research*. 2007. Vol. 43. Iss. 4. W04401.
<https://doi.org/10.1029/2006WR005012>
- Zhidkin A.P., Shamshurina E.N., Golosov V.N., Komissarov M.A., Ivanova N.N., and Ivanov M.M. Detailed study of post-Chernobyl Cs-137 redistribution in the soils of a small agricultural catchment (Tula region, Russia). *Journal of Environmental Radioactivity*. 2020. Vol. 223. 106386.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2020.106386>

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.89+902.26+562/569

КОСИНСКИЕ МЕЗОЛИТИЧЕСКИЕ СТОЯНКИ В КОНТЕКСТЕ ИСТОРИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ВЕРХНЕГО ПРИКАМЬЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ[#]

© 2023 г. Д. А. Демаков^{1,*}, Е. Л. Лычагина^{1,2}, Н. Е. Зарецкая^{3,4}, С. В. Копытов², А. В. Чернов^{5,6},
Е. Г. Лаптева⁷, С. С. Трофимова⁷, П. А. Косинцев⁷

¹ Пермский государственный гуманитарно-педагогический университет, Пермь, Россия

² Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

³ Институт географии РАН, Москва, Россия

⁴ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

⁶ Московский педагогический государственный университет, Москва, Россия

⁷ Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия

*E-mail: demakov-denis@mail.ru

Поступила в редакцию 17.04.2022 г.

После доработки 18.06.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

В статье представлены результаты комплексных (археологических и палеоэкологических) исследований, проведенных в 2018–2021 гг. Работы проходили в северной части Пермского края на участке слияния рек Коса и Лолог. Основными объектами исследований были стоянки периода мезолита и природная среда позднеледниковья и раннего голоцена. Для выявления приуроченности археологических памятников к определенным элементам рельефа внутри речной долины применялся палеорусловый метод. Были выделены две надпойменные террасы и голоценовая пойма. Природные условия реконструировались на основе палинологического и палеокарпологического методов. Для создания хронологической основы района работ применялся радиоуглеродный метод. Изучение хозяйственной деятельности мезолитических коллективов опиралось на остеологический анализ. Установлено, что в позднеледниковье исследуемая территория еще не осваивалась древним человеком из-за неблагоприятных природных условий. Первоначальное ее заселение произошло во второй половине бореального периода после того, как сформировалась II надпойменная терраса, покрытая таежными сосновыми и березовыми лесами с участием ели. К этому времени следует относить стоянки Коса I и II, располагавшиеся на берегу р. Лолог. Обитатели стоянок занимались охотой и частично рыболовством. В начале атлантического периода голоцена природные условия оставались благоприятными для существования здесь человеческих коллективов. Формирование I надпойменной террасы в долине р. Лолог способствовало освоению человеком и этой территории. К этому времени следует относить стоянку Коса III, население которой продолжало заниматься охотой и, вероятно, рыбной ловлей. В дальнейшем, из-за продолжающегося смещения русел рек Коса и Лолог к востоку, а также расширения поверхности переувлажненной поймы, человек покинул эти места и вновь начал их осваивать только в позднем голоцене.

Ключевые слова: археология, мезолит, радиоуглеродный анализ, палеорусловый анализ, спорово-пыльцевой анализ, палеокарпологический анализ, остеологический анализ, позднеледниковье, голоцен

DOI: 10.31857/S2949178923010048, EDN: GPPNEY

ВВЕДЕНИЕ

Современную археологическую науку уже сложно представить без методов естественных

наук, ведь они применяются на всех стадиях археологического исследования. Наиболее широко распространенными из них являются методы геохронометрии (радиоуглеродный и метод оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ)) и реконструкций природной среды (палеогеоморфологический, палеокарпологический, палинологический, палеозоологический). Информация, получаемая в результате их применения, позволяет археологу посмотреть на процесс освоения

[#] Ссылка для цитирования: Демаков Д.А., Лычагина Е.Л., Зарецкая Н.Е., Копытов С.В., Чернов А.В., Лаптева Е.Г., Трофимова С.С., Косинцев П.А. Косинские мезолитические стоянки в контексте истории природной среды верхнего Прикамья в позднеледниковье и раннем голоцене // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54, № 1. С. 74–89. <https://doi.org/10.31857/S0435428123010042>; <https://elibrary.ru/GPPNEY>

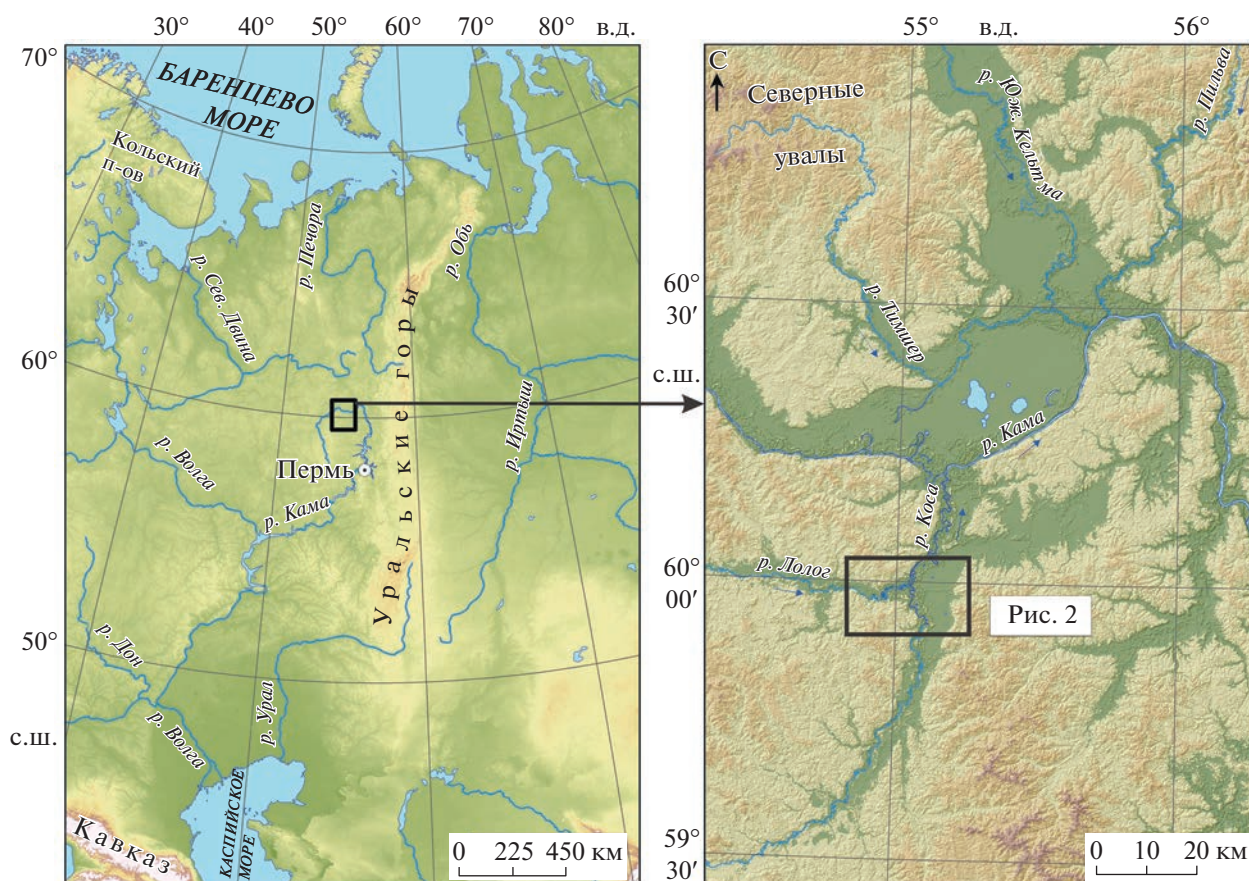


Рис. 1. Карта расположения района исследований.

Fig. 1. Study area.

древним человеком изучаемой территории с другой стороны, а также узнать: какой тип хозяйствования у них преобладал, оценить климатические условия и динамику растительных сообществ, на фоне которых происходило бытование древних коллективов.

В этом отношении особый интерес вызывает рубеж позднего плейстоцена — раннего голоцена. В это время в приледниковых районах и отдаленных от ледника регионах, испытывающих его опосредованное воздействие, происходила серьезная перестройка ландшафтов, которая была связана с формированием новых русел рек и их надпойменных террас. Это сопровождалось достаточно быстрой сменой растительных сообществ, которая может быть зафиксирована при использовании спорово-пыльцевого и палеокарпологического анализов. Климатические изменения, которые приводили к деградации евразийских ледниковых щитов в плейстоцене, оказывали сильное влияние на возможности людей выжить в этих северных ландшафтах (Chlachula, 2017).

Ввиду ограниченных возможностей человека преобразовывать окружающую среду (созданию “второй природы”), освоение тех или иных территорий во многом зависело от формирования благоприятных естественных условий для его существования. Наличие крепкой связи между природой и человеком в древности приводит нас к необходимости рассмотрения причин продвижения человека в новые районы сквозь призму изменения природных условий. В первую очередь это касается внеледниковых зон.

В качестве такого района может рассматриваться место слияния рек Лолог и Коса в северном Прикамье (рис. 1), где первые люди появляются в раннем голоцене. Предыдущие исследования показали достаточно тесную связь между локальными природными обстановками и выбором стратегий расселения человеческих обществ в долине Верхней Камы в голоцене (Зарецкая и др., 2020; Лычагина и др., 2021).

Целью настоящей статьи является реконструкция природной среды позднеледникового и условий обитания древнего человека в раннем го-

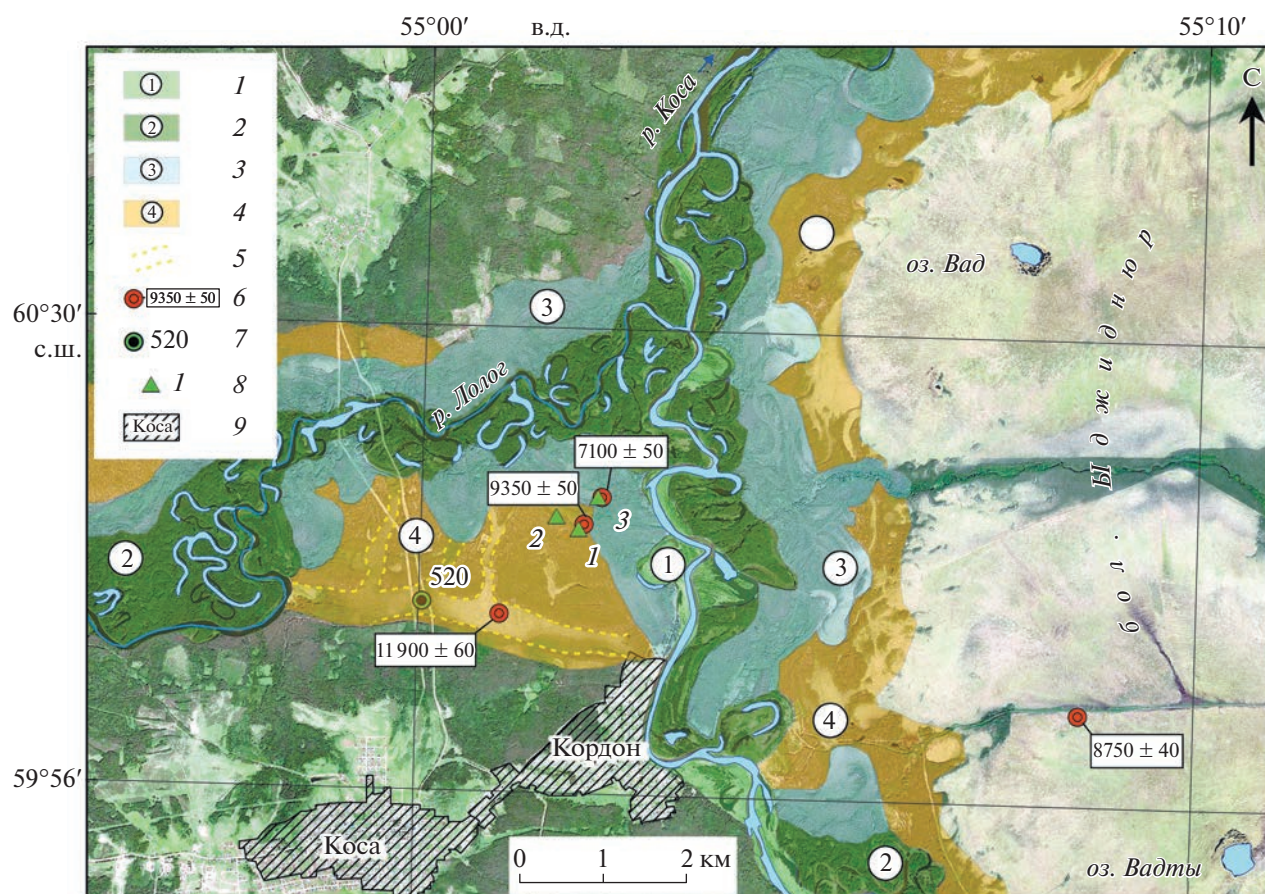


Рис. 2. Геоморфологическая карта района исследований.

Пойма: 1 – низкая, 2 – высокая; *надпойменная терраса:* 3 – первая, 4 – вторая; 5 – контур заболоченной ложбины (палеорула Лолога) и ее притоков на второй надпойменной террасе; 6 – расположение пробуренных скважин и радиоуглеродные даты; 7 – местоположение скважины Камской партии Всесоюзного гидрогеологического треста; 8 – археологические памятники (стоянки): 1 – Коса I, 2 – Коса II, 3 – Коса III; 9 – населенные пункты.

Fig. 2. Geomorphological map of the study area.

1 – low floodplain; 2 – high floodplain; 3 – 1st terrace; 4 – 2nd terrace; 5 – palaeochannels of Lolok and its tributaries on the 2nd terrace; 6 – location of boreholes and ^{14}C dates; 7 – location of deep-drilling boreholes; 8 – archaeological sites: 1 – Kosa I, 2 – Kosa II, 3 – Kosa III; 9 – settlements.

лоцене в нижнем течении р. Коса, на участке ее слияния с р. Лолог.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследуемая территория расположена в правобережной части бассейна Верхней Камы, в долинах рр. Коса и Лолог (рис. 1). Здесь находятся три мезолитические стоянки (Коса I, Коса II и Коса III), открытые во второй половине XX в. (рис. 2).

Река Коса – крупнейший правый приток Верхней Камы. Ширина русла в нижнем течении составляет 60–70 м, а после впадения р. Лолог – 110–120 м. Среднегодовой расход воды в Косе – 43.9 м³/с, в Лологе – 12.5 м³/с. Питание бассейна снеговое, что обуславливает высокие половодья, сменяющиеся относительно низкой меженью. При подъеме воды на 5 м над меженным урезом

Лолога, в его устье начинается затопление поймы и заполнение стариц на правом берегу (рис. 2).

Долины Косы и Лолога – широкие, состоят из поймы и надпойменных террас, сложенных легкоразмываемыми аллювиальными песками и суглинками, которые подстилаются песчаниками, глинами и мергелями пермского возраста. Вблизи русла встречаются ивовые и ольхово-березовые заросли с куртинами елей и сосен на возвышенных местах. Долины окружены слабохолмистыми водораздельными пространствами, покрытыми еловыми лесами. Правый борт долины Косы занят обширным грядово-мочажинным болотом Ыджиднюр. По высоте болото соответствует первой надпойменной террасе, но полностью лишено следов грядового флювиального рельефа. В пределах болота встречаются мелкие озера

(Вад, Вадты, Ниж. Косинское, Маркош), вероятно, являющиеся остатками древнего палеоводоема.

Относительная высота первой надпойменной террасы 7–8 м над меженным урезом (над м. у.), второй – 17–19 м над м. у. Пойма представлена почти непрерывной полосой шириной 1–2 км вдоль Лолога и Косы, достигая максимального развития на участке их слияния (рис. 2). Хорошо выделяются два уровня, отличающиеся как относительной высотой, так и характером растительности. Низкая пойма, изобилующая молодыми незаросшими старицами, имеет высоту 2–3 м над м. у., занята заливными лугами. Высокая пойма имеет относительную высоту 4–5 м над м. у. и покрыта, в основном, темнохвойным лесом. Для обоих уровней характерно развитие многочисленных изогнутых грив (валов), придающих пойме волнистый облик.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для определения приуроченности археологических памятников к ландшафтам внутри речной долины было проведено их картографирование. Границы стоянок Коса II и III были уточнены в ходе шурфовки, осуществленной в 2018 г.

Раскопки стоянок Коса II и III проводились с трехмерной фиксацией всех находок, кроме мелких чешуек. Весь грунт просеивался на ситах с ячейкой 0.5 см. Слои земли снимались условными горизонтами параллельно дневной поверхности. Мощностные горизонты варьировались от 0.05 до 0.1 м в зависимости от особенностей стратиграфии отдельного памятника. В тех случаях, когда на дне ям или каких-то построек фиксировался органогенный материал (уголь), он собирался для проведения радиоуглеродного анализа. На обоих памятниках были отобраны палинологические колонки.

Костные остатки определены с использованием эталонной коллекции скелетов музея Института экологии растений и животных УрО РАН. В настоящее время они хранятся в музее. Кости сильно фрагментированы и имеют размеры от 3 до 20 мм, поэтому определить до вида большинство костей не удалось. На основании толщины компакты костей, они были разделены на следующие размерные группы: размером с лося; размером с северного оленя; размером с лося – северного оленя; мелкие виды, размером с бобра и менее; неопределенные.

Палеорусловой анализ подразумевал изучение первичного рельефа и строения поймы и надпойменных террас. В результате определялись палеопараметры рек, такие, как водность и морфодинамические типы русла – его меандрирование и многорукавность (Чалов, 1996). Группы сегментов поймы, по которым можно восстановить по-

ложение русла, возникли на определенных этапах развития рек. В связи с этим они могут быть объединены в разновозрастные пойменные генерации. Для подтверждения предположений о возрасте генераций и верификации карты было проведено радиоуглеродное датирование образцов пойменных отложений, отобранных в наиболее характерных местах каждой генерации – со дна палеорусел и ложбин (рис. 2, 3). Радиоуглеродный анализ был проведен в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН (индекс ГИН) (по методике, описанной в Zaretskaya et al., 2012) и Институте истории материальной культуры РАН (Санкт-Петербург, индекс Ле). Все датировки были откалиброваны (перевод радиоуглеродного возраста в календарный) с помощью программы Calib 810 (табл. 1) и калибровочной кривой IntCal 2020 (Reimer et al., 2020). Возраст образцов показывает время, когда активное русло начинало либо смещаться в сторону, либо отмирать.

Для реконструкции растительности и климата, отражающих условия, в которых существовали поселения древних людей, проведены палинологические и палеокарпологические исследования. Материалы для изучения отбирались с помощью ручного бурения из заполнений ложбин и палеорусел (табл. 1; рис. 2, 3).

Образцы для спорово-пыльцевого анализа обрабатывали щелочным методом Поста (Пыльцевой анализ, 1950). Палиноостатки определены во временных глицериновых препаратах с помощью микроскопа Olympus BX51 при увеличении в 400 раз. Для анализа была использована эталонная коллекция современной пыльцы и спор музея ИЭРиЖ УрО РАН, а также атлас-определитель Н.-Ж. Beug (2004). Подсчитано 513–939 пыльцевых зерен наземных растений, при параллельной регистрации спор высших споровых растений и устьиц хвойных растений. Обработка данных и построение диаграммы выполнялись в программе Tilia v. 2.0.41. (Grimm, 2004). Доля пыльцы таксонов деревьев и кустарников, кустарничков и трав, а также спор высших споровых растений, была рассчитана от общей суммы пыльцы древесных и травянистых растений (принята за 100% и представлена на спорово-пыльцевой диаграмме).

Обработка палеокарпологических проб проводилась в лабораторных условиях на почвенных ситах с диаметром ячейки 0.25 мм, в соответствии со стандартными методиками (Никитин, 1969). Объем исследуемых проб составлял в среднем 100 мл. В большинстве случаев остатки имеют хорошую сохранность. Идентификация растительных макроостатков основана на анализе коллекции музея ИЭРиЖ УрО РАН.

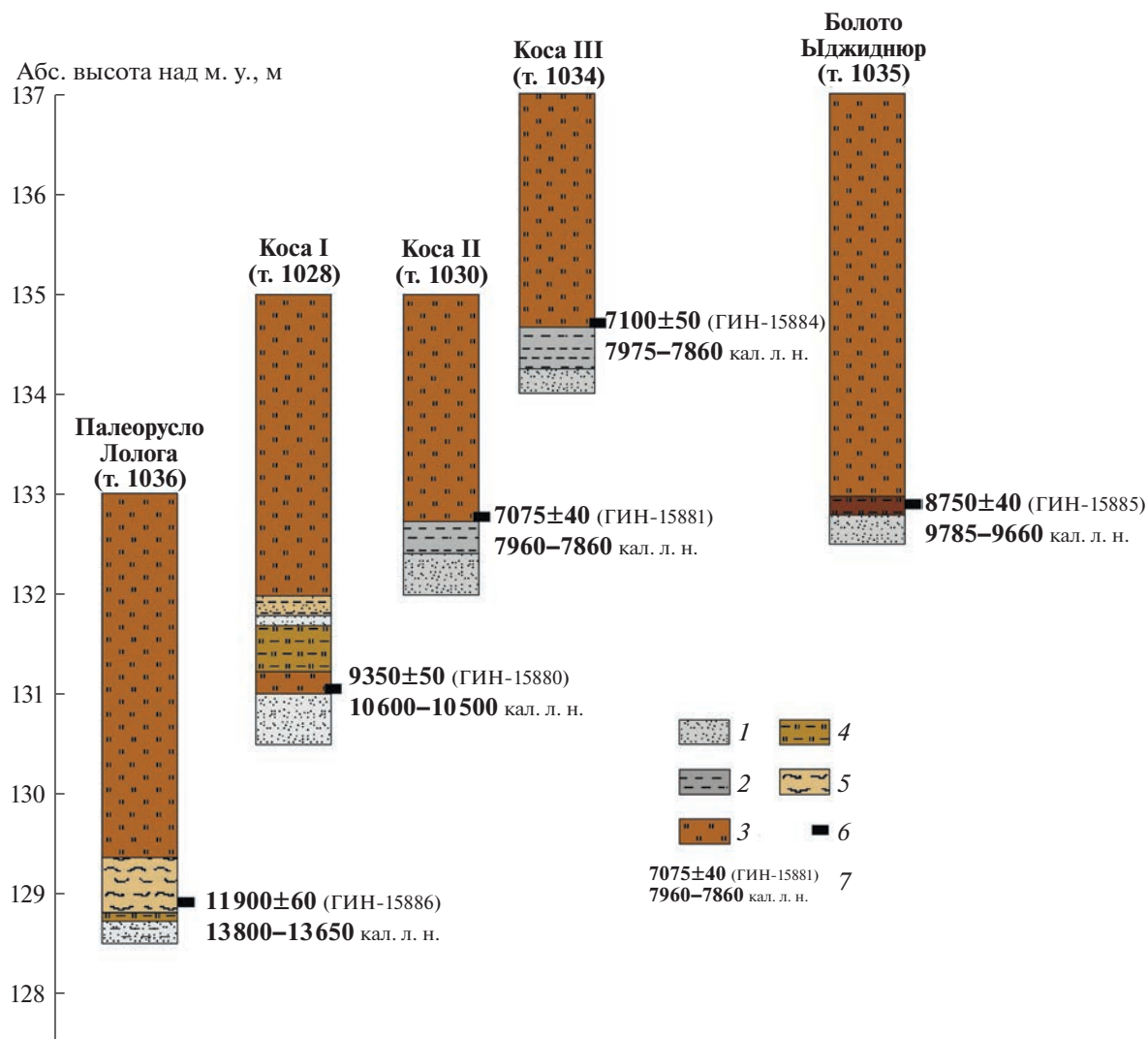


Рис. 3. Строение разрезов (керна скважин) заполнений палеорусел в окрестностях Косинских стоянок и результаты радиоуглеродного датирования.

1 – песок; 2 – суглинок; 3 – торф; 4 – торф суглинистый (суглинок оторфованный); 5 – сапропель; 6 – место отбора ^{14}C образца; 7 – радиоуглеродные даты (некалиброванные (л. н.) и калиброванные (кал. л. н.)).

Fig. 3. The structure of sections (boreholes) of palaeochannel fillings in the vicinity of the Kosinsky sites and the results of radiocarbon dating.

1 – sand; 2 – silt; 3 – peat; 4 – silty peat (peaty silt); 5 – gyttja; 6 – ^{14}C sampling sites; 7 – radiocarbon dates.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Археологические исследования

Косинские стоянки (Коса I–III) были открыты в 1962 г. в ходе разведки В.П. Денисова. В августе того же года им были проведены раскопки на стоянке Коса I. Памятник расположен на краю второй надпойменной террасы, поверхность которой возвышается над заболоченным палеоруслом не более чем на 6–7 м (рис. 2). Была вскрыта площадь 376 м² (Денисов, 1962). Вещевой материал представлен исключительно кремневым и каменным инвентарем (2927 предметов), среди которых 168 экземпляров орудий. Дополнительно

был собран и проанализирован остеологический материал, представленный фрагментами кальцинированных костей животных. На памятнике были изучены остатки легкого сезонного углубленного сооружения прямоугольной формы с закругленными углами размером 4.8 × 2.4 м. Каменный инвентарь стоянки, по мнению авторов раскопок, отражает заключительный этап развития мезолита в Верхнем Прикамье (Денисов, Мельничук, 1987, с. 24–25). Стоянки Коса II и III в то время исследовались только с помощью шурфов на незначительной площади.

Археологические раскопки на стоянке Коса II проводились в период с 2018 по 2021 г. Памятник

Таблица 1. Описание разрезов (скважин), заложенных в пределах палеорусел в окрестностях Косинских стоянок, и результаты радиоуглеродного датирования

Table 1. Description of the boreholes within the palaeochannels in the neighborhood of the Kosa archaeological sites, and the results of radiocarbon dating

Номер скважины	Строение разреза (скважины)	Индекс и номер	^{14}C дата, л. н.	Калиброванный возраст, л. н.	Координаты	Абс. высота устья скважин, м
1028 (у стоянки Коса I)	0–2.95 м – торф буро-коричневый 2.95–3.02 м – торф бурый суглинистый 3.02–3.2 м – переслаивание суглинка легкого опесчаненного и песка м/з-с/з буровато-серого 3.2–3.25 м – песок с/з серый, хорошо отмывтый 3.25–3.32 м – суглинок оторфованный 3.38–3.89 м – торф суглинистый, к низу переходящий в торф (^{14}C : 3.75–3.9 м) 3.89–4.0 м – песок серый с/з – к/з, хорошо отмывтый	ГИН-15880	9350 ± 50	10600–10500	59.978971° 55.035509°	135
1030 (у стоянки Коса II)	0–2.3 м – торф буро-темно-коричневый, плотный (^{14}C : 2.2–2.3 м) 2.3–2.6 м – суглинок сизо-серый, тяжелый 2.6–2.95 м – песок м/з серый хорошо отмывтый	ГИН-15881	7075 ± 40	7960–7860	59.980256° 55.029992°	135
1034 (у стоянки Коса III)	0–2.05 м – торф темно-коричневый, плотный 2.05–2.35 м – торф бурый (^{14}C : 2.25–2.35 м) 2.35–2.75 м – сг буровато-сизый 2.75–3.0 м – песок серый м/з	ГИН-15884	7100 ± 50	7975–7860	59.981931° 55.039249°	137
1035 (болото Ылжиднюр)	0–4.03 м – торф коричневый 4.03–4.17 м – торф суглинистый коричневый, понизу бурый сапропель (^{14}C : 4.03–4.17 м) 4.17–4.25 м – песок м/з, сверху суглинистый, серый	ГИН-15885	8750 ± 40	9785–9660	59.960059° 55.141809°	137
1036 (палеорусло Лолога)	0–3.7 м – торф коричневый 3.7–4.2 м – сапропель бежевый зернистый, очень плотный, сухой (^{14}C : 4.05–4.15 м) 4.2–4.34 м – торф суглинистый 4.34–4.4 м – песок серый оглиненный	ГИН-15886	11900 ± 60	13650–13800	59.968608° 55.017849°	133
Стоянка Коса II	Яма 4, гл. –0.6–0.75 м, уголь	Ле-12162	6870 ± 180	7860–7575	59.979617° 55.030161°	137

расположен на пологонаклонном уступе второй надпойменной террасы. Поверхность стоянки возвышается над заболоченной ложбиной не более чем на 4 м (рис. 2). В результате работ изучено 65 м² территории памятника. Коллекция находок состоит из 3515 предметов.

Авторами раскопок были выделены следующие слои:

1 слой — дерн, мощностью в среднем 0.03 м, примерно одинаков на всей изученной территории;

2 слой — светло-серый подзол, мощностью в среднем 0.15 м, с локальными заглублениями в местах корневых систем деревьев;

3 слой — темно-коричневая увлажненная супесь с вкраплениями ортзандов (культурный слой), мощность варьируется от 0 до 0.3 м (в среднем 0.16 м.);

4 слой — желто-оранжевый мелкий сыпучий песок с ортзандами (материк);

5 слой — влажная желтая супесь с углистыми прослойками (культурный слой). Представляет собой заполнение ям, происхождение которых мы связываем с существованием мезолитического населения. Средняя мощность слоя 0.23 м.

Основная масса находок приурочена к условным горизонтам № 1 — № 4 (0.1–0.25 м от дневной поверхности) и располагалась в нижней части светло-серого подзола и в слое темно-коричневой увлажненной супеси.

Каменный инвентарь похож на материалы со стоянки Коса I, что проявляется в используемом сырье, наличии больших групп отщепов и средних пластин, идентичных формах орудий. Osteологическая коллекция, полученная в ходе раскопок, состоит из фрагментов кальцинированных костей млекопитающих и рыб.

В 2018 г. на памятнике из стенки шурфа была отобрана колонка образцов для спорово-пыльцевого анализа (рис. 4). Были получены довольно однообразные спорово-пыльцевые спектры, характеризующиеся обилием пыльцы сосны (*Pinus sylvestris*-type) при участии ели (*Picea*) и березы (*Betula* sect. *Albae*). Они характеризуют сообщества таежных лесов с преобладанием в древостое сосны и участием ели и березы, как до появления древнего человека, так и во время функционирования стоянки. Спорово-пыльцевой спектр с обилием пыльцы ивы (*Salix*) в нижней части “культурного слоя” может указывать на использование ивы в хозяйственной деятельности человека. В частности, она могла применяться для изготовления вершей или плетения корзин. В спектрах “культурного слоя” встречены пыльцевые зерна иван-чая (*Chamaenerion angustifolium*), который является индикатором пирогенных расти-

тельных сообществ, а также мелкие частицы угля (Демаков и др., 2019).

В 2019 г. был проведен петрографический анализ каменного сырья со стоянки Коса II. Он позволил выяснить, что основным материалом для изготовления орудий служила кремневая яшма вулканогенно-осадочного происхождения. Из этого материала изготовлено более 75% изделий. Источники яшмы в окрестностях стоянок не известны. Вторая группа представлена разными по составу кремнями. К этой группе относится около 20% находок (Демаков и др., 2020, с. 30–31).

В 2020 г. по образцу угля из заполнения ямы № 4, насыщенной находками, была получена датировка 7860–7575 кал. л.н. (6870 ± 180 л. н., Ле-12162). Яма располагалась под современной грунтовой дорогой. Культурные напластования памятника представляют собой супеси различных оттенков. Мы не исключаем то, что в результате современного антропогенного воздействия, а также деятельности корневой системы деревьев в образец мог попасть более молодой органогенный материал. Таким образом, данная датировка не может считаться валидной (табл. 1).

В 2021 г. были начаты археологические раскопки на стоянке Коса III. Памятник расположен на первой надпойменной террасе, имеющей гривистый характер рельефа (рис. 2). На данный момент изучено 24 м² площади памятника. Коллекция находок состоит из 1511 предметов.

Строение разреза следующее:

1 слой — дерн, мощностью в среднем 0.04 м, примерно одинаков на всей площади раскопа;

2 слой — светло-серый подзол, мощностью в среднем 0.2–0.25 м;

3 слой — темно-коричневая увлажненная супесь с вкраплениями ортзандов (культурный слой). В пределах раскопа его мощность варьировалась, но в среднем достигала 0.15 м;

4 слой — перемешанные слои темно-серой плотной супеси, представляющие собой колею дороги;

5 слой — желто-оранжевый мелкий сыпучий песок с ортзандами (материк).

Максимальная концентрация находок приходилась на глубину 0.15–0.35 м от дневной поверхности. В основном они приурочены к нижней части слоя, представленного светло-серым подзолом и темно-коричневой увлажненной супесью с вкраплениями ортзандов.

Каменный инвентарь отличается от материалов стоянок Коса I и II. Различие наблюдается в используемом сырье (в основном это галечниковый кремнь, яшма практически не встречается), а также наличии большой группы первичных сколов и отсутствии широких пластин. Osteологическая коллекция состоит из фрагментов кальцини-

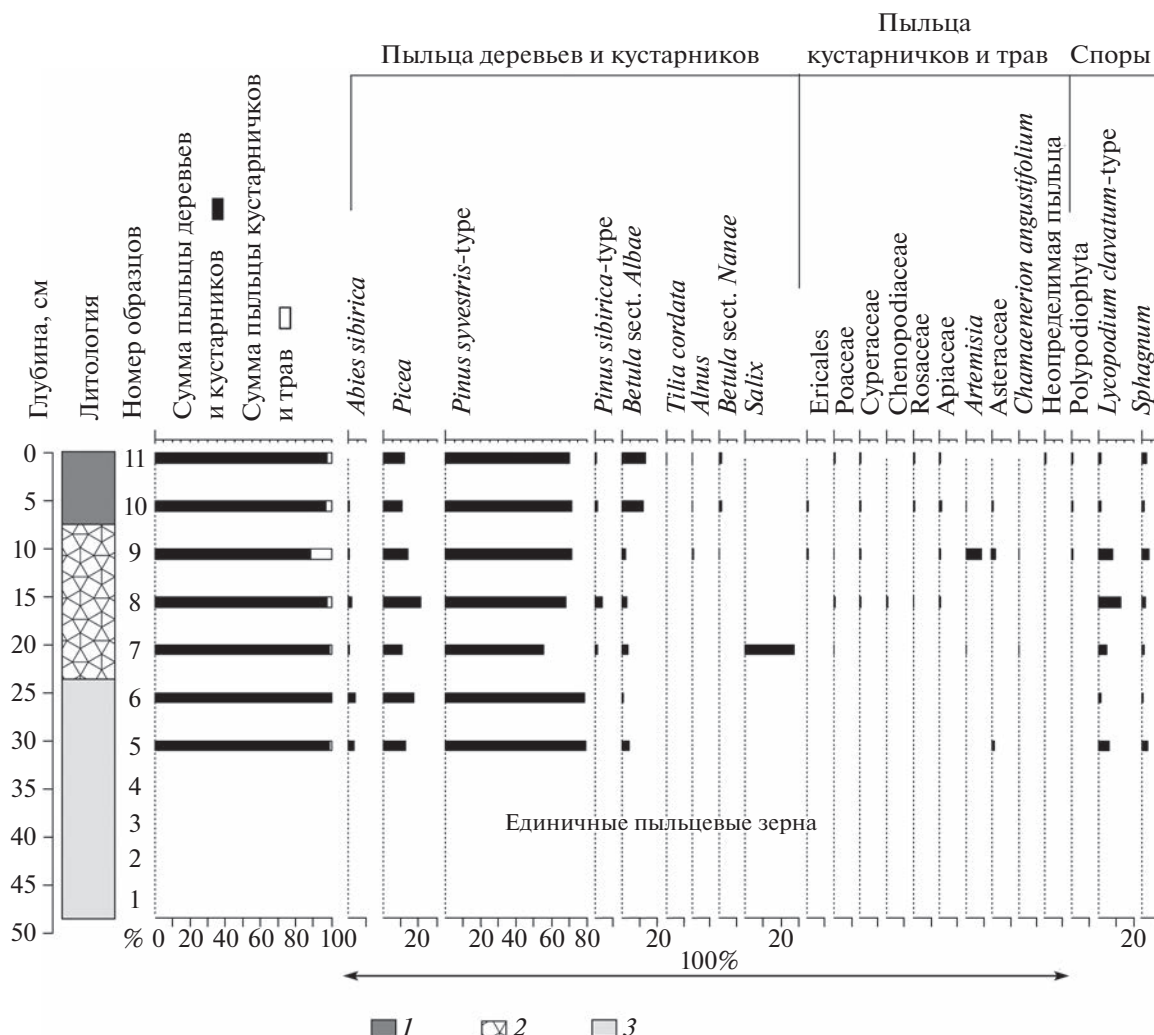


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма культуросодержащих и подстилающих отложений стоянки Коса II. 1 – песок “подзол”; 2 – супесь “культурный слой”; 3 – песок “материк”.

Fig. 4. Pollen diagram of the culture-bearing and underlying sediments of the Kosa II site. 1 – sand “podzol”; 2 – sandy loam “cultural layer”; 3 – sand “sterile layer”.

рованных костей млекопитающих. Проведенные на современном методическом уровне исследования подтвердили мнение В.П. Денисова о том, что этот памятник (Коса III) несколько моложе, чем стоянки Коса I и Коса II (Денисов, 1962).

Остеологический анализ

В культурных слоях стоянок Коса I–III найдены костные остатки животных (Коса I – 197 фрагментов, Коса II – 375 фрагментов, Коса III – 39 фрагментов). Все они являются кальцинированными, т.е. испытавшими длительное воздействие высокой температуры, благодаря чему сохранились. Большинство остатков животных принадлежат парнокопытным млекопитающим (552 фрагментов из 611). Костные остатки других млекопитающих представлены единичными экземплярами.

Отдельную группу (37 фрагментов) составляют остатки рыб.

На всех стоянках основным занятием населения была охота на копытных (лось, северный олень). Определенную роль играла охота на бобра. Рыболовство отмечено только на Косе II, но, вероятно, им занималось в разной степени население всех стоянок. Эту информацию можно подтвердить только в ходе дальнейших исследований.

Видовой состав фауны указывает на существование стоянок в таежной зоне (Животный мир СССР, 1953). Находка остатков судака совпадает с северной границей его современного ареала (Попова, 1998). Судак является относительно теплолюбивым видом, поэтому во время функционирования стоянки Коса II среднегодовые температуры были не ниже современных (рис. 5).

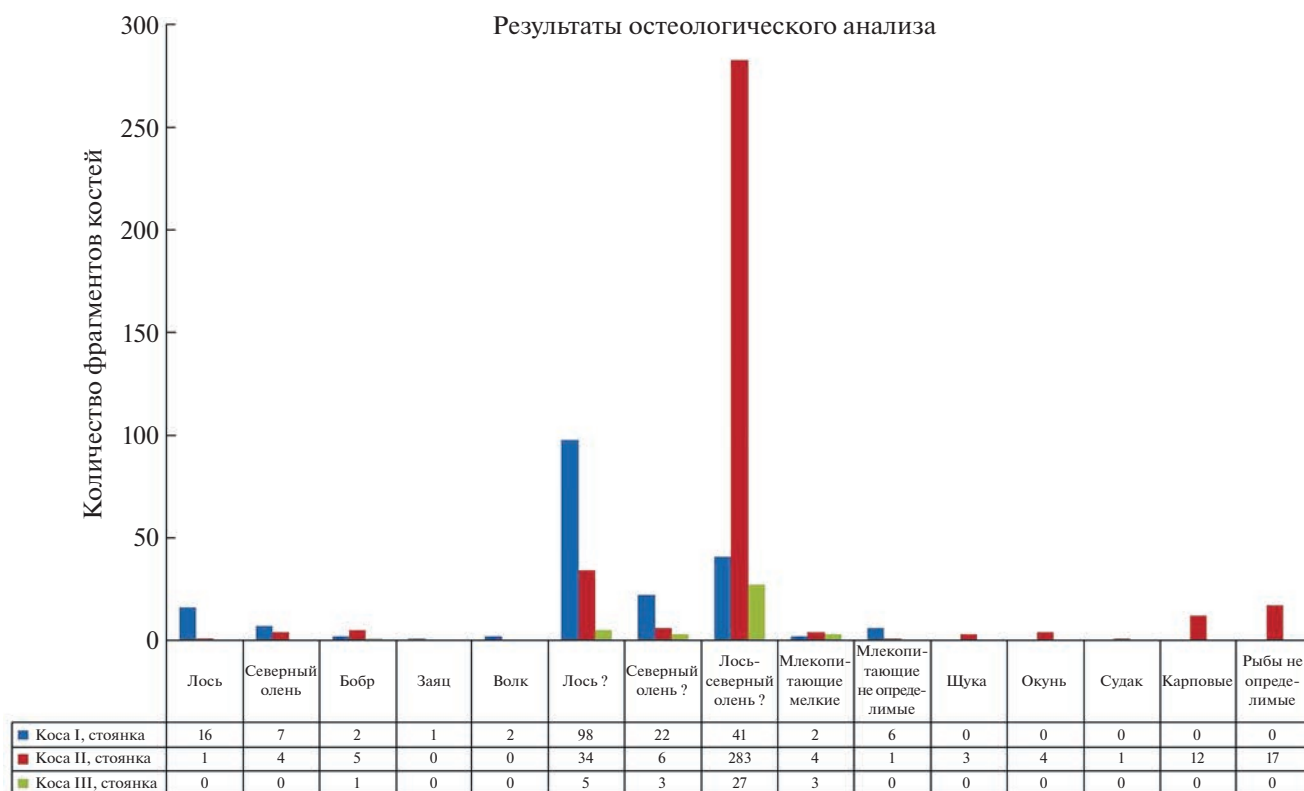


Рис. 5. Результаты остеологического анализа. Знак вопроса означает, что кости принадлежат животному, сравнимому по размерам с указанным.

Fig. 5. The results of osteological analysis. The question mark means that the bones belong to an animal comparable in size to the one indicated.

Палеорусловые исследования

В районе слияния Косы и Лолога выделяется “слепая” заболоченная ложбина, которая вытянута в субширотном направлении в 2 км южнее современного русла р. Лолог и заканчивается в 4 км выше его устья (рис. 2). В нее открываются руслоподобные образования меньших размеров, по-видимому, малые притоки древнего Лолога. Ориентировка ложбины, вероятно, указывает на то, что она является палеоруслом самого Лолога, а ее ширина (350–370 м) может указывать на ширину пояса меандрирования водотока. Аналогичные формы рельефа повсеместно встречаются и в левобережной части бассейна Верхней Камы, на междуречьях Тимшера, Южной Кельтмы и Пильвы (Назаров и др., 2020).

О глубине и характере вреза палеорусла можно судить на основании скважины 520, пробуренной Камской партией Всесоюзного гидрогеологического треста, проводившей изыскания под строительство Верхнекамского водохранилища в 1959 г. (Зилинг и др., 1960) (рис. 2). Под мощным слоем песка, который книзу становится более кварцевым, на глубине 14.7 м вскрыта гравийно-галечниковая толща (ее мощность 1.1 м.). Отложения

представляют собой русловую фацию аллювия – переслаивание серого, кварцевого среднезернистого песка и хорошо окатанной гальки размером до 4 см, состоящей из кварца, кварцевого песчаника. На глубине 16.1 м вскрыт слой темно-красной пермской глины с большим количеством щебенки выветрелого известняка.

Около 13800–13500 кал. л. н. (11900 ± 60 л. н., ГИН-15886) территория правобережья Верхней Камы предположительно была более увлажненной, чем в последующие периоды позднеледниковья и голоцена (время активных перестроек гидросети). Протекающие по этой территории реки формировали широкие долины, которые в настоящее время запечатлены в рельефе и отложениях второй надпойменной террасы (Назаров, Копытов, 2020). Ширина долины пра-Косы составляла 2.6–3 км (в настоящее время 1–2 км). Перигляциальные условия, сильные ветры, переносившие песок, обусловили наличие мощной эоловой толщи отложений на поверхности второй террасы и появление на ней дюн. В пределах дюн сформировались ландшафты сухих сосновых боров-зеленомошников.

В позднем дриасе в системе Коса—Лолог произошла перестройка речной сети: Лолог оставил прямую ложбину, соединявшую его с Косой по кратчайшему расстоянию, и отклонился влево — на север, обтекая оставленный рекой останец второй террасы. Ее поверхность приобрела весьма комфортные условия для существования и жизнедеятельности человека. Возраст торфа на кровле хорошо отмытого среднезернистого песка, вскрытого скважиной 1028 на глубине 3.8 м, соотносится с началом голоцена — временем функционирования русла Лолога возле стоянок Коса I и Коса II (табл. 1).

Доступ к воде был обеспечен ручьями, по которым еще происходил сток воды, а также относительной близостью русел рек — Лолога на севере и Косы на востоке, которые в то время формировали первую террасу. Относительная высота опесчаненного бора второй террасы над меженным уровнем этих рек в то время составляла 7–8 м.

Поздний дриас и ранний голоцен характеризовались переходом от квазиперигляциального климата — прохладного с возможным распространением еще нарастающей вечной мерзлоты, к относительно теплomu климату раннего атлантического периода. В это время рр. Коса и Лолог формировали поверхность современной первой надпойменной террасы. Возраст отложений, вскрытых скважиной 1034, составил 7980–7860 кал. л. н. (7100 ± 50 л. н., ГИН-15884) (рис. 2). Стоит отметить, что возраст террас на Лологе и Косе несколько моложе возраста первой надпойменной террасы на р. Каме (около 8800–11000 кал. л. н.). В связи с небольшой активностью горизонтальных русловых деформаций Косы и Лолога, в поверхность первой террасы были включены более молодые участки. При картографировании днища долины Камы подобные геоморфологические элементы относились к пойменно-террасовой поверхности (7-й пойменной генерации) (Лычагина и др., 2021).

Во время формирования первой надпойменной террасы русла обеих рек интенсивно меандрировали — следы их блужданий хорошо выражены в первичном пойменном рельефе. Размеры излучин обеих рек, формировавшихся в раннем голоцене, превышают параметры современных меандров. Так, радиусы кривизны палеоизлучин Лолога составляют 400 м, при этом современные значения не превышают в среднем 150 м. На р. Косе радиусы кривизны стариц на террасе равны приблизительно 300 м, а излучины современного русла изогнуты на величину 200 м. На основании полученных данных можно сказать, что в раннем голоцене водность Лолога была выше Косы. На протяжении голоцена эта разница стала снижаться, потом полностью исчезла. Об этом свидетельствуют параметры современных излу-

чин, расположенных в пределах поймы. Водность Лолога снизилась.

Миграции русел Лолога и Косы в северном и восточном направлениях заставили мезолитического человека переместить место своего обитания примерно на 500 м к северо-востоку от предыдущего (Коса III, стоянка). Теперь русло Косы стало находиться от новой стоянки в 400 м к востоку. Местоположение этой стоянки было выбрано на невысокой песчаной дюне, осложняющей поверхность первой надпойменной террасы р. Косы.

В среднем и позднем голоцене на обеих реках стала активно образовываться пойма. На Косе и Лологе активизировались русловые деформации на фоне периодически возрастающей водности. У обеих рек увеличивался пояс меандрирования, стало более интенсивным образование новых переувлажненных пойменных массивов, осложненных многочисленными ложбинами и старицами (рис. 2).

Спорово-пыльцевой и палеокарпологический анализы

Спорово-пыльцевой спектр для интервала 13800–13500 кал. л. н. (11900 $\pm$ 60 л. н., ГИН-15886) (рис. 3) (табл. 1) по преобладанию пыльцы кустарничков и травянистых растений (86%) и соотношению ксерофитных (*Artemisia* sp., *Poaceae* и *Chenopodiaceae* и др.), бореальных (*Larix*, *Picea*, *Pinus sylvestris*-type, *Betula* sect. *Albae*) и аркто-бореальных (*Betula* sect. *Nanae*, *Ericaceae*) таксонов характеризует растительные сообщества ландшафтов перигляциального облика, типичные для позднеледниковья (рис. 6 (а)). Травяной покров пойменных и суходольных лугов формировали виды осок (*Cyperaceae* — около 80%) и злаков (*Poaceae*) при участии верескоцветных кустарничков (*Ericaceae*) и разнотравья. На незадернованных субстратах встречались полыни (*Artemisia*) и виды маревых (*Chenopodiaceae*). Кустарниковые заросли формировали березы *Betula* sect. *Nanae*. Могли произрастать единичные лиственницы (*Larix*) и, возможно, ели (*Picea*). Аналогичные позднеледниковые перигляциальные растительные сообщества реконструированы для территории бассейна р. Вычегды и ее притоков, находящейся севернее района исследования (Голубева, 2010; Андреева и др., 2015).

Данные по макроостаткам растений показали, что в ландшафте преобладали кустарниковые березы *Betula humilis*. Встречались относительно холодолюбивые виды: плаунок *Selaginella selaginoides* и эндемичный для Урала *Potamogeton sibiricus* (Флора Сибири, 1988; Пospelова, Пospelов, 2007). Была развита растительность мелководной зоны из *Hippuris vulgaris* и *Sparganium*. Среди око-

(рис. 3) (табл. 1), соответствующего бореальному периоду голоцена, преобладает пыльца древесных пород (85%), что характеризует доминирование лесного типа растительности (рис. 6, (а)). Были распространены таежные леса с преобладанием сосново-березовых формаций при участии ели. Кустарниковые березы встречались в подлеске. Обилие пыльцы березы может отражать распространение вторичных березовых лесов на гарях. Данное обстоятельство косвенно подтверждает и присутствие пыльцы иван-чая (*Chaetaneion angustifolium*), являющегося пионерным видом пирогенных растительных сообществ. В бореальном периоде на территории Вятско-Камского междуречья были распространены сосново-березовые леса со значительным участием кустарниковых берез и небольшим участием ели (Прокашев и др., 2003). На территории междуречья рек Камы и Вычегды были распространены леса, древостой которых формировали, преимущественно, сосна и ель при участии березы (Андреичева и др., 2015).

Комплекс растительных макроостатков состоит из осок *Carex*, среди которых много обугленных семян (33 экземпляра). Остатки водного вида *Myriophyllum verticillatum* единичны. Скорее всего, такой обедненный состав палеофлоры связан с прошедшим пожаром. В связи с этим реконструировать растительные сообщества затруднительно. В пробе, отобранной выше датированного слоя, также найдены обугленные макроостатки осок и хвоя ели (рис. 6, (б)).

Спорово-пыльцевой спектр для интервала 7980–7860 кал. л. н. (7100 ± 50 л. н., ГИН-15884) (рис. 3) (табл. 1), соответствующего атлантическому периоду, отражает лесной тип растительности с доминированием пыльцы древесных пород (93%). Наряду с березово-сосновыми лесами начали формироваться еловые леса (доля пыльцы *Picea* возросла до 20% при практически равном содержании *Betula* sect. *Albae* и *Pinus sylvestris*-type (рис. 6, (а)). В единичном количестве появились пыльцевые зерна ольхи (*Alnus* sp.) и вяза (*Ulmus* sp.). Примерно с этого времени в поймах рек Верхнего Прикамья начали распространяться вяз и ольха (Лычагина и др., 2021). На междуречье Камы и Вятки в первой половине атлантического периода продолжали доминировать сосна и береза, в то же время стали распространяться еловые формации. Как и прежде, в подлеске встречались кустарниковые березки. Появились широколиственные породы в лесах (Прокашев и др., 2003). В бассейне р. Вычегды и ее притоков также в хвойных лесах встречались широколиственные породы (Андреичева и др., 2015).

Данные по макроостаткам растений показывают, что на изученной территории в этот период еще существовали остаточные озера с медленно

текущей или стоячей водой (появляются ряска *Lemna* и болотные виды). В окрестностях водоема произрастал смешанный хвойно-березовый лес (рис. 6, (б)).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основе результатов исследований были выделены три хронологических этапа, связанных с изменением палеогеографических условий в районе исследования.

Первый этап связан с позднеледниковьем. Для него характерен достаточно холодный климат, высокая влажность, распространение перигляциальных ландшафтов, отсутствие леса как естественной защиты от сильного ветра, а также места обитания крупных копытных (лосей). Вторая надпойменная терраса находилась в стадии формирования и не могла рассматриваться как удобное место даже для кратковременной стоянки на берегу водоема с низкорослой околородной растительностью. Все эти условия являлись неблагоприятными для проживания человека. Это подтверждается тем фактом, что в окрестностях Верхней Камы, севернее, а также на широте района исследований, отсутствуют палеолитические памятники. Ближайшие стоянки финального палеолита (Усть-Пожва I-V) находятся на правом берегу Камы, в 100 км к югу от места слияния Косы и Лолога (Мельничук, 2007, с. 7).

Следующий этап относится уже к раннему голоцену (пребореальный и бореальный периоды). В это время, из-за перестройки русла р. Лолог, окончательно сформировалась поверхность второй террасы. Она приобрела комфортный для освоения человеком облик, возвышаясь над меженным уровнем Лолога и Косы на 7–8 м. Поверхность террасы была покрыта таежными сосновыми и березовыми лесами с участием ели. Данные палеокарпологического анализа указывают на наличие здесь глубоких остаточных озер.

Мы предполагаем, что все вышеперечисленные условия привели к тому, что в финале данного периода на краю второй надпойменной террасы возникли стоянки Коса I и II (расположенные друг от друга на расстоянии 120 м) (рис. 2). Вероятно, они отражают жизнь одного мезолитического коллектива, который занимался охотой на копытных в местных таежных лесах, а также рыболовством в озерах, находившихся в непосредственной близости от стоянок. Временная углубленная сезонная постройка, обнаруженная при раскопках стоянки Коса I (Денисов, Мельничук, 1987, с. 20, рис. 1), а также следы рыболовства со стоянки Коса II, вероятно, маркируют возникновение частичной оседлости у местного населения.

Заключительный хронологический этап соотносится с ранним атлантическим периодом. По-

тепление климата и активное меандрирование Лолога и Косы привели к формированию поверхности, которая при последующем врезании обеих рек стала первой надпойменной террасой. Основные русла Лолога и Косы сместились на север и восток от района исследований, а здесь какое-то время сохранялся палеоводоем с медленнотекущей или стоячей водой. В существовавших мелколиственно-светлохвойных лесах возросла роль ели, вероятно, появился вяз. Миграции русел Лолога и Косы привели к тому, что человек вынужден был осваивать невысокую песчаную дюну, которая сформировалась на поверхности первой надпойменной террасы р. Косы. Таким образом, возникла стоянка Коса III. Население стоянки занималось охотой на копытных, возможно, рыболовством, по аналогии со стоянками Коса I и II.

Во второй половине среднего голоцена эти места перестали рассматриваться людьми как удобные даже для кратковременного проживания из-за отдаленности основных русел рек, а также периодически возрастающей водности, которая приводила к переувлажненности поймы и первой террасы. Переход сначала к частичной, а затем и полной оседлости в развитом неолите — энеолите (о чем говорит появление долговременных жилищ-полуземлянок) диктовал новую стратегию в выборе локаций для проживания. В качестве таких участков рассматривались первые надпойменные террасы крупных рек, которые не затопливались в половодье, а также берега старичных озер (Зарецкая и др., 2020; Лычагина и др., 2021).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе исследования было установлено, что условия, благоприятные для освоения человеком данного региона, сложились в пребореальный — бореальный периоды голоцена, когда были распространены сосново-березовые леса, богатые дичью. В это время на месте будущей первой надпойменной террасы существовала серия довольно крупных остаточных озер. Сухая и достаточно высокая вторая терраса, не затопливаемая в паводок, являлась удобным местом для стоянок древнего человека. Индивидуальная охота на крупных копытных и бобра была основным промысловым занятием населения. Рыболовство имело вспомогательное значение.

В начале атлантического периода условия для ведения присваивающего хозяйства, в целом, оставались благоприятными, хотя снижение уровня воды в обеих реках в межень привело к постепенному уменьшению, осушению и заторфовыванию водоемов. Возможно, в это время охота на лося и северного оленя играла еще более значимую роль, чем рыболовство.

В дальнейшем, из-за смещения русел Косы и Лолога к востоку и формирования переувлажненных пойм, человек покинул эти места.

Вновь люди появились в окрестностях с. Коса только в эпоху Великого переселения народов. В то время они осваивали или коренные берега рек, или долины небольших рек и ручьев. Такая же ситуация сохранялась и в средневековье.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при поддержке Министерства образования и науки Пермского края, соглашение № С-26/1192 от 19.12.2019 г.; в рамках государственных заданий: ИГ РАН (FMWS-2019-0008); ИЭРиЖ УрО РАН (№ 122021000095-0). Геоморфологическое картографирование выполнено при поддержке гранта № ГСГК-0076/21, проект реализовывался победителем конкурса на предоставление грантов преподавателям магистратуры 2020/2021 благотворительной программы “Стипендиальная программа Владимира Потанина” Благотворительного фонда Владимира Потанина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичева Л.Н., Марченко-Ваганова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В. Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском Северо-Востоке России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.
- Голубева Ю.В. Палеогеография и палеоклимат позднеледниковья и голоцена в северной и средней подзонах тайги Тимано-Печорско-Вычегодского региона (по палинологическим данным). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар. 2010. 20 с.
- Демаков Д.А., Лычагина Е.Л., Кулькова М.А. Первые результаты петрографического анализа каменного сырья с мезолитической стоянки Коса II // Труды Камской археолого-этнографической экспедиции. Вып. XVII. Пермь, 2020. С. 27–32. <https://doi.org/10.24412/2658-7637-2020-17-27-32>
- Демаков Д.А., Лычагина Е.Л., Лантева Е.Г. Первые итоги раскопок на мезолитической стоянке Коса II // Труды Камской археолого-этнографической экспедиции. Вып. XV. Пермь. 2019. С. 4–10. <https://doi.org/10.24411/2658-7637-2019-11501>
- Денисов В.П. Отчет об археологических раскопках и разведках, проведенных Косинским отрядом Верхне-Камской археологической экспедиции Пермского государственного университета и Коми-Пермяцким окружным краеведческим музеем в июне-августе 1962 г. // Архив ИА РАН. Ф—1. Р—1. № 2478. 46 л. 23 ил.
- Денисов В.П., Мельничук А.Ф. Косинская I, стоянка-памятник позднего мезолита в Прикамье // Проблемы изучения древней истории Удмуртии. Ижевск. 1987. С. 19–25.
- Животный мир СССР / Е.Н. Павловский, Б.С. Виноградов, В.М. Арнольди, Г.А. Новиков. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. 4. Лесная зона. 740 с.

- Зарецкая Н.Е., Лычагина Е.Л., Лаптева Е.Г., Трофимова С.С., Чернов А.В. Пойма Камы: Реконструкция среды обитания древних и средневековых сообществ Среднего Предуралья // Российская археология. 2020. № 1. С. 44–59. <https://doi.org/10.31857/S086960630008253-7>
- Зилинг Д.Г., Капитанова К.В., Кулагин С.И., Галушкин Ю.А., Симонов А.Н., Корганова Л.С. Отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных Камской партией в зоне проектируемого Верхне-Камского водохранилища (на участке от с. Бондюг до с. Гайны) в 1958–1959 гг. М.: Мингео СССР, 1960. 830 с.
- Лычагина Е.Л., Демаков Д.А., Чернов А.В., Зарецкая Н.Е., Копытов С.В., Лаптева Е.Г., Трофимова С.С. Среда обитания древнего человека в бассейне Верхней Камы: опыт реконструкции // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2021. № 1 (52). С. 5–19. <https://doi.org/10.20874/2071-0437-2021-52-1-1>
- Мельничук А.Ф. Финальный палеолит Пермского Приуралья. Автореф. дис. ... канд. ист. наук. Ижевск. 2007. 23 с.
- Назаров Н.Н., Копытов С.В. Этапы формирования речной сети бассейна Верхней Камы в плейстоцене // Ученые записки Казанского университета. Серия: Естественные науки. 2020. Т. 162. № 1. С. 180–200. <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2020.1.180-200>
- Назаров Н.Н., Копытов С.В., Жуйкова И.А., Чернов А.В. Плейстоценовые каналы стока в южной части Кельгминской ложбины (Камско-Вычегодское междуречье) // Геоморфология. 2020. № 4. С. 74–88. <https://doi.org/10.31857/S0435428120040070>
- Никитин В.П. Палеокарпологический метод. Томск: Изд-во ТГУ, 1969. 82 с.
- Попова О.А. Семейство Percidae Cuvier, 1816 – Окуневые // Аннотированный каталог круглоротых и рыб континентальных вод России. 1998. С. 117–120.
- Поспелова Е.Б., Поспелов И.Н. Флора сосудистых растений Таймыра и сопредельных территорий. Ч. 1. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2007. 457 с.
- Прокашев А.М., Жуйкова И.А., Пахомов М.М. История почвенно-растительного покрова Вятско-Камского края в послеледниковье. Киров: Изд-во ВятГУ, 2003. 143 с.
- Пыльцевой анализ / И.М. Покровская. М.: Гостеолитиздат, 1950. 553 с.
- Флора Сибири / И.М. Красноборов. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1988. 200 с.
- Чалов Р.С. Историческое и палеорусловедение: предмет, методы исследований и роль в изучении рельефа // Геоморфология. 1996. № 4. С. 13–18.
- Beug H.-J. Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. München: Verlag Friedrich Pfeil (Publ.), 2004. 542 p.
- Chlachula J. Chronology and environments of the Pleistocene peopling of North Asia // Archaeological Research in Asia. 2017. Vol. 12. P. 33–53. <https://doi.org/10.1016/j.ara.2017.07.006>
- Grimm E. Tilia software 2.0.2. Springfield, Illinois: State Museum Research and Collection Center, 2004.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., 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., Hughes K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S., van der Plicht J., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schmidt V.M., Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., 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. Vol. 62. No. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Zaretskaya N.E., Hartz S., Terberger Th., Savchenko S.N., and Zhilin M.G. Radiocarbon chronology of the Shigir and Gorbunovo archaeological bog sites, Middle Urals, Russia // Radiocarbon. 2012. Vol. 54. No. 3. P. 783–794. <https://doi.org/10.1017/S0033822200047433>

KOSINSKY MESOLITHIC SITES IN THE CONTEXT OF THE HISTORY OF THE NATURAL ENVIRONMENT OF THE UPPER KAMA REGION IN THE LATE GLACIAL AND EARLY HOLOCENE¹

D. A. Demakov^{a, #}, E. L. Lychagina^{a, b}, N. E. Zaretskaya^{c, d}, S. V. Kopytov^b, A. V. Chernov^{e, f}, E. G. Laptevaⁱ, S. S. Trofimovaⁱ, and P. A. Kosintsevⁱ

^aPerm State Humanitarian Pedagogical University, Perm, Russia

^bPerm State University, Perm, Russia

^cInstitute of Geography, RAS, Moscow, Russia

^dGeological Institute, RAS, Moscow, Russia

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

^fMoscow Pedagogical State University, Moscow, Russia

ⁱInstitute of Plant and Animal Ecology Urals Branch of the RAS, Yekaterinburg, Russia

[#]E-mail: demakov-denis@mail.ru

¹ For citation: Demakov D.A., Lychagina E.L., Zaretskaya N.E., Kopytov S.V., Chernov A.V., Lapteva E.G., Trofimova S.S., and Kosintsev P.A. 2023. Kosinsky Mesolithic sites in the context of the history of the natural environment of the upper Kama region in the Late Glacial and early Holocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*, vol. 54, no. 1, pp. 74–89 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S0435428123010042>; <https://elibrary.ru/GPPHEY>

The article presents the results of interdisciplinary (archaeological and palaeoecological) studies conducted in 2018–2021 in the northern part of the Perm Territory at the confluence of the Kosa and Lolog rivers. The main objects of research were the sites of the Mesolithic period and the natural environment of the Late Glacial and Early Holocene. To identify the confinement of archaeological sites to certain landforms within the river valley, the paleochannel method was used. As a result, 2 terraces and a Holocene floodplain were identified. For paleoenvironmental reconstruction palynological and paleocarpological methods were used. The radiocarbon method was used to create a chronological basis for the area of work. The study of the economic activities of Mesolithic groups was based on osteological analysis. In the Late Glacial period the study area was not yet inhabited by ancient people due to unfavorable natural environments. The settlement started only in the second half of the Boreal period of the Holocene, after the formation of the second terrace and the spread of taiga pine and birch forests with the participation of spruce. By this time, the sites of Kosa I and II, located on the banks of the Lolog river were inhabited. The population was mostly engaged in hunting and partly fishing. The natural environments at the beginning of the Atlantic period of the Holocene were still favorable for the existence of human groups here. Formation of the first terrace in the Lolog valley contributed to the colonization of this territory too. The Kosa III site dates back to this time, which population was still mainly engaged in hunting, and probably also fishing. Later, due to the continued lateral migration of the Kosa and Lolog river beds to the east and the emergence of waterlogged floodplains, people left this area and began to inhabit it again only in the Late Holocene.

Keywords: archaeology, Mesolithic, radiocarbon dating, paleochannel analysis, palynology, paleocarpology, osteology, Late Glacial, Holocene

ACKNOWLEDGMENTS

The study was funded by the Ministry of Education and Science of the Perm Region, agreement No. C-26/1192 19.12.2019., within the framework of State Contracts: IG RAS – FMWS-2019-0008; Institute of Plant and Animal Ecology of the UB RAS (No. 122021000095-0). Geomorphological mapping was supported by grant No. GSGC-0076/21. The project is being implemented by the winner of the Master's program faculty grant competition 2020/2021 of the Vladimir Potanin fellowship program.

REFERENCES

- Andreicheva L.N., Marchenko-Vagapova T.I., Buravskaya M.N., and Golubeva Yu.V. *Prirodnaya sreda neopleistotsena i golotsena na Evropeiskom Severo-Vostoke Rossii* (The natural environment of the Neo-Pleistocene and Holocene in the European Northeast of Russia). Moscow: GEOS (Publ.), 2015. 224 p. (in Russ.)
- Beug H.-J. Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. München: Verlag Friedrich Pfeil (Publ.), 2004. 542 p.
- Chalov R.S. Historical and paleogeography: subject, research methods and role in the study of relief. *Geomorfologiya*. 1996. No. 4. P. 13–18. (in Russ.)
- Chlachula J. Chronology and environments of the Pleistocene peopling of North Asia. *Archaeological Research in Asia*. 2017. Vol. 12. P. 33–53. <https://doi.org/10.1016/j.ara.2017.07.006>
- Demakov D.A., Lychagina E.L., and Kulkova M.A. The first results of petrographic analysis of stone raw materials from the Mesolithic site of Kosa II. *Trudy Kamskoi arkheologo-etnograficheskoi ekspeditsii*. Issue XVII. Perm. 2020. P. 27–32. (in Russ.) <https://doi.org/10.24412/2658-7637-2020-17-27-32>
- Demakov D.A., Lychagina E.L., and Lapteva E.G. First results of digging at the mesolithic site Kosa II. *Trudy Kamskoi arkheologo-etnograficheskoi ekspeditsii*. Issue XV. Perm. 2019. P. 4–10. (in Russ.) <https://doi.org/10.24411/2658-7637-2019-11501>
- Denisov V.P. *Otchet ob arkheologicheskikh raskopkakh i razvedkakh, provedennykh Kosinskim otryadom Verkhne-Kamskoi arkheologicheskoi ekspeditsii Permskogo gosudarstvennogo universiteta i Komi-Permyatskim okruzhnym kraevedcheskim muzeem v iyune-avguste 1962 g.* (Report on archaeological excavations and explorations conducted by the Kosinsky detachment of the Upper Kama Archaeological Expedition of Perm State University and the Komi-Permyak Regional Museum of Local Lore in June–August 1962). *Arkhiv Instituta arkheologii Rossiiskoi akademii nauk* (Archive of the Institute of Archaeology of the Russian Academy of Sciences). Coll. R-1. No. 2478. 46 p. (in Russ.)
- Denisov V.P. and Melnichuk A.F. Kosinskaya I, late mesolithic site – site in the Kama region. *Problemy izucheniya drevnei istorii Udmurtii*. 1987. P. 19–25. (in Russ.)
- Golubeva Yu.V. *Paleogeografiya i paleoklimat pozdnelednikovaya i golotsena v severnoi i srednei podzonakh taigi Timano-Pechorsko-Vychedgodskogo regiona (po palinologicheskim dannym)* (Paleogeography and paleoclimates of the Late Glacial and Holocene in the Northern and Middle taiga subzones of the Timan-Pechora-Vychedgod region (according to palynological data). PhD thesis. Syktyvkar. 2010. 20 p. (in Russ.)
- Grimm E. Tilia software 2.0.2. Springfield, Illinois State Museum Research and Collection Center, 2004.
- Krasnoborov I.M. (Eds.). *Flora Sibiri* (Flora of Siberia). Novosibirsk: Nauka. Sib. Department (Publ.), 1988. 200 p. (in Russ.)
- Lychagina E.L., Demakov D.A., Chernov A.V., Zaretskaya N.E., Kopytov S.V., Lapteva E.G., and Trofimova S.S. Human palaeoenvironment in the Upper Kama river basin: experience of reconstruction. *Vestnik arkheologii, antropologii i etnografii*. 2021. No. 1 (52). P. 5–19. (in Russ.) <https://doi.org/10.20874/2071-0437-2021-52-1-1>

- Melnichuk A.F. *Finalnyi paleolit Permskogo Priural'ya* (The Final Paleolithic of the Permian Urals). PhD thesis. Izhevsk. 2007. 23 p. (in Russ.)
- Nazarov N.N. and Kopytov S.V. Stages of River Network Formation of the Upper Kama River Basin in the Pleistocene. *Uchenye zapiski Kazanskogo universiteta. Seriya: Estestvennye nauki*. 2020. Vol. 162. No. 1. P. 180–200. (in Russ.)
<https://doi.org/10.26907/2542-064X.2020.1.180-200>
- Nazarov N.N., Kopytov S.V., Zhuikova I.A., and Chernov A.V. Pleistocene runoff channels in the southern part of the Keltma hollow (Kama–Vychegda watershed). *Geomorfologiya*. 2020. No. 4. P. 74–88. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S0435428120040070>
- Nikitin V.P. *Paleokarpologicheskii metod* (Paleocarpological method). Tomsk: TSU (Publ.), 1969. 82 p. (in Russ.)
- Pavlovskii E.N., Vinogradov B.S., Arnoldi V.M., and Novikov G.A. (Eds.). *Zhivotnyi mir SSSR* (Animal world of the USSR). Moscow; Leningrad: Academy of Sciences of the USSR (Publ.), 1953. Vol. 4. Forest zone. 740 p. (in Russ.)
- Pokrovskaya I.M. (Eds.). *Pyľtsevoi analiz* (Pollen analysis). M.: Gosgeolizdat (Publ.), 1950. 553 p. (in Russ.)
- Popova O.A. Family Percidae Cuvier, 1816 – Perch. *Annotirovannyi katalog kruglorotykh i ryb kontinentalnykh vod Rossii*. 1998. P. 117–120. (in Russ.)
- Pospelova E.B. and Pospelov I.N. *Flora sosudistykh rastenii Taimyra i sopredelnykh territorii. Ch. 1.* (Flora of vascular plants of Taimyr and adjacent territories. Part 1). M.: Association of Scientific publications of the CMC (Publ.), 2007. 457 p. (in Russ.)
- Prokashev A.M., Zhuikova I.A., and Pakhomov M.M. *Istoriya pochvenno-rastitel'nogo pokrova Vyatsko-Kamskogo kraya v poslednikov'e* (The history of the soil and vegetation cover of the Vyatka-Kama region in the post-glacial period). Kirov: VyatGGU (Publ.), 2003. 143 p. (in Russ.)
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk, Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edward, 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., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C. S., van der Plicht J., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schmidt V.M., Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., 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. Vol. 62. No. 4. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Zaretskaya N.E., Lychagina E.L., Lapteva E.G., Trofimova S.S., and Chernov A.V. The Kama flood plain: reconstruction of the natural habitat of ancient and medieval communities in the middle cis-urals. *Russian archaeology*. 2020. No. 1. P. 44–59. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S086960630008253-7>
- Zaretskaya N.E., Hartz S., Terberger Th. Savchenko S.N., and Zhilin M.G. Radiocarbon chronology of the Shigir and Gorbunovo archaeological bog sites, Middle Urals, Russia. *Radiocarbon*. 2012. Vol. 54. No. 3. P. 783–794.
<https://doi.org/10.1017/S0033822200047433>
- Ziling D.G., Kapitanova K.V., Kulagin S.I., Galushkin Yu.A., Simonov A.N., and Korganova L.S. *Otchet o rezul'tatakh inzhenerno-geologicheskikh issledovaniĭ, provedennykh Kamskoi partiei v zone proektiruemogo Verkhne-Kamskogo vodokhranilishcha (na uchastke ot s. Bondyug do s. Gainy) v 1958–1959 gg.* (Report on the Results of Engineering and Geological Studies Performed by the Kama Party in the Area of the Projected Upper Kama Reservoir (On the Site from the Village of Bondyug to the Village of Gainy) in 1958–1959). M.: Mingeo SSSR (Publ.), 1960. 830 p. (in Russ.)

УДК 551.435.472(235.222)

ВОЗРАСТ ЛЕДНИКОВЫХ И ВОДНОЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧИБИТСКОГО ГЛЯЦИОКОМПЛЕКСА И ЕГО ПОДПРУДНОЕ ОЗЕРО (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)[#]

© 2023 г. И. Д. Зольников^{1,2,3}, Е. В. Деев^{2,3,4}, Р. Н. Курбанов^{3,5}, А. В. Панин³, И. С. Новиков^{1,*},
А. В. Васильев^{1,2}

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³ Институт географии РАН, Москва, Россия

⁴ Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

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

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

Поступила в редакцию 10.06.2022 г.

После доработки 27.09.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

Охарактеризован ареальный стратотип Чибитского оледенения в стратиграфической схеме четвертичных отложений Алтае-Саянской горной области, соответствующий по времени LGM (последнему ледниковому максимуму), т.е. четвертой ступени верхнего неоплейстоцена российской стратиграфической шкалы. Описаны и привязаны опорные геологические разрезы диамиктонов чибитского горизонта. Приведена палеогеографическая схема с контурами Чибитского и Маашейского ледников времени LGM, составленная по материалам дистанционного зондирования, полевых геоморфологических наблюдений и заверенная геологическими данными. Показаны границы ледниково-подпрудного Баратальского озера по уровню подтопления 1700 м. Этому уровню соответствуют верхние площадки террас на северо-восточной окраине Курайской котловины. В старой долине Чуи обнаружены валунно-глыбовники, отложенные прорывом баратальского озера. Они составляют тело террасы высотой около 5–7 м, врезанной в чибитскую морену. Установлено, что чибитская морена вложена в салджарскую суперпаводковую толщу, следовательно, салджарский и баратальский прорывы разновозрастны и разномасштабны.

Ключевые слова: суперпаводки, морена, поздний плейстоцен, стратиграфия, Чибитское оледенение

DOI: 10.31857/S2949178923010139, **EDN:** GRQQBP

ВВЕДЕНИЕ

Чибитский ледниковый горизонт является первым стратиграфическим подразделением в региональной стратиграфической схеме Горного Алтая, который получил надежное геохронометрическое обоснование методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) (Зольников и др., 2021). Первоначально чибитская морена была выделена в низовьях р. Чибитки, у пос. Чибит (рис. 1), по комплексу ледникового рельефа. При этом собственно голостратотип как опорный геологический разрез описан не был, а в региональной стратиграфической схеме (Борисов, 1984) был указан лектостратотип, датированный тер-

молюминесцентным методом (ТЛ) в Чаганском разрезе, расположенном на юго-западной окраине Чуйской котловины. Возраст этого горизонта в схеме четвертичных отложений Алтае-Саянской горной области считался соответствующим второй ступени верхнего неоплейстоцена Российской шкалы (Свиточ и др., 1978). Однако даты, полученные около полувека назад ТЛ методом старого поколения, среди научного сообщества давно уже не считаются валидными, в результате чего данный горизонт фактически потерял лектостратотип, и его стратиграфическая позиция стала неясной.

Возраст последнего оледенения в районе, прилегающем к населенным пунктам Чибит и Акташ, определен по трем ОСЛ датам в интервале от 14.4 тыс. л. н. до 21.0 тыс. л. н. в песках приледникового баратальского озера, подпруживавшегося в данном районе последним ледником. Однако высока вероятность того, что последний этап существования этого озера был связан с подпружи-

[#] Ссылка для цитирования: Зольников И.Д., Деев Е.В., Курбанов Р.Н., Панин А.В., Новиков И.С., Васильев А.В. Возраст ледниковых и водноледниковых отложений Чибитского Гляциокомплекса и его подпрудное озеро (Горный Алтай) // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54, № 1. С. 90–98. <https://doi.org/10.31857/S0435428123010133>; <https://elibrary.ru/GRQQBP>



Рис. 1. Палеогеографическая схема района средней Чуи на максимум Чибитского оледенения.

1 – точки наблюдения (цифры в прямоугольниках – номера точек); 2 – населенные пункты; 3 – канал прорыва баратальского озера в старой долине Чуи; 4 – основные реки; 5 – Баратальское ледниково-подпрудное озеро; 6 – области распространения ледников времени LGM по ДЗ и полевым наблюдениям.

Fig. 1. A Paleogeographic map of the basin of the middle Chuya and the proposed scheme for the distribution of the Chibit glaciation.

1 – observation points (numbers in rectangles – numbers of points); 2 – settlements; 3 – channel of the outburst of the Baratal lake in the old Chuya valley; 4 – main rivers; 5 – Baratal ice-dammed lake; 6 – areas of distribution of glaciers of the LGM time according to remote sensing and field observations.

ванием уже не ледником, а оставленной им современной плотиной (Зольников и др., 2016, 2021). Таким образом, возраст чибитского горизонта по новым геохронометрическим данным сопоставляется с LGM (последний ледниковый максимум) и соответствует четвертой ступени верхнего неоплейстоцена российской стратиграфической шкалы. Однако до сих пор остается не выясненной позднелепистоценовая история старой и новой долин Чуи. Образование нового каньона Чуи относится некоторыми исследователями (Panin, Baryshnikov, 2015a,b) к началу позднелепистоценовой холодной эпохи около 80–100 тыс. л. н. Если в LGM Чибитско-Акташский ледник запаковывал старую долину Чуи и перенаправлял ее воды в обход по новому каньону, то в результате какой плотины возникало подпрудное Баратальское озеро? Сколько времени такое озеро существовало и каков был его максимальный уровень? Прорывалось ли Баратальское озеро при завершении чибитского оледенения, и если да, то каковы были масштабы такого прорыва? Рассмотрим геоморфологические, геологические и геохронометрические данные, которые позволят дать ответы на эти вопросы.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Прежде всего в связи с отсутствием опубликованного чибитского голостратотипа и потерей чанганского лектостратотипа следует описать опорные разрезы с моренами, соответствующими чибитскому оледенению. В этой связи стоит отметить, что фактически все дно “старой” долины Чуи от участка, прилегающего к поселку Акташ, до участка, прилегающего к поселку Чибит, выстлано диамиктонами (рис. 1). То есть собственно факт наличия морен в этом районе считается общепризнанным и никем из исследователей Горного Алтая никогда не подвергался сомнению. Что касается обнажений, доступных непосредственному наблюдению, то в качестве таковых можно указать на придорожные обрывы, расположенные вдоль южной обочины трассы Р-256 (Чуйский тракт) на левобережье рек Чибитка и Менка, русла которых находятся внутри старой долины Чуи.

Т. н. № 1 на рис. 1. Координаты: 50.31402° с. ш., 87.56902° в. д., абс. высота 1280 м. Обнажение находится на левом берегу реки Менка, 789-й км

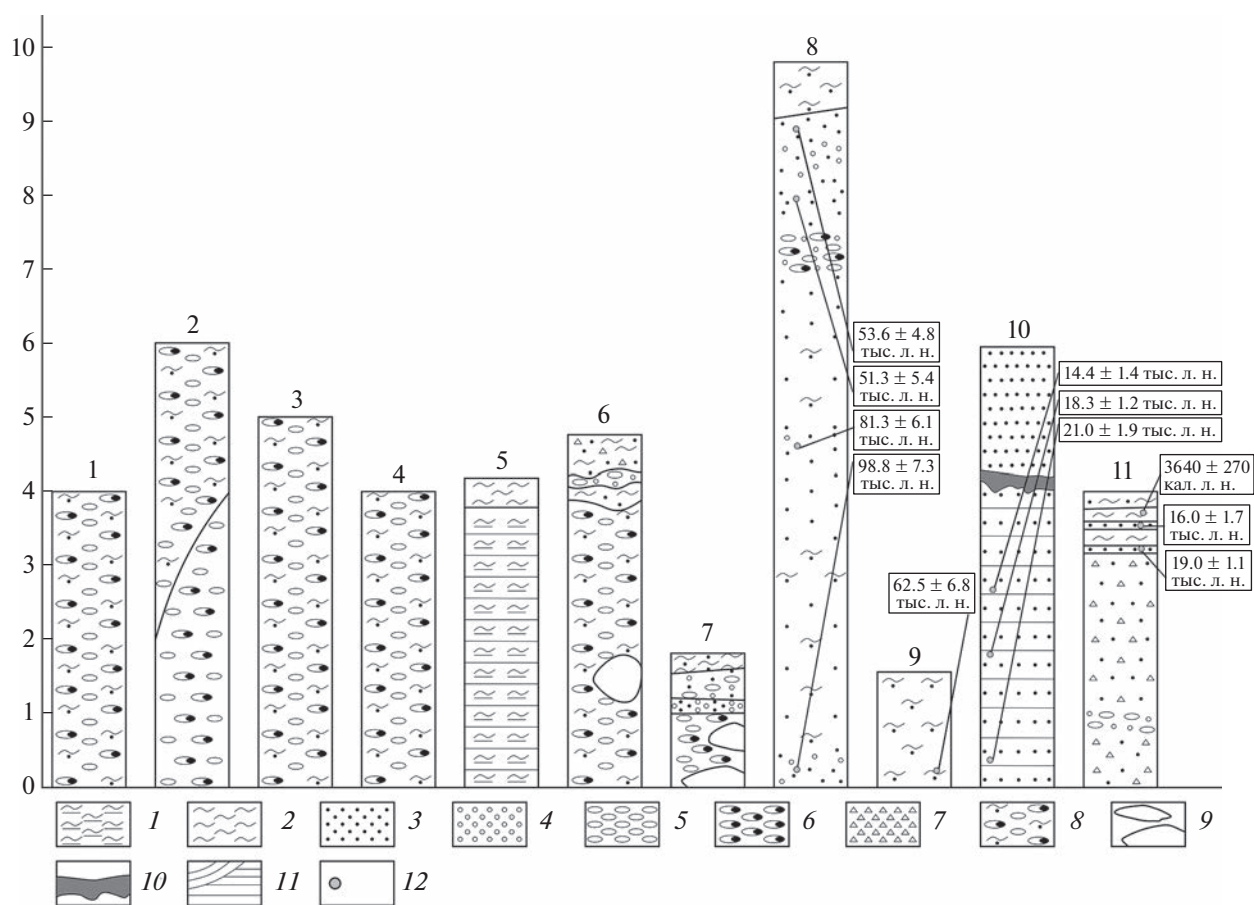


Рис. 2. Колонки опорных четвертичных разрезов.

1 – алевропелит; 2 – алеурит; 3 – песок; 4 – гравий; 5 – галька; 6 – валуны; 7 – дресва; 8 – диамиктон; 9 – глыбы; 10 – палеопочва; 11 – слоистость; 12 – люминесцентные и радиоуглеродные даты (Panin, Baryshnikov, 2015a,b; Agatova et al., 2020; Зольников и др., 2021).

Fig. 2. Columns of reference Quaternary sections.

1 – aleuropelite; 2 – aleurite; 3 – sand; 4 – gravel; 5 – pebbles; 6 – boulders; 7 – gruss; 8 – diamicton; 9 – blocks; 10 – paleosoil; 11 – bedding; 12 – luminescence and radiocarbon dates (Panin and Baryshnikov, 2015a,b; Agatova et al., 2020; Zolnikov et al., 2021).

трассы Р-256 (колонка № 1 на рис. 2). Здесь в придорожных обрывах вдоль южной обочины трассы Р-256 прослеживается на протяжении нескольких десятков метров серия обнажений палево-серого неслоистого диамиктона с валунами и гальками в форме ледогранников в алевропесчаном заполнителе. Процентное соотношение грубых обломков и заполнителя существенно варьирует в пределах обнажения. Местами фиксируются оторженцы литифицированных палеозойских пород. Петрографический состав обломочного материала разнородный, что свидетельствует о его значительном перемещении от источников сноса. Высота бровки обнажений, а следовательно, и видимая мощность диамиктона около 4 м. Данный геологический разрез предлагается считать лектостратотипом чибитской морены, сформированной Акташско-Чибитским ледником.

Т. н. № 2 на рис. 1 (колонка № 2 на рис. 2). Координаты: 50.31414° с. ш., 87.56872° в. д., абс. вы-

сота 1280 м. Обнажение находится на левом берегу реки Менка, 789-й км трассы Р-256, примерно в 50 м западнее разреза № 1. В придорожной врезке обнажен палево-серый неслоистый диамиктон (в восточной части обнажения), надвинутый на валунник с галькой и глыбами (в западной части обнажения). Плоскость сместителя надвига падает на восток под углом около 30–40°. Диамиктон палево-серый с валунами и гальками в форме ледогранников (примерно 40% от общего объема) с алевропесчаным заполнением (примерно 60% от общего объема). Диамиктон трактуется как основная морена Акташско-Чибитского ледника, а промытый валунник с глыбами интерпретируется как сальджарская толща. Видимая мощность отложений около 6 м. Протяженность обнажения около 15 м. Налегание чибитской морены на сальджарскую толщу указывает на то, что чибитский диамиктон моложе сальджарских отложений, возраст которых в Малояломанской впадине, с

учетом ОСЛ-датировки, определен как 90 тыс. л. н. (Зольников и др., 2016). Наблюдаемая структура представляет собой гляциошарьяж – пологий надвиг чибитской морены на салджарские валуны.

Т. н. № 3 на рис. 1 (колонка № 3 на рис. 2). Координаты: 50.25433° с. ш., 87.66302° в. д., абс. высота 1455 м. Обнажение протяженностью около 20 м находится на правом берегу р. Чуя недалеко от недостроенной Акташской ГЭС, в районе ветвления на старую и новую долины Чуи. В стенке обрыва вскрыт серый неслоистый диамиктон. Грубообломочный материал (примерно 30% от общего объема) представлен ледогранниками валунами и гальками, а также дресвой. Заполнитель алевропесчаный (примерно 70% от общего объема). Алевритовой составляющей (“ледниковой муки”) больше чем песчаной в соотношении приблизительно 2–1. Подошва диамиктона не вскрыта. Видимая мощность диамиктона 5 м. Генезис – монолитная основная морена, отложенная Маашейским палеоледником.

Т. н. № 4 на рис. 1 (колонка № 4 на рис. 2). Координаты: 50.27134° с. ш., 87.66599° в. д., абс. высота 1480 м. Серия обнажений высотой более 4 м и фрагментарной протяженностью около 30 м находится на правом борту старой долины р. Чуя, в придорожной врезке трассы Р-256. В стенке обрыва вскрыт серый неслоистый диамиктон, представленный ледогранниками, валунами и гальками с алевропесчаным заполнителем (до 60–70%). Генезис – монолитная морена Маашейского палеоледника.

Далее вниз по долине наблюдается моренный комплекс, фиксирующий край продвижения Маашейского ледника в старую долину Чуи. От конечно-моренного уступа на протяжении нескольких километров в сторону Акташа обнажения диамиктонов отсутствуют (рис. 1). Это указывает на разрыв между Акташко-Чибитским ледником, занимавшим старую долину Чуи от населенного пункта Акташ до населенного пункта Чибит и ледником, выдвинувшимся из долины р. Маашей через новую долину Чуи и частично зашедшим в старую долину реки Чуя. О том, что эти ледники не смыкались, свидетельствует нижеописанный геологический разрез.

Т. н. № 5 на рис. 1 (колонка № 5 на рис. 2). Координаты: 50.30231° с. ш., 87.66311° в. д., абс. высота 1385 м. Геологический разрез находится близ 796-го км трассы Р-256. В придорожном обнажении высотой 4.2 м вскрыты субгоризонтально-параллельнослоистые алевропелиты, которые по текстурному облику соответствуют “ленточным глинам” озерно-ледникового типа. Отчетливо фиксируется чередование более светлых “толстых” алевритовых слойков и более темных “тонких” пелитовых слойков. По всей видимости эти

отложения свидетельствуют о существовании ледниково-подпрудного озера, сформировавшегося между Акташко-Чибитским и Маашейским ледниковыми языками в условиях отсутствия водного стока.

Т. н. № 6 на рис. 1 (колонка № 6 на рис. 2). Координаты: 50.30237° с. ш., 87.65976° в. д., абс. высота 1370 м. Недалеко от т. н. № 5 в серии придорожных обнажений вскрыты на протяжении более 100 м диамиктоны, в которых на разной высоте присутствуют редкие маломощные до 0.3 м прослои гравийного песка с линзами алеврита. Диамиктон серый с ледогранниками валунами и гальками, а также с алевропесчаным заполнителем. Видимая мощность диамиктонов около 5 м. По данным дистанционного зондирования и геоморфологическим наблюдениям эта полоса обнажений вдоль Чуйского тракта вскрывает отложения, оставленные Акташко-Чибитским ледником, питающей провинцией которого был Улаганский ледоём, располагавшийся в одноименной впадине к северу от Курайского хребта.

Т. н. № 7 на рис. 1 (колонка № 7 на рис. 2). Координаты: 50.2672° с. ш., 87.66217° в. д., абс. высота 1475 м. Обнажение находится близ 801-го км трассы Р-256. На данном участке старой долины р. Чуя наблюдается небольшая терраса высотой от 5 до 7 м с площадкой протяженностью немногим более 150 м и шириной несколько десятков м (если считать по обе стороны от дороги). Тело террасы подрезано дорожной выемкой глубиной 4.2 м, где вскрыт валунно-глыбовник окатанный. Преобладают крупные валуны более 0.5 м в поперечнике. В 70 см от бровки находится прослой серого крупнозернистого гравийного песка местами косослойчатого, местами параллельно-слоистого толщиной приблизительно 15 см. По геоморфологическим наблюдениям тело террасы врезано в диамиктон, обнаженный в т. н. № 4 и № 3 по обе стороны от т. н. № 7 (рис. 1, 2).

Т. н. № 8 на рис. 1 (колонка № 8 на рис. 2). Координаты: 50.27996° с. ш., 87.67025° в. д., абс. высота 1440 м. Левый борт долины “старой Чуи”. Нижний карьер Менской ГЭС. В стенках карьера вскрывается переслаивание песка, алевропеска, гравийного песка, дресвы и гравийно-галечника. Слоистость преимущественно параллельная с редкими пологими срезаниями. В последнем случае вышележащие серии срезают нижележащие, создавая рисунок ясно читаемых внутриформационных угловых несогласий. По горизонтали стратифицированная толща сменяется мозаикой блоков, между которыми либо прослеживаются дизъюнктивные границы, либо наблюдается алевропесчаный оплывневой заполнитель. Кроме того, в прикровельной части отмечается перетолжение склоновыми процессами. Сводный разрез составляет около 10 м. По данным (Panin,

Baryshnikov, 2015a) здесь получены ОСЛ даты 51.3 ± 5.4 , 53.6 ± 4.8 , 81.3 ± 6.1 и 98.8 ± 7.3 тыс. л. В интерпретации цитированных авторов разрез представляет отложения краевого зандра ледника, заполнявшего старую долину Чуи около 80–100 тыс. л. н., со следами более позднего перемиыва. К флювиогляциальным отложениям “первого постмаксимального” оледенения (по современной схеме — МИС 5-4) относил эти отложения и Е.В. Девяткин (1965). В представлении ряда авторов настоящей статьи, это суперпаводковые отложения средних террас с переотложенными склоновыми образованиями в верхней части. В любом случае изученный комплекс представляет эрозионный останец, сложенный отложениями эпохи первого верхнечетвертичного оледенения Горного Алтая, соответствующего по времени второй ступени верхнего неоплейстоцена Российской четвертичной шкалы. Существенно гипсометрически ниже этих отложений находится чибитский гляциокомплекс, включающий в себя как морены, так и водно-ледниковые осадки. Следует особо отметить, что фрагменты суперпаводковых террас на левом борту старой долины Чуи сохранились исключительно на отрезке между Чибитским и Маашейским ледниковыми комплексами, т.е. на той территории, которую ледниковые языки стадии LGM не занимали, согласно геоморфологической схеме рис. 1.

Т. н. № 9 на рис. 1 (колонка № 9 на рис. 2). Координаты: 50.28689° с. ш., 87.52230° в. д., абс. высота 1340 м. Описываемое придорожное обнажение протяженностью немногим более 100 м и высотой до 1.5–2 м находится на правом борту новой долины р. Чуя выше по течению от краевого комплекса чибитского оледенения (рис. 1). В обнажении вскрыты светло-серые алевропески с примесью дресвы, щебня и мелкой гальки. Фрагментами отмечается нечетко выраженная слоистость параллельная склону, но в целом отложения массивные. По текстурно-структурным особенностям эти отложения можно диагностировать как солифлюкционно-делювиальные, т.е. склоновые, сформированные за счет переотложения более древних возможно гляциогенных (в том числе лимногляциальных) отложений. Согласно (Panin, Baryshnikov, 2015b) здесь получена ОСЛ-дата 62.5 ± 6.9 тыс. л. Эти данные являются дополнительным свидетельством того, что отрезок новой долины Чуи между Чуйским и Маашейским гляциокомплексами, показанными на рис. 1, не занимался ледниками во время LGM.

Т. н. № 10 на рис. 1 (колонка № 10 на рис. 2). Координаты: 50.24152° с. ш., 87.70214° в. д., абс. высота 1475 м. В придорожном карьере у трассы Р-256 около урочища Баратал на правом берегу р. Чуя сверху вниз вскрыты светло-серые с буроватым оттенком неслоистые мелкозернистые пылеватые переветренные пески мощностью 1.7 м.

Кровля неровная, осложненная невысокими золовыми грядами. В основании залегает эфемерная светло-бурая палеопочва толщиной 0.3 м. Непосредственно под палеопочвой на глубину 4 м вскрыты светло-серые с желтоватым оттенком параллельно субгоризонтально слоистые мелко- и среднезернистые пески Баратальского палеозера. Участками слоистость становится пологолинзовидной. Редко встречаются мелкие белесые алевроитовые прослои. Подошва слоя не вскрыта. Судя по разрезу, в береговом обрыве рядом с карьером изученной оказалась верхняя половина озерной толщи, которая составляет террасу, отчетливо выделяющуюся как на цифровых моделях рельефа, так и на космических снимках. Из озерных песков были получены три ОСЛ-даты: 21.0 ± 1.9 тыс. л. с глубины 5.8 м; 18.3 ± 1.2 тыс. л. с глубины 4.6 м; 14.4 ± 1.4 тыс. л. с глубины 3 м от поверхности (Зольников и др., 2016, 2021).

Т. н. № 11 на рис. 1 (колонка № 11 на рис. 2). Координаты: 50.24564° с. ш., 87.89574° в. д., абс. высота 1570 м. Придорожное обнажение у трассы Р-256 на северо-западном окончании Курайской котловины. Здесь вскрыты снизу вверх паводковые параллельно-слоистые пескодресвяники мощностью более 3 м, перекрытые палевыми алевропесками и алевроитами с прослоями песков и пескодресвяников общей мощностью до 1 м. Параллельные пескодресвяники представляют собой типичную фацию прорывных паводков, а алевроиты и алевропески верхнего слоя по всей видимости являются переотложенными склоновыми образованиями. Непосредственно в верхней части разреза в двух прослоях песка получены ОСЛ-даты: 16.0 ± 1.7 и 19.0 ± 1.1 тыс. л., в прикровельном же участке из погребенной почвы получена радиоуглеродная дата 3640 ± 270 кал. л. н. (Agatova et al., 2020). Авторы дат интерпретируют эти отложения как осадки Курайского ледниково-подпрудного озера. На наш взгляд, нижняя часть геологического разреза представляет собой прорывные образования, а верхняя — постпрорывные склоновые (преимущественно делювиальные и солифлюкционные). Такая интерпретация не исключает существования на этих высотах подпрудного озера, реконструируемого в работе (Agatova et al., 2020).

Т. н. № 12 на рис. 1. Координаты: 50.17684° с. ш., 88.16350° в. д. В данной точке наблюдения на северо-восточном борту Курайской котловины прослеживается серия террас Баратальского ледниково-подпрудного озера, выработанных в склоновых отложениях (рис. 3). Абс. высота площадки верхней террасы 1696 м.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Новые данные в совокупности с ранее опубликованными абсолютными датами позволяют



Рис. 3. Серия террас баратальского озера на северо-востоке Курайской котловины.

Fig. 3. A series of terraces of the Baratal Lake in the northeast of the Kurai basin.

предложить палеогеографическую модель чибитского оледенения (рис. 1), согласно которой Акташско-Чибитский и Маашейский ледники заполняли края старой и новой долин Чуи, но не проникали в центральную часть новой долины, а Акташско-Чибитский ледник занимал почти всю старую долину. Новые данные не подтверждают мнение П.А. Окишева (2011) о том, что морены на входе в старую долину Чуи принадлежат Акташско-Чибитскому леднику, а Маашейский ледник распространялся только по новому участку долины. Напротив, наши данные соответствуют точке зрения О.А. Раковец и Г.Л. Шмидта (1963) о том, что моренные накопления на входе в старую долину Чуи принадлежат Маашейскому леднику и не связаны с моренами Акташско-Чибитского ледника на выходе из этой долины. Предложенная модель объясняет наличие древних дат в отложениях, не перекрывавшихся ледниками времени LGM: в старой долине Чуи между моренами Маашейского и Чибитского ледников (т. н. № 8, около 50 тыс. л. и 80–100 тыс. л.), а также в новой долине Чуи (т. н. № 9, около 60 тыс. л.).

На схеме Е.В. Девяткина (1965, рис. 4–5) Маашейский ледник времени “второго постмаксимального оледенения” не перекрывает старую долину Чуи, что не предполагает формирования выше по течению подпрудных водоемов в конце позднего плейстоцена. Однако нами было показано, что именно в это время формируется Баратальское подпрудное озеро. По датам из его песков (колонка № 10 на рис. 2) можно судить о возрасте подпруживающего Чую Маашейского ледника. Поскольку датирована только верхняя часть баратальских песков, начало подпруживания, а значит и чибитского оледенения происходило несколько ранее 21 тыс. л. н.

О времени деградации оледенения можно судить по результатам ^{10}Be датирования морен, а также ОСЛ датирования озерных отложений. В месте смыкания новой и старой долин Чуи у деревни Чибит конечно-моренный комплекс проникает в Чуйский каньон не более чем на пару километров и не имеет продолжения вверх по течению реки (рис. 1). Здесь бериллиевым методом по поверхности ледогранников чибитской морены получены даты 16.5–18 тыс. л. н. (Reuther, 2007).

В соответствии с геоморфологическими данными (Новиков, Парначев, 2000) основной плотинной, перегораживавшей долину Чуи и создававшей ледяную дамбу, за счет которой формировалось подпрудное Баратальское озеро, был Маашейский ледник, который выходил в место раздвоения долины Чуи на старую и новую ветви, а затем продвигался на несколько километров вниз по старой долине, где и оставил конечно-моренный комплекс (рис. 1). Основываясь на высотах озерных террас в перемычке между Курайской и Чуйской впадинами (т. н. № 12), можно принять, что максимальный уровень Баратальского подпрудного озера времени LGM достигал отметки 1700 м абс. Он не мог подниматься выше 1750 м абс., поскольку в таком случае подверглись бы размыву абляционные морены Куюктанарского ледника, датированные временем ранее LGM (Деев и др., 2021). Береговая линия Баратальского озера на рис. 1 показана исходя из уровня 1700 м абс. Максимальные отметки озерных террас в Чуйской и Курайской впадине достигают 2150 м абс. (Новиков и др., 1995), но сохранность этих террас намного хуже, чем у наблюдаемых на отметках до 1750 м и они фиксируют уровни более древнего приледникового озера со спуском которого связано формирование ининской толщи (Зольников и др., 2015).

Определения абсолютного возраста радиоуглеродным и OSL методами, полученные на северо-западной окраине Курайской котловины в отложениях у кровли прорывных пескодресвяников, сформировавшихся при спуске Баратальского подпрудного палеозера (т. н. № 11, 19 и 16 тыс. л.) хорошо коррелируются с датами по космогенному бериллию валунов-ледогранников чибитской морены около 16.5–18 тыс. л. н. Это свидетельствует о дегляциации к этому времени ледников как в старой, так и в новой долинах Чуи. Казалось бы, этому противоречат ОСЛ-даты из верхней части баратальских озерных осадков (т. н. № 10, от 21 до 14 тыс. л.). Однако при более углубленном анализе этих дат становится ясным, что они логично дополняют событийно палеогеографическую историю района. Спуск Баратальского озера на рубеже 19 тыс. л. н. согласно датам, полученным из суперпаводковых отложений (Agatova et al., 2020), привел к формированию пескодресвяников (т. н. № 11), валунноглыбовников (т. н. № 7) и образованию канала прорыва на дне долины реки Чуя (рис. 1), по которой впоследствии заложилась более мелкие долины рр. Менка и Чибитка. Прорывные воды не смогли пропилить до литифицированных пород диамиктоновую толщу, оставленную в днище Чуйской долины на фронтальном участке Маашейского ледника. Поэтому после спуска озера сохранилась моренная плотина, перекрывшая дальнейший доступ в старую долину Чуи. Соответственно Чуя повернула в новую долину, либо осталась в ней, если вслед за некоторыми авторами (Panin, Baryshnikov, 2015a,b) считать, что новая долина была сформирована уже на предыдущем этапе ледниковой истории 80–100 тыс. л. н. С 19–18 тыс. л. н. до 14 тыс. л. н. в районе Баратальского урочища существовало уже моренно-подпрудное озеро с меньшими размерами и более низким уровнем, нежели ледниково-подпрудный бассейн, существовавший ранее 19 тыс. л. н., с максимальной отметкой 1700 м над у. м.

Следует особо отметить, что паводковое событие при прорыве Чибитско-Маашейской плотины было гораздо менее масштабным, нежели сальджарское при разрушении ледниковых плотин около 90 тыс. л. н., что не подтверждает представления ряда исследователей (Бутвиловский, 1993; Рудой, 1995, 2001; Herget, 2005; Reuter et al., 2006; Herget et al., 2020) о молодом (между 28 и 15 тыс. л. н.) возрасте проходивших по Чуйско-Катунской системе речных долин прорывных мегапаводков. На то, что уровень заплеска прорывных вод был относительно невысоким, указывает, в частности, наличие более древних отложений с возрастом 50–100 тыс. л., сохранившихся на высоких отметках, сравнимых с уровнями средних и высоких террас как в старой, так и в новой долинах реки Чуя. Диамиктоны морен в

т. н. № 1, 2, 3, 4 и 6, а также водно-ледниковые отложения в т. н. № 5, 7, 10 и 11 представляют собой достаточно компактно расположенные в едином районе геологические разрезы закономерно сложенного гляциокомплекса и могут считаться составным ареальным стратотипом чибитского ледникового горизонта.

ВЫВОДЫ

В бассейне средней Чуи выявлен ряд разрезов моренных и водно-ледниковых отложений, относящихся к чибитскому ледниковому горизонту, соответствующему последнему глобальному ледниковому максимуму (LGM), т.е. четвертой ступени верхнего неоплейстоцена российской стратиграфической шкалы. 11 из них являются опорными и приведены на рис. 2. Построена палеогеографическая схема времени чибитского оледенения. Маашейский и Акташско-Чибитский ледники, соответственно, сверху и снизу запирали старую и новую долины Чуи, не занимая некоторые их части (см. рис. 1), что позволило сохраниваться там более древним верхнеплейстоценовым отложениям. Подпруживание р. Чуи вызвало формирование Баратальского ледниково-подпрудного озера, поднимавшегося до максимальной высоты 1700 м абс. и затопливавшего Курайскую котловину, но не проникавшего в Чуйскую котловину. ОСЛ датирование песков Баратальского озера позволяет геохронометрировать основные события чибитской ледниковой эпохи. Начало роста ледников и подпруживания Чуи происходили ранее 21 тыс. л. н. Деграляция ледников и спуск подпрудного озера относятся ко времени 19–18 тыс. л. н., но после этого в течение еще нескольких тысяч лет существовал остаточный водоем, подпруженный моренной дамбой, оставленной Маашейским ледником. Спуск Баратальского озера не был настолько же катастрофическим, как во время более древнего сальджарского суперпаводка.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 22-17-00140).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисов Б.А. Алтае-Саянская горная область // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. М.: Недра, 1984. С. 331–350.
- Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1993. 253 с.
- Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая // Тр. Геол. ин-та. Вып. 126. М.: Наука, 1965. 252 с.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Курбанов Р.Н., Панин А.В., Мюррей А., Корженков А.М., Турова И.В., Поздняко-

- ва Н.И., Васильев А.В. Возраст Суковского сейсмогенного оползня по данным ОСЛ-датирования: значение для палеосейсмологии и палеогеографии Горного Алтая // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 6. С. 898–912.
<https://doi.org/10.15372/GiG2021106>
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Курбанов Р.Н., Панин А.В., Васильев А.В., Позднякова Н.И., Турова И.В. О возрасте Чибитского оледенения Горного Алтая // ДАН. Наука о Земле. 2021. Т. 496. № 2. С. 204–210.
<https://doi.org/10.31857/S2686739721020225>
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А. Сравнительный анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1483–1495.
<https://doi.org/10.15372/GiG20150807>
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Русанов Г.Г., Назаров Д.В., Котлер С.А. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катуни (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1194–1197.
- Новиков И.С., Мистрюков А.А., Трефуа Ф. Геоморфологическое строение района Чуйской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 64–74.
- Новиков И.С., Парначев С.В. Морфотектоника поздне-четвертичных палеоозер в долинах и межгорных впадинах Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 227–238.
- Окишев П.А. Рельеф и оледенение Русского Алтая. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 2011. 382 с.
- Раковец О.А., Шмидт Г.Л. О четвертичных оледенениях Горного Алтая // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. Т. XXII. Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5–31.
- Рудой А.Н. Геоморфологический эффект и гидравлика познеплейстоценовых йокульлаунов ледниково-подпрудных озер Южной Сибири // Геоморфология. 1995. № 4. С. 61–76.
- Рудой А.Н. Гидравлические характеристики и возможная геохронология четвертичных гляциальных суперпаводков на Алтае // Изв. РГО. 2001. Т. 133. Вып. 5. С. 30–41.
- Свиточ А.А., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н., Глушанкова И.И., Евсеев А.В., Курсалова В.И., Парамонова Н.Н., Фаустов С.С., Хореев В.С. Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. 208 с.
- Agatova A.R., Nepop R.K., Carling P.A., Bohorquez P., Khazin L.B., Zhdanova A.N., and Moska P. Last ice-dammed lake in the Kuray basin, Russian Altai: New results from multidisciplinary research // *Earth-Science Reviews*. 2020. Vol. 205. 103183.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103183>
- Herget J. Reconstruction of Pleistocene Ice-dammed Lake Outburst Floods in Altai-mountains. Special Paper of the Geological Society of America. 2005. Vol. 386. 118 p.
<https://doi.org/10.1130/0-8137-2386-8.1>
- Herget J., Agatova A.R., Carling P.A., and Nepop R.K. Altai megafloods – the temporal context // *Earth-Science Reviews*. 2020. Vol. 200. 102995.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102995>
- Panin A. and Baryshnikov G. The Chuya spillway upstream from Chibit town // Russian Altai in the Last Pleistocene and the Holocene: Geomorphological catastrophes and landscape rebound. Fieldtrip Guide. Barnaul: Publishers House of Altai State University (Publ.), 2015a. P. 112–114.
- Panin A. and Baryshnikov G. Old valley of Chuya – its age and mechanism of abandonment // Russian Altai in the Last Pleistocene and the Holocene: Geomorphological catastrophes and landscape rebound. Fieldtrip Guide. Barnaul: Publishers House of Altai State University (Publ.), 2015b. P. 115–119.
- Reuther A.U. Surface exposure dating of glacial deposits from the last glacial cycle – evidence from the eastern Alps, the Bavarian Forest, the southern Carpathians and the Altai Mountains // *Relief Boden Palaeoklima*. 2007. 213 p.
- Reuther A.U., Herget J., Ivy-Ochs S., Borodavko P., Kubik P.W., and Heine K. Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altai Mountains, Siberia, using cosmogenic in situ ^{10}Be // *Geology*. 2006. Vol. 34. No. 11. P. 913–916.
<https://doi.org/10.1130/G22755A.1>

AGE OF GLACIAL AND FLUVIOGLACIAL DEPOSITS OF THE CHIBITSKY GLACIOCOMPLEX AND ITS DAMMED LAKE (GORNYY ALTAI)¹

I. D. Zolnikov^{a,b,c}, E. V. Deev^{b,c,d}, R. N. Kurbanov^{c,e}, A. V. Panin^c, I. S. Novikov^{a,#}, and A. V. Vasiliev^{a,b}

^aSobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

^bNovosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

^cInstitute of Geography RAS, Moscow, Russia

^dTrofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

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

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

The areal stratotype of the Chibit glaciation is characterized in the stratigraphic scheme of the Quaternary deposits of the Altai-Sayan mountainous region, corresponding to the last glacial maximum, i.e. the fourth stage of the Upper Neopleistocene of the Russian stratigraphic chart. The reference geological sections of the

¹ For citation: Zolnikov I.D., Deev E.V., Kurbanov R.N., Panin A.V., Novikov I.S., and Vasiliev A.V. 2023. Age of glacial and fluvio-glacial deposits of the Chibitsky glaciocomplex and its dammed lake (Gorny Altai). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*, vol. 54, no. 1, pp. 90–98 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S0435428123010133>; <https://elibrary.ru/GRQQBP>

diamictons of the Chibit horizon are described. A Paleogeographic map showing the area of the Chibitsky and Maasheysky glaciers during the LGM is presented. The map was compiled on the basis of remote sensing materials, field geomorphological observations and field geological data. The boundaries of the glacial-dammed Baratal Lake are shown based on flooding level of 1700 m. This level corresponds to the upper terraces on the northeastern edge of the Kurai depression. The boulder-gravel deposits formed as a result of the Baratal lake breakthrough were identified in the old valley of the Chuya River. They compose the 5–7 m high terrace, that is cut into the Chibit moraine. It has been established that the Chibit moraine is embedded into the Saldzhar superflood sequence. Therefore, the Saldzhar and Baratal outbursts are of different ages and scales.

Keywords: superfloods, moraine, Late Pleistocene, stratigraphy, Chibit glaciation

ACKNOWLEDGMENTS

The research was carried out with the financial support of the RSF (project No. 22-17-00140).

REFERENCES

- Agatova A.R., Nepop R.K., Carling P.A., Bohorquez P., Khazin L.B., Zhdanova A.N., and Moska P. Last ice-dammed lake in the Kuray basin, Russian Altai: New results from multidisciplinary research. *Earth-Science Reviews*. 2020. Vol. 205. 103183. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103183>
- Borisov B.A. Altai-Sayan Mountain region. *Stratigrafiya SSSR. Chetvertichnaya sistema. Polutom 2*. M.: Nedra (Publ.), 1984. P. 331–350. (in Russ.)
- Butvilovskiy V.V. *Paleogeografiya poslednego oledeneniya i golotsena Altaya: sobytiino-katastroficheskaya model'* (Paleogeography of the Last Glaciation and Holocene of Altai: an event-catastrophic model). Tomsk: Tomsk University (Publ.), 1993. 253 p. (in Russ.)
- Deev E.V., Zol'nikov I.D., Kurbanov R.N., Panin A.V., Murray A., Korzhenkov A.M., Turova I.V., Pozdnjakova N.I., and Vasil'ev A.V. Age of the Sukor seismogenic landslide according to OSL dating: implications for paleoseismology and paleogeography of Gorny Altai. *Russian geology and geophysics*. 2022. Vol. 63. No. 6. P. 898–912. <https://doi.org/10.15372/GiG2021106>. (in Russ.)
- Devyatkin E.V. Cenozoic deposits and neotectonics of southeastern Altai. *Trudy geologicheskogo instituta. Iss. 126*. M.: Nauka (Publ.), 1965. 252 p. (in Russ.)
- Herget J. Reconstruction of Pleistocene Ice-dammed Lake Outburst Floods in Altai-mountains. *Special Paper of the Geological Society of America*. 2005. Vol. 386. 118 p. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2386-8.1>
- Herget J., Agatova A.R., Carling P. A., and Nepop R.K. Altai megafloods – the temporal context. *Earth Science Reviews*. 2020. Vol. 200. 102995. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102995>
- Novikov I.S., Mistrukov A.A., and Trefois P. Geomorphological structure of the Chuya intermountain depression (Gorny Altai). *Russian geology and geophysics*. 1995. Vol. 37. No. 10. P. 64–74. (in Russ.)
- Novikov I.S. and Parnachev S.V. Morphotectonics of Late Quaternary paleolakes in valleys and intermountain depressions of Southeastern Altai. *Russian geology and geophysics*. 2000. Vol. 41. No. 2. P. 227–238. (in Russ.)
- Okishev P.A. *Rel'efi oledenenie Russkogo Altaya* (Relief and glaciation of the Russian Altai). Tomsk: Tomsk University (Publ.), 2011. 382 p. (in Russ.)
- Panin A. and Baryshnikov G. The Chuya spillway upstream from Chibit town. *Russian Altai in the Last Pleistocene and the Holocene: Geomorphological catastrophes and landscape rebound. Fieldtrip Guide*. Barnaul: Publishers House of Altai State University (Publ.), 2015a. P. 112–114.
- Panin A. and Baryshnikov G. Old valley of Chuya – its age and mechanism of abandonment. *Russian Altai in the Last Pleistocene and the Holocene: Geomorphological catastrophes and landscape rebound. Fieldtrip Guide*. Barnaul: Publishers House of Altai State University (Publ.). 2015b. P. 115–119.
- Rakovec O.A. and Schmidt G.L. Quaternary glaciations of Gorny Altai. *Trudy Komissii po izuch. chetv. per. T. XXII. Stratigrafiya chetvertichnykh otlozhenii i noveishaya geologicheskaya istoriya Altaya*. M.: AN SSSR (Publ.), 1963. P. 5–31. (in Russ.)
- Reuther A.U., Herget J., Ivy-Ochs S., Borodavko P., Kubik P.W., and Heine K. Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altai Mountains, Siberia, using cosmogenic in situ ¹⁰Be. *Geology*. 2006. Vol. 34. No. 11. P. 913–916. <https://doi.org/10.1130/G22755A.1>
- Reuther A.U. Surface exposure dating of glacial deposits from the last glacial cycle – evidence from the eastern Alps, the Bavarian Forest, the southern Carpathians and the Altai Mountains. *Relief Boden Palaeoklima*. 2007. 213 p.
- Rudoj A.N. Geomorphological effect and hydraulics of the Late Pleistocene jokullaups of glacial dammed lakes in southern Siberia. *Geomorfologiya*. 1995. No. 4. P. 61–76. (in Russ.)
- Rudoj A.N. Hydraulic characteristics and possible geochronology of Quaternary glacial superfloods in Altai. *Izvestiya RGO*. 2001. T. 133. Iss. 5. P. 30–41. (in Russ.)
- Svitoch A.A., Bojarskaja T.D., Voskresenskaja T.N., Glushankova I.I., Evseev A.V., Kursalova V.I., Paramonova N.N., Faustov S.S., and Horeev V.S. *Section of the latest deposits of Altai*. M.: Mosk. University Publ., 1978. 208 p. (in Russ.)
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Panin A.V., Kurbanov R.N., Vasil'ev A.V., Pozdnjakova N.I., and Turova I.V. The age of the Chibitsky glaciation of Gorny Altai. *Doklady Earth Sciences*. 2021. Vol. 496. No. 2. P. 204–210. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S2686739721020225>
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Nazarov D.V., and Kotler S.A. Comparative analysis of megaflood deposits and alluvium of the Chuya and Katun' river valleys (Gorny Altai). *Russian geology and geophysics*. 2015. Vol. 56. No. 8. P. 1483–1495. (in Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG20150807>
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Rusanov G.G., Nazarov D.V., and Kotler S.A. New results of OSL-dating of Quaternary sediments of the upper Katun valley (Gorny Altai) and adjacent territory. *Russian Geology and geophysics*. 2016. Vol. 57. No. 6. P. 1194–1197.

УДК 551.435.727(-924.85/.86)

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КРУПНОЗАПАДИННОГО РЕЛЬЕФА НА ЮГЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ[#]

© 2023 г. Е. А. Константинов¹, А. Л. Захаров¹, Е. В. Селезнева², К. Г. Филиппова^{1,*}¹ Институт географии РАН, Москва, Россия² Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия*E-mail: xenia.filippova@igras.ru

Поступила в редакцию 13.04.2022 г.

После доработки 01.11.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

На основе цифровой модели рельефа SRTM произведен анализ морфометрических характеристик крупных замкнутых депрессий (крупных западин) проблематичного генезиса, распространенных на лёссовых междуречьях Северного Причерноморья, Приазовья, Западного Предкавказья и бассейна Нижнего Дона. Нами было зарегистрировано 312 таких форм. Установлено, что площадь западин изменяется от 0.4 до 216 км², глубина от 1 до 21 м, ширина от 0.5 до 13.3 км, длина от 0.7 до 27.5 км, коэффициент удлиненности от 1 до 4, высота от 3.3 до 103.3 м над у. м. Наиболее часто встречаемые западины имеют следующие параметры: площадь – 2–4 км²; глубина – 2–3 м; ширина – 1.0–1.5 км; длина – 2.5–3.0 км; коэффициент удлиненности – 1.2–1.4; высота 15–20 м абс. Обнаружена корреляция между площадью и глубиной западин. Форма западин в основном удлиненная – каплевидная, яйцевидная, эллиптическая, треугольная, редко – круглая. “Острые” концы яйцевидных впадин всегда тяготеют к северному направлению, а “тупые” – к южному. Западины были сгруппированы нами по семи ограниченным ареалам, внутри которых эти формы отличаются небольшой спецификой размеров и морфологических черт. Внутри всех ареалов наблюдается высокая согласованность ориентировки длинных осей западин. Для самых крупных западин Приазовья и Предкавказья характерны продольные гряды, приуроченные к западному борту этих форм. При сравнении ареалов установлено веерообразное изменение направления длинных осей – от СЗ в Северном Причерноморье и Восточном Приазовье до С в Западном Предкавказье и СВ в Центральном Предкавказье. На территориях распространения западин наблюдается радиально-центростремительный рисунок эрозионной сети. Впадающие в западины малые эрозионные формы представлены очень пологими и широкими балками и ложбинами, которые лишены постоянного руслового стока. Такая морфология (отсутствие признаков молодой эрозии) говорит в пользу реликтовой природы эрозионных форм и, как следствие, указывает на доголоценовый возраст самих западин. Геолого-географические особенности распространения крупно-западинного рельефа в совокупности с морфологией западин позволяют предполагать дефляционную природу этого комплекса рельефа.

Ключевые слова: лёссовые равнины, морфометрический анализ рельефа, крупные западины

DOI: 10.31857/S2949178923010073, **EDN:** GQDKRU

ВВЕДЕНИЕ

Крупные замкнутые депрессии (крупные западины, КЗ) широко распространены на лёссовых междуречных равнинах Северного Причерноморья, Приазовья, Западного Предкавказья и Нижнего Дона (рис. 1). На обозначенных территориях они имеют различные местные названия – пади, падины, поды и лиманы. В отличие от так называ-

емых “степных блюдец” (Шукин, 1980) рассматриваемые депрессии имеют на порядок большие размеры. Их протяженность варьирует от первых километров до более чем двух десятков километров. Глубина варьирует от первых метров до десятков метров, а площадь – от 1 до 200 км². Форму они имеют преимущественно вытянутую (каплевидную, яйцевидную, эллиптическую, треугольную) и редко округлую. КЗ бывают плохо различимы на местности, так как имеют плавные черты элементов рельефа при своих крупных размерах.

Анализ опубликованной литературы, посвященной проблеме происхождения крупнозападинного рельефа междуречий юга Восточно-Ев-

[#] Ссылка для цитирования: Константинов Е.А., Захаров А.Л., Селезнева Е.В., Филиппова К.Г. Морфометрический анализ крупнозападинного рельефа на юге Восточно-Европейской равнины // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54, № 1. С. 99–111. <https://doi.org/10.31857/S0435428123010078>; <https://elibrary.ru/GQDKRU>

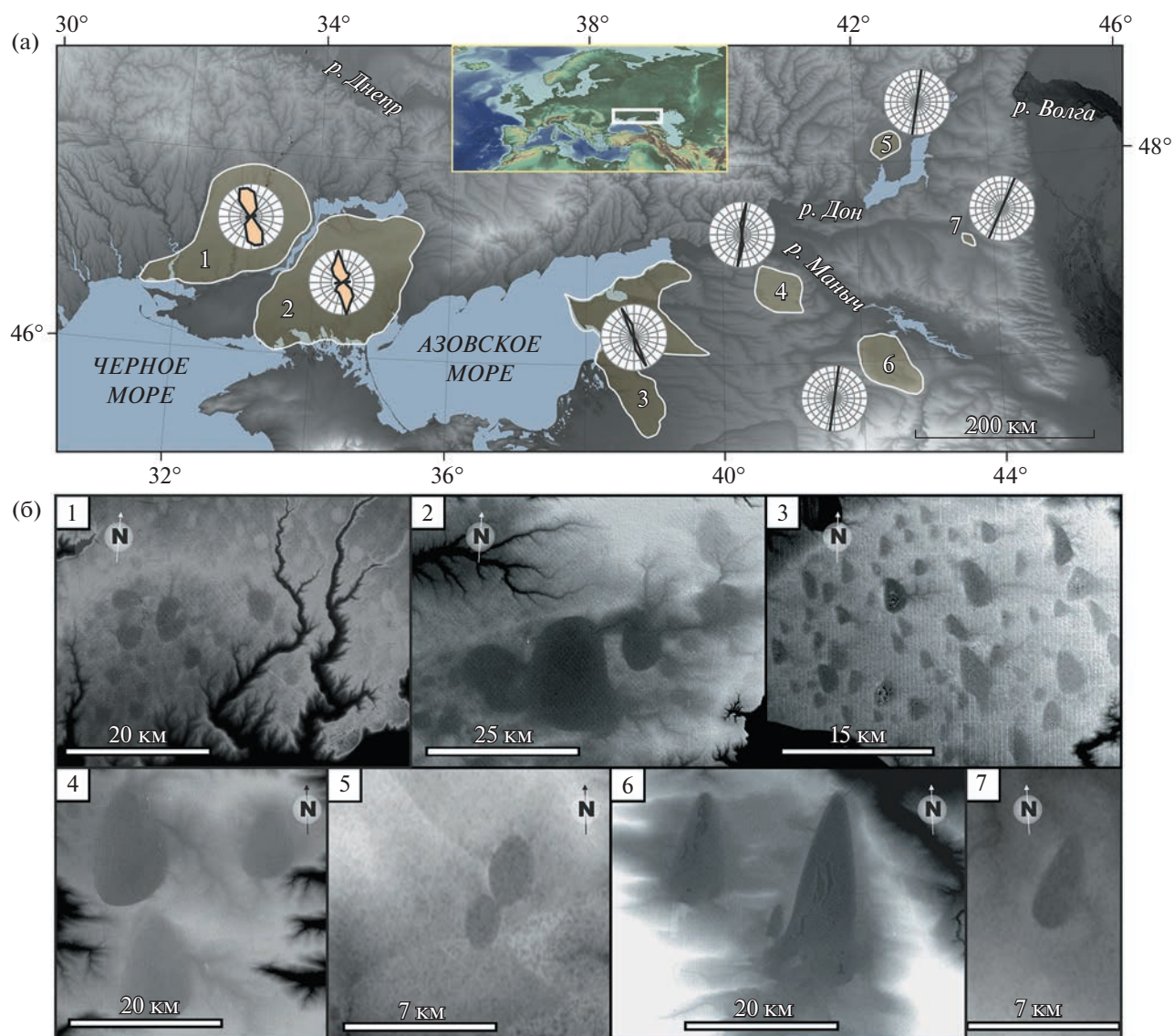


Рис. 1. Распространение крупных западин на юге Восточно-Европейской равнины.

(а) – положение ареалов распространения крупных западин; (б) – структура западинного рельефа в выделенных ареалах. Роза-диаграммы на карте (а) показывают направления длинных осей западин. Топографическая основа – модель SRTM.

Fig. 1. Distribution of large oriented depressions in the south of the East European Plain.

(а) – position of large oriented depressions sites; (б) – structure of relief in selected sites. The rose diagrams on the map (а) show the directions of the long axes of large oriented depressions. The topographic base is the SRTM model.

ропейской равнины (Лисицин, 1932; Денисов, 1946; Левандовский, 1956; Кавеев, 1957; Рубинштейн, 1961; Ларионов, 1970; Сафронов, 1973; Булавин, 1977; Канонников, 1977; Кочетов, 1978; Молодых, 1982; Сафронов, 1987; Kleschenkov, 2010; Востриков, 2012) показал, что взгляды исследователей существенно расходятся. Имеющиеся на данный момент представления о происхождении этих форм рельефа противоречивы и часто слабо подкреплены фактическим материалом. Ни одна из выдвинутых в разные годы гипотез (просадочно-лессовая, палеотермокарстовая,

эрозионно-суффозионная, лиманно-озерная, тектоническая) не имеет на сегодняшний день достаточного обоснования или аргументированного опровержения. Такая неопределенность связана со слабой изученностью геолого-геоморфологического строения западин. Причем морфология исследуемых депрессий, как правило, освещена хуже геологического строения. Основные представления об их строении и происхождении разрабатывались в середине XX века, в период широкомасштабных инженерно-геологических изысканий по изучению просадочных явлений в

лѣссах (Денисов, 1946; Кавеев, 1957; Молодых, 1982). В последнее время появились исследования геологического строения отдельных депрессий (Захаров, Константинов, 2019).

В определенной степени слабая изученность морфологии западин может объясняться чисто технической проблемой, связанной с изображением западин на топографических картах. Разрыв между плановыми размерами этих объектов и их глубиной достигает нескольких порядков. Эта особенность затрудняет работу с топографическими картами среднего масштаба, так как западины на них практически не читаются из-за недостаточного частотного сечения горизонталей. При использовании же крупномасштабных карт возникает другая проблема: на них можно подробно рассмотреть топографию отдельных западин, но при этом не видно взаиморасположения объектов, т.е. теряется общая структура западинного рельефа. С появлением в последние два десятилетия свободно распространяемых цифровых моделей рельефа (ЦМР) приемлемого разрешения (ASTER, SRTM, ALOS и др.) проблема масштаба и визуализации западинного рельефа практически отпала, а в руках у исследователей появился удобный инструмент анализа морфологии земной поверхности, ее количественных и качественных характеристик.

Попытки использования ЦМР для морфологического анализа западин Ейского полуострова и южного побережья Таганрогского залива уже предпринимались в недавних работах (Kleschenkov, 2010; Захаров, Константинов, 2013). В указанных работах были получены количественные характеристики размеров и формы выявленных объектов, рассчитаны статистические коэффициенты, предприняты попытки морфометрической классификации. Все это открыло возможности для поиска потенциальных форм-аналогов на равнинах земной суши на основе сравнения морфометрических параметров западин.

В настоящей работе рассматриваются уже не отдельные ареалы, а вся совокупность дешифрируемых на основе модели SRTM крупных западин, покрывающих лѣссовые равнины Приазовья, Северного Причерноморья и Предкавказья. Исследование нацелено на получение генетически значимой количественной информации о крупнозападинном рельефе, способствующей продвижению в вопросе механизмов образования данного комплекса форм. В задачи работы входят получение и систематизация морфологических данных по крупно-западинному рельефу.

РАСПОЛОЖЕНИЕ ОБЪЕКТОВ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Пояс крупнозападинного рельефа протягивается в субширотном направлении от Березанского лимана на западе до долины р. Маныч на востоке и Цимлянского водохранилища на северо-востоке. Депрессии распространены среди лѣссовых низменностей степной зоны, их распространение не зависит от тектонического и дочетвертичного геологического строения. Абсолютные высоты в пределах изучаемой территории изменяются от 0 до 105 м, а большая часть западин лежит ниже 70 м (рис. 2). Междуречья и речные террасы покрыты лѣссовым чехлом (Velichko, 1990; Naase et al., 2007), мощность которого варьирует от нескольких метров до 40–50 м (Балаев, Царев, 1964; Молодых, 1982; Tesakov et al., 2007; Velichko et al., 2012; Konstantinov et al., 2018). Западины распределены не равномерно по рассматриваемой территории, а сгруппированы в обособленные ареалы (рис. 1, (а)), внутри которых наблюдается специфика размеров и форм этих образований. Количество западин сильно варьирует между ареалами — от нескольких западин до более чем сотни объектов. Всего можно выделить семь ареалов (рис. 1, (б)) распространения крупных западин, в которых нами было зафиксировано 312 таких форм. Повышенные мощности лѣссов тяготеют к востоку изучаемой территории — Западному Предкавказью и бортам долины р. Маныч. Максимальных значений (40–50 м) мощность лѣссового чехла достигает у подножья северного склона Ставропольской возвышенности в районе ареала 6 (Балаев, Царев, 1964).

Для выбора цифровой модели рельефа, которая бы максимально корректно воспроизводила топографию изучаемого региона, нами был поставлен эксперимент по сопоставлению топографических профилей, построенных на основе различных свободно распространяемых ЦМР с нивелирными профилями. Полностью покрывают районы исследований и при этом находятся в свободном доступе следующие модели: ALOS World 3D, ASTER GDEM, SRTM. Все модели относятся к глобальным и характеризуются пространственным разрешением от 1 до 3 угловых секунд (от 20 до 60 м в широтном направлении, от 30 до 90 м в меридиональном). Помимо этого, модели отличаются разными величинами погрешностей определения высот и, как следствие, морфометрических характеристик.

Сопоставление проводилось по двум линиям нивелирования в пределах Воронцовской пади и Лимана Большого (рис. 3, (г), (д)). Суммарная протяженность топографических профилей составила 6.2 км, они включают 171 точку. Оценка вертикальной точности проведена как визуально — сопоставление линий профилей по данным ниве-

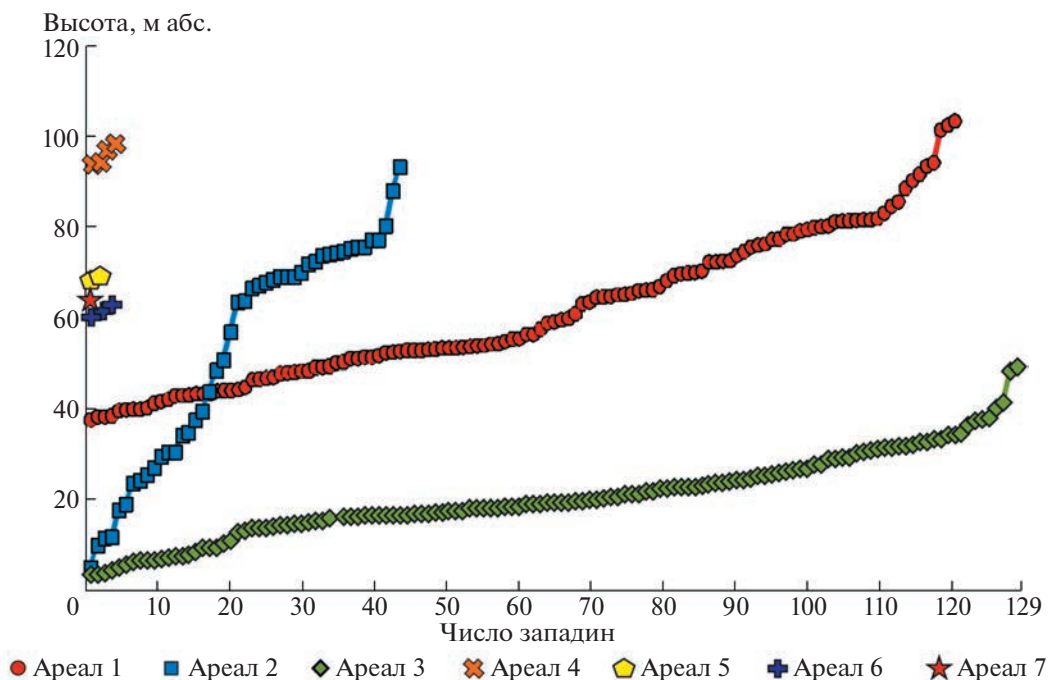


Рис. 2. Распределение крупных западин по высотам.

Fig. 2. Distribution of large oriented depressions by altitude.

лирования и ЦМР, так и численно — были рассчитаны средняя ошибка (ME) и ее стандартного отклонения (SD) (табл. 1). При визуальном анализе заметен высокий уровень “шума” (случайных ошибок) у моделей ALOS и ASTER. Наименьшим уровнем “шума” отличается SRTM. Также при вычитании средней ошибки, которую при большой выборке можно интерпретировать как систематическую, эта модель оказывается точнее остальных, и поэтому была выбрана для дальнейшего анализа.

Для выбранной модели заявлены следующие параметры (Rodriguez et al., 2006; Farr et al., 2007): пространственное разрешение — 1 угловая секунда, для Евразии ошибка при вычислении координат — 8.8 м, абсолютная ошибка по высоте — 6.2 м, относительная ошибка по высоте — 8.7 м.

Таблица 1. Сравнение ошибки цифровых моделей рельефа по результатам эксперимента

Table 1. Comparison of the error of digital elevation models according to the results of the experiment

ЦМР	ME, м	SD, м
ASTER GDEM v.2	1.6	4.7
ALOS World 3D — 30 m	3.0	1.2
SRTM Plus v.3	3.3	1.1

Примечание. ME — средняя ошибка, SD — стандартное отклонение.

Note. ME — mean error, SD — standard deviation.

С помощью картографического пакета “GlobalMapper-19” на основе SRTM было произведено измерение 312 выявленных западин. По результатам измерений составлена база данных западин (табл. 2), включающая набор морфометрических параметров для каждой формы: площадь, глубина, длина, ширина, азимут ориентировки длинной оси и коэффициент вытянутости. Полученные числовые данные статистически анализировались с использованием программы MS Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ: МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗАПАДИН

Ареал 1. В пределах ареала зафиксированы 124 крупные западины. Они распространены на междуречных пространствах от Березанского лимана на юго-западе до Каховского водохранилища на северо-востоке (рис. 1, (б)—1). Территория расчленена долинами рек Южный Буг, Ингул, Ингулец, Днепр и их притоками. Поверхность имеет пологий наклон в направлении с севера на юг. Средний уклон равен 0.0007, падение составляет 0.7 м на 1 км. Абсолютные высоты изменяются от 30 до 90 м. Западины равномерно распределены по территории, 86% их них не имеют выраженных балок-притоков. Редко встречаются формы с одним-двумя притоками, в единичном случае их количество достигает четырех. Часть форм имеет связь с соседними западинами через

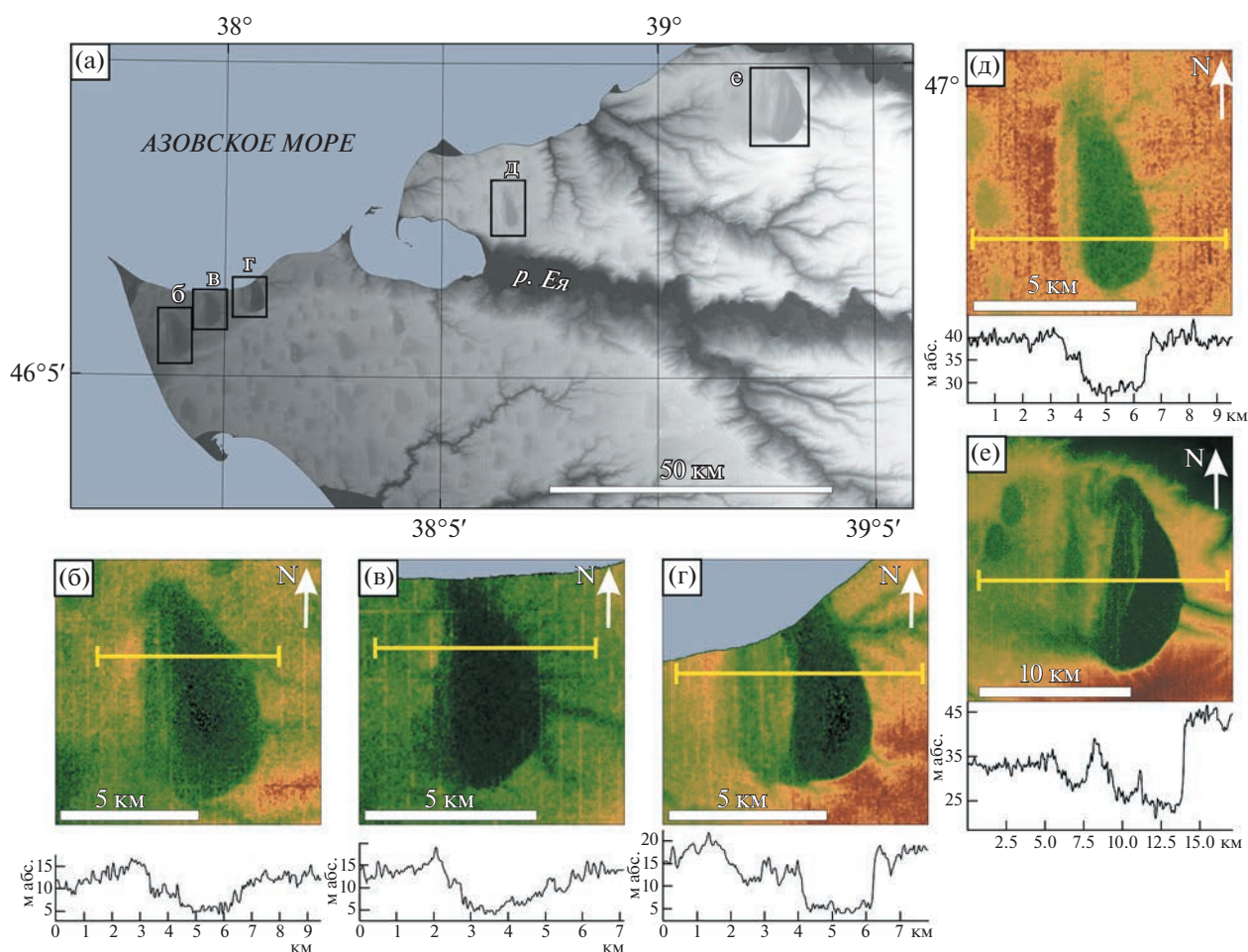


Рис. 3. Топография крупнейших западин ареала 3.

(а) — обзорная карта, (б) — падь Крикунова, (в) — Червоная падь, (г) — Воронцовская падь, (д) — Лиман Большой, (е) — Кугейская падь.

Fig. 3. Topography of the largest oriented depressions of the site 3.

(a) — overview map, (б) — Pad' Krikunova, (в) — Chervonaya Pad', (г) — Vorontsovskaya Pad', (д) — Liman Bol'shoy, (е) — Kugeiskaya Pad'.

небольшие долины. Днища депрессий ровные, субгоризонтальные, что не согласуется с общим уклоном фоновой поверхности. Северные склоны КЗ, как правило, немного выше южных. Элементы морфологии западин (бровки и тыловые швы) очень плавные, без резких границ. Плано-вая форма большинства КЗ близка к овальной, реже встречаются западины яйцевидной формы. 82% депрессий имеет не изометричную форму, т.е. они вытянуты. Коэффициент вытянутости в среднем 1.5. Из числа вытянутых депрессий 59% КЗ направлена по азимуту 330–360°. Площадь объектов меняется от 0.9 до 49.1 км² (рис. 4). В среднем она составляет 6.5 км², а модальный интервал составляет 2–4 км². Глубина достигает 6 м, но модальное значение не превышает 2–3 м. Коэффициент корреляции между площадью и глубиной составляет 0.53.

Ареал 2. В пределах ареала зафиксировано 45 крупных западин. Территория, на которой распространены КЗ, относится к междуречью рек Днепра и Молочной (рис. 1, (б)–2). Поверхность разделена на две обширные слабонаклонные террасы (30 и 70 м абс.). Склон между террасами протяженный, около 30 км, и пологий. Средний уклон равен 0.0012 — падение 1.2 м на 1 км. КЗ распространены равномерно на обеих террасах и на склоне. На юге ареала КЗ затоплены и становятся частью береговой линии оз. Сиваш.

Эрозионная сеть представлена в основном балками. Долины с постоянными водотоками единичны. Крупнейшие долины ориентированы по общему уклону поверхности — с севера на юг. Значительная часть поверхностного стока перехватывается западинами, особенно крупнейшими, расположенными на нижней террасе. 25 КЗ

Таблица 2. Морфометрические характеристики крупных западин в выделенных ареалах
Table 2. Morphometric characteristics of large depressions in the selected areas

Ареал	Статистический показатель	S , км ²	H , м	FF , шт	W , км	L , км	L/W	ALT , м абс.
Ареал 1 (124 КЗ)	Среднее	6.5	3	0.2	2.2	3.1	1.5	61.1
	Мода	2.0–4.0	2–3	—	1.5–2	2.5–3	1.2–1.4	50–55
	Минимум	0.9	1	0	0.8	1.3	1	37.5
	Максимум	49.1	6	4	6.9	9.6	2.6	103.3
Ареал 2 (45 КЗ)	Среднее	33.3	5.5	1.2	4.7	7.2	1.6	52.5
	Мода	4–6	3–4	—	2–2.5	3.5–4	1.2–1.4	65–70
	Минимум	2.9	1.5	0	1.7	2	1.1	4.9
	Максимум	199	18	7	13.3	19.6	2.7	93.1
Ареал 3 (133 КЗ)	Среднее	4.2	3.9	1.0	1.6	2.7	1.8	20.6
	Мода	0.4–2	2–3	—	1–1.5	1.5–2	1.6–1.8	15–20
	Минимум	0.4	1.5	0	0.5	0.9	1	3.3
	Максимум	53.9	21	13	5.2	12.9	4	49.1
Ареал 4 (4 КЗ)	Среднее	114.1	8.1	1.8	9.3	13.8	1.6	96.3
	Минимум	7.3	2	0	2.1	4.5	1.2	94.3
	Максимум	195	11.3	4	13.2	20.4	2.2	98.3
Ареал 5 (2 КЗ)	Среднее	3.9	5.3	2	2	2.6	1.3	68.6
	Минимум	3	4.7	1	1.8	2.1	1.2	68.4
	Максимум	4.7	5.8	3	2.2	3	1.4	68.8
Ареал 6 (3 КЗ)	Среднее	106.5	6.5	2	7.8	16.2	2.1	61.5
	Минимум	8.1	2	0	2.2	5.1	2	60.3
	Максимум	216.8	10	4	13.3	27.5	2.3	62.8
Ареал 7 (1 КЗ)	Параметры	7.5	5	2	2	4.7	2.3	63.8
Всего 312 объектов	Среднее	11.7	3.8	0.8	2.3	3.7	1.6	43.1
	Мода	2–4	2–3	—	1–1.5	2.5–3	1.2–1.4	15–20
	Минимум	0.4	1	0	0.5	0.9	1	3.3
	Максимум	216.8	21	13	13.3	27.5	4	103.3

Примечание. S — площадь; H — глубина; FF — число притоков (ложбины, балки); W — ширина; L — длина; L/W — коэффициент удлиненности; ALT — высота дна над уровнем моря; (—) — нет данных.

Note. S — area; H — depth; FF — the number of tributaries (hollows, beams); W — width; L — length; L/W — coefficient of elongation; ALT — bottom height a.s.l.; (—) — no data.

не имеют впадающих балок-притоков. Больше двух балок-притоков имеет девять КЗ, а максимальное число притоков (семь) имеют две КЗ. Одиннадцать западин имеют соединения с соседними формами. Часть из них сливается, образуя общее днище. Наблюдается также и другой тип слипания — соединения КЗ небольшими сухими долинами-протоками.

Днища депрессий преимущественно плоские и субгоризонтальные, что не согласуется с общим уклоном поверхности. Это проявляется в асимметрии бортов части КЗ — северные склоны высокие и крутые, южные — низкие пологие. Особенно это заметно у крупных западин, распространенных на склоне между террасами. Плановая форма большинства КЗ неправильная

фасолевидная. Как правило, такие КЗ имеют неровные склоны, сильно трансформированные линейной эрозией. Две КЗ имеют яйцевидную форму с четкими ровными бортами.

39 из 45 западин имеют вытянутую форму. Коэффициент удлиненности в среднем 1.6. Длинные оси 51% КЗ имеют азимут ориентировки в интервале от 345 до 360°. 25% КЗ имеют азимут ориентировки от 0 до 30°. Площадь объектов изменяется от 2.85 до 199 км² (рис. 4). В среднем площадь составляет 33.3 км², а модальный интервал 4–6 км². В данном ареале много очень крупных западин (>45 км²) — девять. Максимальная глубина достигает 18.4 м, но модальное значение

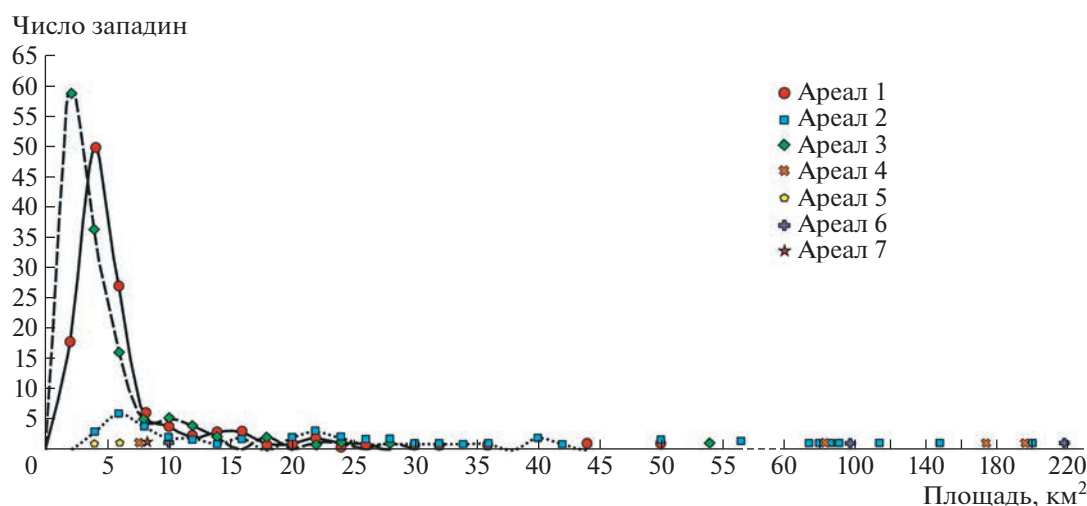


Рис. 4. Гистограмма распределения крупных западин по площади.

Fig. 4. Histogram of the distribution of large oriented depressions by area.

не превышает 3.5 м. Коэффициент корреляции между площадью и глубиной составляет 0.52.

Ареал 3. Ареал протягивается вдоль восточного побережья Азовского моря, от дельты Дона на севере до Кубанских плавней на юге (рис. 1, (б)–3). Здесь зафиксированы 133 КЗ. Размеры ареала примерно 160×120 км. Фоновая поверхность здесь имеет общий слабый уклон с востока на запад. Абсолютные высоты изменяются от 70 до 4 м абс. Рельеф осложняет разветвленная система пологих долин малых рек и балок, которые имеют два главных направления: ЮВ–СЗ и З–В. Наиболее крупные долины принадлежат малым рекам Бейсуг, Сосыка, Ея и Кагальник. Междуречные пространства покрыты КЗ. Причем КЗ распространены неравномерно. Количество депрессий увеличивается с востока на запад, а их максимальная плотность и выраженность достигаются на Ейском полуострове.

Для КЗ характерна очень высокая согласованности ориентировки длинных осей западин. 89% всех депрессий имеет азимут $330\text{--}360^\circ$. Значительная часть КЗ выстроена в линейные цепочки (по 2–5 западин), ориентация которых совпадает с ориентацией отдельных западин. Для западин характерны плавные и ровные контуры, правильные (без фестонов) борта и вытянутая яйцевидная форма с наличием тупого и острого концов. Причем острый конец всегда направлен на СЗ, а тупой на ЮВ. В редких случаях форма западин тяготеет к треугольной.

Наиболее распространенными являются западины со значениями коэффициента удлиненности 1.6–1.8, характерная их площадь лежит в интервале $0.4\text{--}4$ км², таких относительно малых форм большинство — 71% (рис. 4). Самые мелкие

западины (<1 км²) составляют 17% от общего числа форм. Средних по размеру западин ($4\text{--}10$ км²) 19.5%. Крупных форм, площадь которых более 10 км², всего двенадцать (9%). Особняком стоит огромная Кугейская падь (рис. 3, (е)), площадь которой составляет 53.9 км². Глубина западин варьирует в пределах от 1.5 до 21 м. Между площадью и глубиной наблюдается сильная линейная связь — коэффициент корреляции площади и глубины составляет 0.83. Большинство западин имеет примерно одинаковые пропорции, слабо варьирующие при изменении размеров.

Размах высот в пределах днища западин редко превышает 1–2 м. Западная часть днища самых крупных форм осложнена пологими субпараллельными грядами высотой 3–5 м: падь Крикунова, Червоная падь, Воронцовская падь, Лиман Большой, Кугейская падь (рис. 3, (б), (е)). Гряды ориентированы вдоль длинной оси западин.

Малые эрозионные формы, балки и ложбины, имеют радиально центростремительный рисунок, привязанный к КЗ. При этом балки, впадающие в западины с востока, обычно в 5–10 раз больше по протяженности, что объясняется общим пологим уклоном территории в западном направлении. В КЗ впадает в среднем одна балка, максимальное число достигает тринадцати.

Ареал 4. В пределах ареала зафиксировано четыре КЗ, которые обладают исключительно крупными размерами (рис. 1, (б)–4). Ареал принадлежит вершинной поверхности междуречья и расположен к востоку от верховьев р. Кагальник и к юго-западу от р. Маныч. Абсолютные высоты изменяются здесь от 90 до 110 м абс. Территория обрамлена многочисленными балками и верховьями речных долин. КЗ расположены отдельно друг

от друга, не имеют точек слияния и общих долин. Форма западин яйцевидная, близкая к треугольной. Северные оконечности КЗ узкие, а южные — широкие. Суженные оконечности КЗ направлены по азимутам 182, 184, 181 и 179°. В КЗ впадает до четырех балок без постоянных водотоков. Коэффициент вытянутости в среднем 1.6. Линейные размеры крупнейшей западины ареала 4 составляют 13.2×20.4 км. Площадь зафиксированных КЗ составляет, соответственно, 195, 81.5, 172.4 и 7.3 км². Глубины изменяются от 2 до 11.3 м.

Ареал 5. В пределах ареала зафиксировано 2 КЗ (рис. 1, (б)—5). Территория представлена фрагментом террасы Дона средней высотой 65–80 м абс., который окружен с трех сторон Цимлянским водохранилищем. Днища депрессий ровные. Склоны прямые, элементы склонов четкие и выраженные. Форма КЗ близка к эллиптической. В КЗ впадает до трех балок без водотоков. КЗ имеют участок слияния. Коэффициент удлиненности составляет 1.2 и 1.4. Площади составляют 3 и 4.7 км². Депрессии ориентированы по азимутам 7 и 12°. Глубины составляют 4.7 и 5.8 м.

Ареал 6. В пределах ареала зафиксировано 3 КЗ (рис. 1, (б)—6). Территория представлена низменностью, расположенной между Ставропольской возвышенностью и долиной р. Маныч. Высоты здесь изменяются от 55 до 75 м абс. Южнее, на отрогах Ставропольской возвышенности, высоты достигают 180 м абс. Западины имеют очень крупные линейные размеры: 7.9×16 км (Лиман Малый Бурукшун), 2.2×5.1 км (б/н), 13.3×27.5 км (Лиман Большой Бурукшун). Площади составляют 94.6, 8.1 и 216.8 км². Причем форма Лиман Большой Бурукшун имеет самую большую длину и площадь среди всех зафиксированных нами КЗ. Глубины составляют 7.4, 2 и 10 м соответственно. Депрессии ориентированы по азимутам 6 и 7°. Они очень вытянуты, имеют высокие коэффициенты удлиненности — 2.0, 2.3, 2.1. Плановая форма двух крупнейших КЗ напоминает морковины с острым северным концом и усеченной южной оконечностью. Третья КЗ значительно меньше и расположена на междуречье между двумя крупными депрессиями. Ее форма близка к вытянутому эллипсу. В днище депрессий присутствуют небольшие озера. На северном склоне крупнейшей из КЗ проложена дренажная канава, контролирующая уровень воды в депрессии. В КЗ впадает до четырех балок без водотоков.

Ареал 7. Здесь зафиксирована только одна КЗ (рис. 1, (б)—7). Территория представлена междуречьем высотой 65–70 м абс., с севера и востока ограниченным долиной р. Сал. В КЗ впадают две балки без водотоков. Днище депрессии ровное, субгоризонтальное. Форма КЗ близка к вытянутому яйцу. Северная оконечность острая, южная тупая. Края западины ровные и четкие. Линей-

ные размеры — 2×4.7 км. Коэффициент удлиненности 2.32. Депрессия ориентирована по азимуту 20°. Площадь составляет 7.49 км². Глубина достигает 5 м.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характер распространения западин и эрозионная сеть. Рассматриваемый комплекс форм имеет не сплошное распространение, а разделен на обособленные ареалы. Причем между ареалами имеются характерные различия в размере и форме западин. Внутри ареалов наблюдается слабое развитие эрозионной сети — это отчетливо видно при сравнении рельефа с соседними районами, где не развит крупнозападинный рельеф. Западины присутствуют в высотном диапазоне от 3.3 до 103.3 м абс. (табл. 2), при этом большая часть (71%) западин приурочена к высотам ниже 60 м абс. (рис. 2). А самый крупный по числу западин ареал 3 целиком расположен ниже 50 м абс. Из этого видно, что западины тяготеют к низким высотным ступеням. Для этих ступеней характерны относительно низкая глубина и густота эрозионного расчленения.

Однако эрозионные формы все же присутствуют. Их густота закономерно растет с увеличением уклонов и абсолютной высоты. Эрозионные формы ареалов распространения КЗ представлены редкими широкими речными долинами, пологими балками и ложбинами, а также оврагами, которые приурочены к морским береговым обрывам. Типична ситуация, когда западины служат приемным бассейном для стока по балкам и ложбинам. Для таких малых эрозионных форм характерен радиальный центростремительный рисунок эрозионной сети. Ложбины и балки как бы обрамляют западины. Число форм-притоков у западин растет с увеличением площади западин и может достигать 13, но чаще составляет 2–3. С ростом уклона фоновой поверхности растет протяженность балок и ложбин. Так, крупнейшие западины в ареале 2, расположенные на склоне между террасами, имеют очень длинные древовидные балки-притоки, впадающие с севера — их длина изменяется от 15 до 45 км. В днищах таких крупных балок есть практически постоянные водотоки, а в их устьях выражены конусы выноса.

Отсутствуют примеры пересечения КЗ долинами, когда западина была бы разрезана на две части. Это косвенно указывает на то, что западины моложе раннего плейстоцена — этапа, когда на аллювиально-морских террасах начинали закладываться речные долины (Konstantinov et al., 2018). С другой стороны, западины очевидно древнее ложбин и балок, впадающих в западины. С учетом того, что возраст большинства балок и ложбин оценивается как средний-поздний плейстоцен (Konstantinov et al., 2018), можно предпо-

ложить, что возраст западин как минимум доголоценовый, а вероятнее всего — среднеплейстоценовый.

Подавляющее большинство КЗ замкнуто и не имеет выраженных в рельефе каналов стока наружу. Однако у части КЗ такие каналы все же присутствуют, иногда соседние западины смыкаются краями. Такие проявления характерны для небольшого числа КЗ ареалов 1, 2 и 5. Особенно ярко это выражено у крупных КЗ ареала 2 (рис. 1, (б)—2). Соединительные каналы могут говорить о процессах стока воды из верхних КЗ в нижние. Сток приводил к частичной эрозии водораздела и образованию выраженных в рельефе соустьев. Все это может говорить о вероятном заполнении части КЗ озерами в прошлом. Про озерный режим КЗ ареала 2 косвенно говорит несоответствие уклонов: субгоризонтальные днища КЗ соседствуют с наклонной фоновой поверхностью междуречья. Это может объясняться выравниванием поверхности днища КЗ за счет озерной седиментации. В крупнейшей западине ареала 6 и сейчас наблюдаются небольшие водоемы, которые еще недавно (до строительства дренажного канала) могли затоплять все днище. Как видно из примеров, формирование озер в днище более вероятно для очень крупных КЗ с большим водосборным бассейном. Подавляющее большинство КЗ имеет существенно меньшие размеры и площади водосбора, и следов береговых или флювиальных форм у них не наблюдается.

Область развития крупно-западинного рельефа расположена южнее реконструируемой границы многолетнемерзлых пород плейстоценовых оледенений (Величко, 1973; Vandenberghe et al., 2012). Гипотетически возможная островная мерзлота и глубокое сезонное промерзание (Величко и др., 2013) не сочетаются с широким развитием термокарста и формированием аласо-подобных форм. Все это в совокупности с отсутствием следов явных криогенных деформаций в многочисленных разрезах лёссово-почвенной серии Приазовья (Величко и др., 2009, 2012; Konstantinov et al., 2018; Mazneva et al., 2021) делает термокарстовую гипотезу маловероятной.

Размеры и форма западин. Размеры КЗ изменчивы в большом диапазоне величин (табл. 2). Также значительно изменяется форма КЗ, что было показано в разделе, посвященном результатам. Остановимся здесь лишь на нескольких примерах такой изменчивости. Так, все западины ареала 4 имеют очень крупные размеры и характерную каплевидную форму с боковой асимметрией. Западины ареала 6 очень крупные, удлиненные, имеют специфическую форму морковин. Западины ареала 5 представлены эллиптическими формами, частично слившимися друг с другом. Западины 1 и 2 ареалов имеют невысокие

значения коэффициента удлиненности (рис. 3). Для них характерны эллиптические и фасолевидные формы, и здесь редко встречаются яйцевидные и каплевидные КЗ. Для ареала 3, напротив, характерны более вытянутые формы — яйцевидные и даже треугольные КЗ.

Обозначенные особенности размеров и формы КЗ в разных ареалах говорят о локальной специфике процессов их образования и последующей трансформации с течением времени. Вместе с тем между ареалами генетическая связь у западин также прослеживается, хотя и более слабая. Так, во всех ареалах, кроме пятого, можно встретить КЗ с характерной асимметрией концов — когда один конец острый, а другой тупой (яйцевидные, каплевидные, морковевидные). При этом острый конец всегда направлен на север, а тупой — на юг.

Вызывает вопрос большой разрыв в размерах западин. Линейные размеры могут отличаться более чем на один порядок. Могут ли крупнейшие западины быть родственны средним и мелким по размеру формам? В пользу того, что западины разных размеров генетически связаны, говорят очевидное сходство их формы и сохранение пропорций при изменении размера. Это подтверждается установленной корреляцией площади и глубины.

В то же время у самых крупных западин могут наблюдаться специфические особенности форм, которых нет у мелких депрессий. Так, в ареале 3 выделяются пять крупнейших западин, у которых наблюдаются продольные гряды, протягивающиеся вдоль западного борта (рис. 3). У западин среднего размера прослеживается слабозаметный вал вдоль западного борта вне западины. У мелких западин таких валов не прослеживается. Эта особенность указывает на некоторую специфику процессов образования и/или трансформации западин, которая зависит от их размера.

Важную информацию дает тот факт, что западины во всех ареалах обособлены. Они не накладываются друг на друга по типу лунных кратеров, когда внутри больших форм наблюдаются маленькие паразитические формы. Таким образом, можно предположить, что внутри всех ареалов западины принадлежат одной генерации. Образование западин, скорее всего, происходило почти синхронно по общим механизмам, но, вероятно, с некоторой локальной спецификой, сказавшейся на размерах и форме.

Линейная ориентированность западин. Одной из главных особенностей западинного рельефа, которая обращает на себя внимание уже при первом взгляде на ЦМР, является высокая степень согласованности ориентировки длинных осей западин внутри ареалов. Особенно это характерно для ареалов 3–6 и, в меньшей степени, для ареа-

лов 1 и 2. Такая четкая линейная ориентированность форм рельефа может указывать либо на структурную предопределенность, либо на воздействие направленного потока (воды или ветра). Против структурно-тектонического объяснения этого феномена говорит плавная форма западин с округлыми очертаниями, а также преимущественно хаотичный характер взаиморасположения западин внутри ареалов.

Удивительная особенность крупнозападинного рельефа проявляется при сравнении азимутов ориентировки между ареалами. Наблюдается плавный веерообразный разворот направления длинных осей при движении с запада на восток — от СЗ (ареалы 1–3), на С (ареалы 4–5) и СВ (ареалы 6–7). Лёссово-просадочная гипотеза образования КЗ, связанная с локализованным замачиванием и уплотнением лёссового грунта, никак не объясняет наличие линейной ориентированности длинных осей западин как внутри ареалов, так и между ареалами. Наблюдаемый феномен, вероятно, следует связывать с региональным фактором, который воздействовал на топографию лёссовых равнин разнородных в отношении подстилающих пород. Наиболее непротиворечивой с точки зрения морфологии выглядит эоловая (дефляционная) гипотеза. Можно предположить, что в период формирования западин происходило явление углового сдвига преобладающего направления ветра в регионе. Современная роза ветров слабо согласуется с установленной картиной ориентировки западин.

ВЫВОДЫ

В результате анализа цифровой модели рельефа на лёссовых междуречьях Северного Причерноморья, Приазовья, Западного Предкавказья и бассейна Нижнего Дона зафиксировано и измерено 312 КЗ. Эти формы распространены не равномерно по площади, а сгруппированы в семь ареалов, внутри которых западины отличаются спецификой размеров и морфологических черт. Линейные размеры КЗ могут отличаться значительно — вплоть до разницы на порядок. Однако общие пропорции и форма большинства КЗ внутри ареалов сохраняются. Форма КЗ преимущественно удлинённая: яйцевидная, каплевидная, эллиптическая. КЗ не накладываются друг на друга, а всегда располагаются обособленно. Установлена высокая согласованность ориентировки длинных осей КЗ внутри ареалов. А между ареалами наблюдается последовательный угловой сдвиг азимутов ориентировки с северо-западного до северо-восточного при движении от Северного Причерноморья до Предкавказья. Все это указывает на существование генетической связи между КЗ как внутри ареалов, так и между ареала-

ми, т.е. можно предполагать общие механизмы их образования.

В районах распространения КЗ наблюдается очень низкая густота эрозионной сети и слабо развит речной сток. Эрозионная сеть имеет, как правило, радиально-центростремительный рисунок, направленный внутрь КЗ. Малые эрозионные формы, впадающие в западины, представлены пологими и широкими балками или слабовыраженными ложбинами, которые являются реликтом доголоценовой овражной сети. Из этого следуют реликтовая природа самих западин и их доголоценовый возраст.

Особенности распространения, размеров и формы крупных западин позволили в первом приближении провести верификацию существующих гипотез их образования. Просадочно-лёмсовая, палеотермокарстовая, лиманно-озерная и тектоническая гипотезы сталкиваются с трудно-разрешимыми противоречиями при фактологической проверке. Наименее противоречивой представляется эоловая (дефляционная) гипотеза образования крупнозападинного рельефа.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РНФ № 19-77-00103. Эксперимент по выбору цифровой модели рельефа выполнен в рамках ГЗ Института географии РАН № FMWS-2019-0008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балаев Л.Г., Царев П.В. Лёссовидные породы Центрального и Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1964. 246 с.
- Булавин Б.П. Реликты плейвиальной эпохи в Причерноморье // Рельеф и ландшафты. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 169–174.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене // IX конгресс INQUA. Новая Зеландия. М.: Наука, 1973. 256 с.
- Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // ДАН. 2009. Т. 428. № 6. С. 815–819.
- Величко А.А., Константинов Е.А. Опыт реконструкции плейстоценовой морфодинамики плакоров Северного Приазовья (ключевой участок Мелекино, Донецкая область Украины) // Геоморфология. 2013. № 3. С. 51–61.
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2013-3-51-61>
- Востриков Н.Г. Просадочные процессы и их формы рельефа на территории Прикубанской равнины: особенности и распространение. Автореферат дис. ... канд. геогр. наук. Краснодар. 2012. 24 с.

- Денисов Н.Я. О природе просадочных явлений в лёссовидных суглинках. М.: Советская наука, 1946. 176 с.
- Захаров А.Л., Константинов Е.А. Морфология западинного рельефа Восточного Приазовья // Геоморфологи. Новое поколение. Вып. 2. М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. С. 5–13.
- Захаров А.Л., Константинов Е.А. Строение крупных западин лёссовых междуречий Восточного Приазовья (на примере “Червоной пади”) // Изв. РАН. Серия географическая. 2019. № 4. С. 85–96. <https://doi.org/10.31857/S2587-55662019485-96>
- Кавеев Т.С. Лёссы территории орошения Ростовской области // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. Т. XIII. М.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 263–270.
- Канонников А.М. Природа Кубани и Причерноморья. Краснодар: Краснодарск. кн. изд-во, 1977. 112 с.
- Кочетов Н.И. Просадочные формы рельефа в Западном Предкавказье // Геоморфология. 1978. № 4. С. 73–75.
- Ларионов А.К. Механизм и природа просадок и их роль в рельефообразовании // Современные экзогенные процессы рельефообразования. М.: Наука, 1970. С. 179–187.
- Левандовский П.А. Геоморфология и геоморфологическое районирование Приазовской низменности // Уч. зап. Краснодарского гос. пед. ин-та. Естеств.-геогр. ф-т. 1956. Вып. 17. С. 19–32.
- Лисицин К.И. О деформациях суглинистых грунтов Предкавказья в связи с вопросом об образовании степных блюдц // Мат-лы Сев.-Кавказ. геолог.-разведочного треста. 1932. № 1. С. 1–19 с.
- Молодых И.И. Инженерно-геологические основы изучения территорий регионального распространения западинных форм рельефа украинской части русской платформы в связи с мелиоративным строительством. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Киев: Изд. АН УССР, 1982. 207 с.
- Рубинштейн А.Л. Грунтоведение, основания и фундаменты. М.: Изд-во сельскохозяйств. лит-ры, 1961. 312 с.
- Сафронов И.Н. Геоморфология западного и центрального Предкавказья // Вопросы геогр. С-З Кавказа и Предкавказья. Краснодар: Изд-во Кубанск. гос. ун-та, 1973. С. 4–39.
- Сафронов И.Н. Геоморфология Северного Кавказа и Нижнего Дона. Ростов-н/Д: Изд-во Ростовск. ун-та, 1987. 160 с.
- Шукин И.С. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии: русско-англо-немецко-французский. М.: Сов. энциклопедия, 1980. 703 с.
- Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., and Alsdorf D. The shuttle radar topography mission // Reviews of geophysics. 2007. Vol. 45. RG2004. <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>
- Haase D., Fink J., Haase G., Ruske R., Pécsi M., Richter H., Altermann M., and Jäger K.-D. Loess in Europe – Its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1: 2 500 000 // Quaternary Science Reviews. 2007. Vol. 26 (9–10). P. 1301–1312. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.003>
- Kleschenkov A. The use of digital elevation model for study of the paleogeography of the Azov sea region // Abstracts of 2010 annual meeting INQUA-SEQS. Rostov-on-Don. 2010. P. 72–74.
- Konstantinov E.A., Velichko A.A., Kurbanov R.N., and Zakharov A.L. Middle to Late Pleistocene topography evolution of the North-Eastern Azov region // Quaternary International. 2018. Vol. 456. P. 72–84. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.04.014>
- Mazneva E., Konstantinov E., Zakharov A., Sychev N., Tkach N., Kurbanov R., Sedaeva K., and Murray A. Middle and Late Pleistocene loess of the Western Ciscaucasia: Stratigraphy, lithology and composition // Quaternary International. 2021. Vol. 590. P. 146–163. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.039>
- Rodriguez E., Morris C.S., and Belz J.E. A global assessment of the SRTM performance // Photogrammetric Engineering & Remote Sensing. 2006. Vol. 72 (3). P. 249–260. <https://doi.org/10.14358/PERS.72.3.249>
- Tesakov A.S., Dodonov A.E., Titov V.V., and Trubikhin V.M. Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia // Quaternary International. 2007. Vol. 160 (1). P. 57–69. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.09.009>
- Vandenberghe J., Renssen H., Roche D.M., Goosse H., Velichko A.A., Gorbunov A. and Levavasseur G. Eurasian permafrost instability constrained by reduced sea-ice cover // Quaternary Science Reviews. 2012. Vol. 34. P. 16–23. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.12.001>
- Velichko A.A. Loess-paleosol formation on the Russian Plain // Quaternary International. 1990. Vol. 7–8. P. 103–114. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(90\)90044-5](https://doi.org/10.1016/1040-6182(90)90044-5)
- Velichko A.A., Morozova T.D., Borisova O.K., Timireva S.N., Semenov V.V., Kononov Y.M., Konstantinov E.A., Kurbanov R.N., Titov V.V., and Tesakov A.S. Development of the steppe zone in southern Russia based on the reconstruction from the loess-soil formation in the Don–Azov Region // Doklady Earth Sciences. 2012. Vol. 445. P. 999–1002. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12080107>

MORPHOMETRIC ANALYSIS OF THE LARGE ENCLOSED DEPRESSION OF THE SOUTHERN EAST EUROPEAN PLAIN¹

E. A. Konstantinov^a, A. L. Zakharov^a, E. V. Selezneva^b, and K. G. Filippova^{a, #}

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

^b*Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: xenia.filippova@igras.ru*

The results of morphometric analysis based on the SRTM digital elevation model of large enclosed depressions (LEDs) of controversial origin, commonly found on the loess interfluvies in the Northern Black Sea region, around the Sea of Azov, at the Western flanks of Caucas Mountains and in the Lower Don basin, are presented in the paper. We have registered 312 LEDs landforms. The morphometric characteristics of landforms vary from 0.4 to 216 km² for area, from 1 to 21 m for depth, from 0.5 to 13.3 km for width, from 0.7 to 27.5 km for length, from 1 to 4 for elongation coefficient, and from 3.3 to 103.3 m a.s.l for height. The most common depressions have the following parameters: area – 2–4 km²; depth – 2–3 m; width – 1.0–1.5 km; length – 2.5–3.0 km; elongation coefficient – 1.2–1.4; height – 15–20 m a.s.l. There is a correlation between the area and depth of the depressions. The depressions' shape is mostly elongated, e. g. teardrop-shaped, egg-shaped, elliptical, triangular, and rarely round. The sharp ends of the egg-shaped depressions always tend to point to the north, and the blunt ones – to the south. We grouped the depressions into seven restricted sites where the differences in size and other morphological features of the LEDs are very small. Within all sites, there is a high consistency of orientation of the long axes of the depressions. The largest depressions around the Sea of Azov and the Western flanks of Caucas Mountains are characterized by longitudinal ridges confined to western side of LEDs. Comparison analysis of sites demonstrated a fan-shaped pattern in changing of the long axes orientation from the NW in the Northern Black Sea region; to the East in the Azov Sea region; to the N in the Western flanks of Caucas Mountains; and the NE in the Central flanks of Caucas Mountains. A radial-centripetal pattern of the erosion network is observed across the territories where LEDs are distributed. Small erosive forms flowing into the center of depressions are represented by very flat and wide gullies and hollows with intermitted channel flow. Such morphological characteristics suggest the relict origin of the erosional forms and, as a result, indicates the pre-Holocene age of the depressions themselves. Morphological and geological data suggests that wind erosion was probably the main factor in the formation of LEDs.

Keywords: loess plains, enclosed depressions, morphometric analysis

ACKNOWLEDGMENTS

The study was funded by Russian Science Foundation, project No. 19-77-00103. The experiment with digital elevation models was made within the state-commissioned task of the Institute of Geography RAS No. FMWS-2019-0008.

REFERENCES

- Balaev L.G. and Tsarev P.V. *Lessovye porody Tsentral'nogo i Vostochnogo Predkavkaz'ya* (Loess rocks of the Central and Eastern Ciscaucasia). Moscow: Nauka (Publ.), 1964. 246 p. (in Russ.)
- Bulavin B.P. Pluvial era relics in the Black Sea region. *Relief and Landshafy*. Moscow: MSU (Publ.), 1977. P. 172–173. (in Russ.)
- Denisov N.Ya. *O prirode prosadochnykh yavlenii v lessovidnykh suglinkakh* (On the nature of subsidence phenomena in the loess-like loam). Moscow: Sovetskaya nauka (Publ.), 1946. 176 p. (in Russ.)
- Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., and Alsdorf D. The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*. 2007. Vol. 45. RG2004. <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>
- Haase D., Fink J., Haase G., Ruske R., Pécsi M., Richter H., Altermann M., and Jäger K.-D. Loess in Europe – Its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2500000. *Quaternary Science Reviews*. 2007. Vol. 26 (9–10). P. 1301–1312. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.003>
- Kanonnikov A.M. *Priroda Kubani i Prichernomor'ya* (The nature of the Kuban and the Black Sea regions). Krasnodar: Krasnodarskoe knizhnoe izdatel'stvo, 1977. 112 p. (in Russ.)
- Kaveev T.S. Loess of irrigation area of the Rostov region. *Trudy Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Vol. 13. Moscow: AN SSSR (Publ.), 1957. P. 263–270. (in Russ.)
- Kleschenkov A. The use of digital elevation model for study of the paleogeography of the Azov sea region. *Abstracts of 2010 annual meeting INQUA-SEQS*. Rostov-on-Don. 2010. P. 72–74.

¹ For citation: Konstantinov E.A., Zakharov A.L., Selezneva E.V., and Filippova K.G. 2023. Morphometric analysis of the large enclosed depression of the Southern East European plain. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*, vol. 54, no. 1, pp. 99–111 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S0435428123010078>; <https://elibrary.ru/GQDKRU>

- Kochetov N.I. Subsidence landforms in Western Ciscaucasia. *Geomorfologiya*. 1978. No. 4. P. 73–75. (in Russ.)
- Konstantinov E.A., Velichko A.A., Kurbanov R.N., and Zakharov A.L. Middle to Late Pleistocene topography evolution of the north-eastern Azov region. *Quaternary International*. 2018. Vol. 456. P. 72–84. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.04.014>
- Larionov A.K. The mechanism and the nature of subsidence and its role in the relief formation. *Sovremennye ekzogennye protsessy rel'efoobrazovaniya*. Moscow: Nauka (Publ.), 1970. P. 179–188. (in Russ.)
- Levandovskiy P.A. Geomorphology and geomorphological zoning of the Azov lowland. *Uchenye zapiski Krasnodarskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo instituta*. 1956. Vol. 17. P. 19–32. (in Russ.)
- Lisitsin K.I. On the deformation of loamy soils of the Ciscaucasia, in connection with the issue of the formation of steppe saucers. *Materialy Sev.-Kavkaz. geologorazvedchnogo tresta*. 1932. No. 1. P. 1–19 p. (in Russ.)
- Molodykh I.I. *Inzhenerno-geologicheskie osnovy izucheniya territorii regional'nogo rasprostraneniya zapadnykh form rel'efa ukrainskoi chasti Russkoi platformy v svyazi s meliorativnym stroitel'stvom* (The engineering-geological basis for studying the territories of the regional distribution of large depressions of the Ukrainian part of the Russian platform in connection with land reclamation). *Doctoral Thesis*. Kiev: Akademiya nauk Ukrainkoi SSR (Publ.), 1982. 207 p. (in Russ.)
- Rodriguez E., Morris C.S., and Belz J.E. A global assessment of the SRTM performance. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*. 2006. Vol. 72 (3). P. 249–260. <https://doi.org/10.14358/PERS.72.3.249>
- Rubinshtein A.L. *Gruntovedenie, osnovaniya i fundamenty* (Soil and rock engineering, beds and foundations). Moscow: Sel'khozgiz (Publ.), 1961. 312 p. (in Russ.)
- Safronov I.N. *Geomorfologiya Severnogo Kavkaza i Nizhnego Dona* (Geomorphology of the North Caucasus and the Lower Don). Krasnodar: Kubanskii gosudarstvennyi universitet (Publ.), 1987. 275 p. (in Russ.)
- Safronov I.N. Geomorphology of the Western and Central Ciscaucasia. *Voprosy geografii severo-zapadnogo Kavkaza i Predkavkaz'ya*. Krasnodar: Kubanskii gosudarstvennyi universitet (Publ.), 1973. P. 4–39. (in Russ.)
- Shchukin I.S. *Chetyrekh yazychnyi entsiklopedicheskii slovar' terminov po fizicheskoi geografii* (Four-language Encyclopedic Dictionary of Terms in Physical Geography). Moscow: Sovetskaya entsiklopediya (Publ.), 1980. 703 p. (in Russ.)
- Tesakov A.S., Dodonov A.E., Titov V.V., and Trubikhin V.M. Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia. *Quaternary International*. 2007. Vol. 160(1). P. 57–69. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.09.009>
- Velichko A.A. Environmental process in Pleistocene. *Proceedings of IX INQUA congress, New Zealand*. Moscow: Nauka (Publ.), 1973. 256 p. (in Russ.)
- Velichko A.A. Loess-paleosol formation on the Russian Plain. *Quaternary International*. 1990. Vol. 7–8. P. 103–114. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(90\)90044-5](https://doi.org/10.1016/1040-6182(90)90044-5)
- Velichko A.A., Catto N., Tesakov A.S., Titov V.V., Morozova T.D., Semenov V.V., and Timireva S.N. Structural specificity of Pleistocene loess and soil formation of the southern Russian plain according to materials of eastern Priazovie. *Doklady Earth Sciences*. 2009. Vol. 429. No. 1. P. 1364–1368.
- Velichko A.A., Morozova T.D., Borisova O.K., Timireva S.N., Semenov V.V., Kononov Y.M., Konstantinov E.A., Kurbanov R.N., Titov V.V., and Tesakov A.S. Development of the steppe zone in southern Russia based on the reconstruction from the loess-soil formation in the Don–Azov Region. *Doklady Earth Sciences*. 2012. Vol. 445. P. 999–1002. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12080107>
- Velichko A.A., Konstantinov E.A. Experience in Reconstruction of the Pleistocene Morphodynamics of Plakors in the Northern Sea of Azov Region (Key Area Melekino, Donetsk Region of Ukraine). *Geomorfologiya*. 2013. No. 3. P. 51–61. (in Russ.) <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2013-3-51-61>
- Vostrikov N.G. *Prosadochnye protsessy i ikh formy rel'efa na territorii Prikubanskoi ravнины: osobennosti i rasprostranenie* (Subsidence processes and landforms on the territory of Kuban plain: characteristics and distribution). *PhD Thesis*. Krasnodar: Kubanskii gosudarstvennyi universitet (Publ.), 2012. 195 p. (in Russ.)
- Zakharov A.L. and Konstantinov E.A. Morphology of the hollow relief of the Eastern Azov region. *Geomorfologiya. Novoe Pokolenie*. Moscow: Media-PRESS (Publ.), 2013. P. 5–13. (in Russ.)
- Zakharov A.L. and Konstantinov E.A. Structure of large flat-bottom depressions on loess interfluvies of eastern Azov region (on the example of “Chervonaya Pad”). *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya*. 2019. Vol. 28 (4). P. 85–96. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S2587-55662019485-96>

УДК 551.89:551.583.3(-925.17)

ПРОЯВЛЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ПОХОЛОДАНИЙ ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА НА МОРСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ[#]

© 2023 г. Н. Г. Разжигаева^{1,*}, Л. А. Ганзей¹, Т. А. Гребенникова¹, Л. М. Мохова¹, В. В. Чаков², Т. А. Копотева², М. А. Климин², Г. В. Симонова³

¹ Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия

² Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, Россия

³ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

*E-mail: nadyar@tigdvo.ru

Поступила в редакцию 16.06.2022 г.

После доработки 14.10.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

Комплексное изучение разреза лагунной террасы в кутовой части Амурского залива позволило выделить резкие короткопериодные похолодания 4450, 2870–2510, 1740–1200, 680–150 л. н., которые сопоставляются с холодными событиями, проявленными во многих регионах мира. В основу реконструкций положены данные диатомового, ботанического, спорово-пыльцевого анализов. Возрастная модель построена в программе Бэкон с использованием радиоуглеродного датирования и тефростратиграфии. В разрезе найдена тефра В-Тm кальдерообразующего извержения влк. Байтоушань. Разрез, выбранный в качестве природного архива, имеет свою специфику. В отличие от горных районов и речных бассейнов, где климат стал сухим 3320–3050 л. н. в связи резким снижением интенсивности летнего муссона, озерно-болотные обстановки на побережье развивались в постоянно переувлажненных условиях. Это дало возможность выделить короткопериодные сухие события, которые коррелируются с глобальной климатической ритмикой, обусловленной уменьшением солнечной радиации. Снижение увлажнения тесно связано с влиянием океана: интенсивностью тропического циклогенеза. Обмеление лагуны на спаде малоамплитудной трансгрессии, усиленное ослаблением летнего муссона, привело к смене терригенного осадконакопления на органогенное около 3460 л. н. Наиболее сложную структуру с резкими изменениями увлажнения имело похолодание, проявившееся 2870–2510 л. н. Смена хода болотообразовательных процессов около 1740 л. н., связанная с активизацией паводков, вызывавших периодическое подтопление торфяника в обширной приустьевой зоне р. Раздольная, привела к исчезновению древесного яруса и развитию травяного болота. В целом региональные условия были засушливыми до малого оптимума голоцена. Определена реакция ландшафтов на похолодания: в лесной растительности низкогогорья снижалась роль широколиственных пород, в развитии локальных ландшафтов увеличивалось участие растений, предпочитающих менее обводненные местообитания. Из холодных событий исключение составляет малый ледниковый период, который был влажным и отличался частыми паводками. Меридиональный перенос влажных воздушных масс с океана на континент в это время активизировался.

Ключевые слова: засухи, паводки, летний муссон, циклогенез, колебания уровня моря, ландшафты, Амурский залив

DOI: 10.31857/S2949178923010115, **EDN:** GQNMTF

ВВЕДЕНИЕ

При современной климатической нестабильности большое внимание уделяется эффекту разнонаправленных трендов изменения температу-

ры и увлажнения на развитие биотических компонентов ландшафтов в голоцене. Особенно много работ появилось по анализу регионального проявления оптимальных фаз голоцена в связи с тенденцией последних десятилетий и необходимостью делать прогнозные оценки при потеплении (Климаты и ландшафты ..., 2010; An et al., 2000; Zhou et al., 2016; Gao et al., 2019). Не менее важной задачей является и анализ разномасштабных похолоданий, их длительности и воздействия на биоту (Constantine et al., 2019; Park et al., 2019).

[#] Ссылка для цитирования: Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Чаков В.В., Копотева Т.А., Климин М.А., Симонова Г.В. Проявление глобальных похолоданий позднего голоцена на морском побережье юга Дальнего Востока России // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54, № 1. С. 112–130. <https://doi.org/10.31857/S043542812301011X>; <https://elibrary.ru/GQNMTF>

В позднем голоцене наблюдалось четыре холодных события, которые имели глобальный характер и хорошо проявились в северном и южном полушариях: 4800–4600, 2800–2600, 1650–1450, 650–450 л. н. (Борисова, 2014; Wanner et al., 2011). Наиболее длительным является похолодание, которое выделяется в разных регионах в более широком диапазоне 3300–2500 лет. Событие это совпадает с циклом Бонда 2 (Bond et al., 2001) и отвечает значительному снижению солнечной активности (Martin-Puertas et al., 2012). Положительные температурные аномалии были лишь в Скандинавии и северо-западной Америке, в северной Азии это похолодание сопровождалось аридизацией (Wanner et al., 2011). Эта же тенденция прослеживалась и на юге Дальнего Востока, где в последние годы сделаны высокоразрешающие реконструкции климатических изменений в позднем голоцене (Разжигаетова и др., 2021; Razjigaeva et al., 2021). Вместе с тем данных о короткопериодных похолоданиях позднего голоцена на крайнем юге Дальнего Востока, основанных на изучении хорошо датированных разрезов, мало. Целью настоящей работы является анализ проявления короткопериодных холодных событий позднего голоцена на побережье Амурского залива, определение их временных границ, масштаба, структуры и реакции ландшафтов на изменение температурного фона и увлажнения. Это побережье является наиболее населенным и освоенным на юге Дальнего Востока, поэтому наиболее уязвимым к резким изменениям природной среды и возможным климатическим кризисам, что повышает актуальность исследований.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Берег зал. Петра Великого относится к рiasовому типу и характеризуется развитием глубоко вдающихся в сушу заливов, образованных при затоплении речных долин в голоценовую трансгрессию. Одним из них является Амурский залив, в вершине которого находится обширная болотистая низменность (абс. высота до 2–3 м), сформированная на месте палеозалива и глубоко протягивающаяся по долине р. Раздольной. В максимальную фазу трансгрессии береговая линия располагалась в 30–40 км вглубь суши от современного положения (Короткий, Худяков, 1990). Низменность дренируется р. Раздольной с многочисленными рукавами и притоками; русла активно меандрируют с образованием стариц (рис. 1). Выделяются несколько реликтовых озер лагунного происхождения, наиболее крупным является оз. Утиное.

Климат муссонный, характеризуется сезонными контрастами поля давления над континентом и океаном и неравномерным увлажнением по се-

зонам. По данным метеостанции Барабаш в 33 км от района работ среднегодовая температура воздуха составляет 4°C, самый холодный месяц – январь (t ср. –15°C), теплый – август (t ср. 20°C), абсолютный минимум –38.7°C, максимум 38.5°C. Среднегодовое количество осадков 935 мм, большая их часть (180 мм) выпадает в августе, меньшая (11 мм) – в январе. Максимальное суточное количество осадков (192.8 мм) отмечено в августе 1986 г. Преобладающее направление ветра – северо-западное, средняя скорость 1.7 м/с, максимальная – 25 м/с.

На побережье в кутовой части Амурского залива распространены открытые ландшафты, большие площади занимают торфяные болота и сырые луга с фрагментами долинных лесов. На ближайших сопках развито редколесье из дуба зубчатого (*Quercus dentata*) с участием дуба монгольского (*Quercus mongolica*), кустарниковые заросли с доминированием леспедецы двуцветной (*Lespedeza bicolor*) и травянистые сообщества. На близлежащем Шуфанском плато полидоминантные широколиственные леса с доминированием дуба монгольского и участием лип амурской и маньчжурской (*Tilia amurensis*, *T. mandshurica*), кленов мелколистного и ложнозибольдова (*Acer mono*, *A. pseudosieboldianum*), граба сердцелистного (*Carpinus cordata*), ильма горного и японского (*Ulmus laciniata*, *U. japonica*), ореха маньчжурского (*Juglans mandshurica*), ясеня носолистного (*Fraxinus rhynchophylla*) и берез Шмидта, ребристой, даурской, и плосколистной (*Betula schmidtii*, *B. costata*, *B. davurica*, *B. platyphylla*) занимают участки до 300 м, кедрово-широколиственные с сосной корейской (*Pinus koraiensis*) и пихтой цельнолистной (*Abies holophylla*) – до 600–650 м, пихтово-еловые леса с преобладанием ели аянской (*Picea ajanensis*) и примесью ели корейской (*P. koraiensis*) – верхние уровни.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве палеоархива выбран разрез лагунной террасы (43°23.947' с.ш., 131°44.511' в.д., высота 2–2.5 м над у. м.) в кутовой части Амурского залива, расположенный в 9.5 км от береговой линии и в 1.7 км к северо-западу от берега озера Утинное (рис. 1). Шурф 120 заложен на участке торфопереработки. В основании разреза выходит алевроитовый ил со слоями торфа, верхняя часть представлена торфяником (мощностью 1.12 м). Поверхностный слой торфа и очес были удалены. Опробование проведено с шагом 5 см, нижней части разреза – 2–3 см. Биостратиграфическое изучение включало диатомовый, ботанический и спорово-пыльцевой анализы, выполненные по стандартным методикам (Диатомовые ..., 1974; Куликова, 1974; Покровская, 1966). Сделан подсчет содержания створок диатомей в 1 г воздуш-

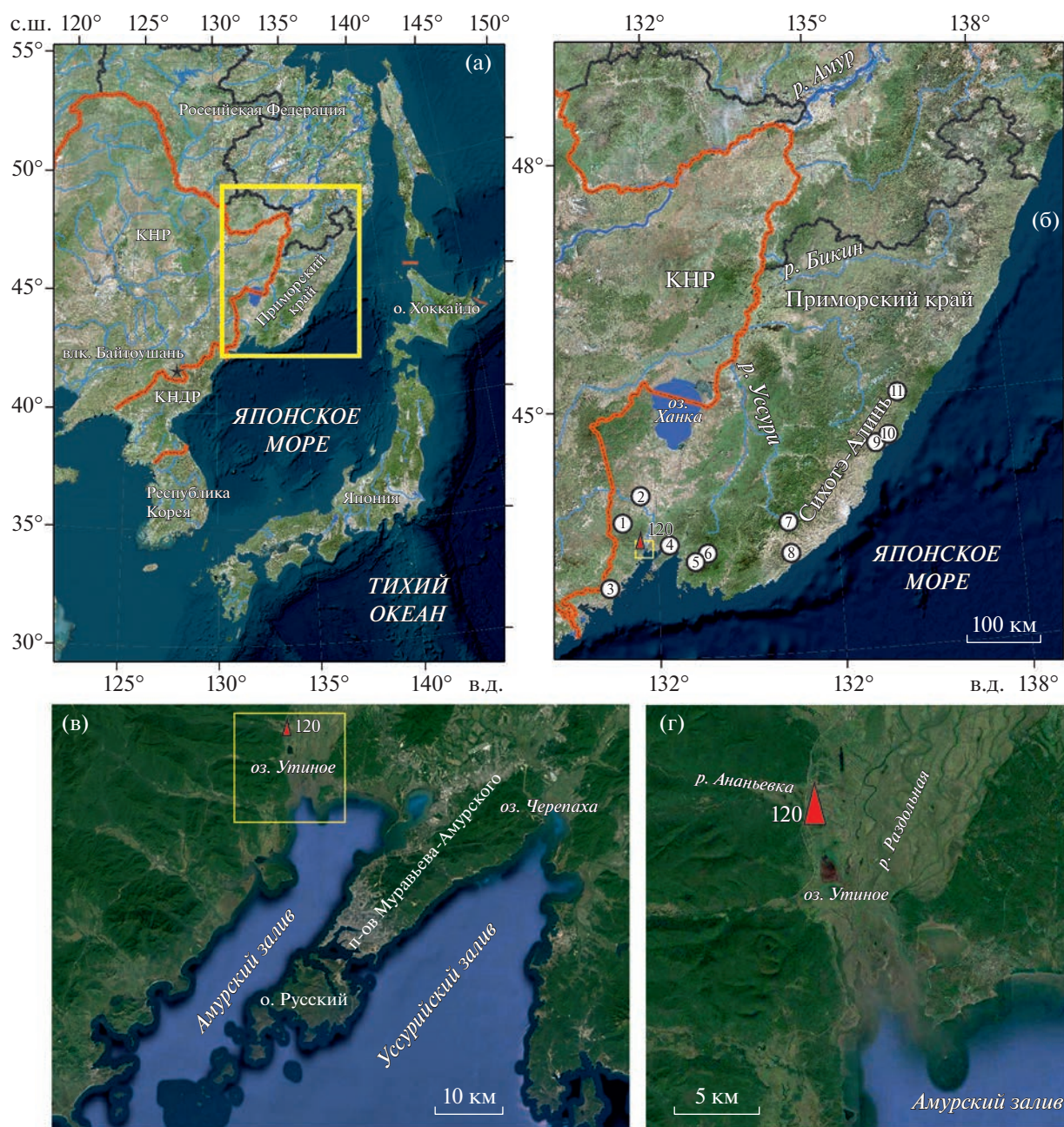


Рис. 1. Район работ. (а) – Япономорский регион; (б) – Приморский край и расположение разрезов, с которыми проводится сравнение: 1 – Шуфанское плато, 2 – Старореченское городище, 3 – бух. Бойсмана, 4 – оз. Черепаша, 5 – р. Стеклянуха, бассейн р. Шкотовка, 6 – Шкотовское плато, 7 – р. Милоградовка, 8 – бух. Кит, 9 – бух. Лангоу I, 10 – зал. Опричник, 11 – Солонцовские озера; (в, г) – положение опорного разреза 120.

Fig. 1. Study area. (а) – Japan Sea region; (б) – Primorye and position of study area and sections to be compared: 1 – Shufan Plateau, 2 – Starorechenskoe fortress, 3 – Boismans Bay, 4 – Cherepakha Lake, 5 – Steklyanukha River, Shkotovka River Basin, 6 – Shkotovskoe Plateau, 7 – Milogradovka River, 8 – Kit Bay, 9 – Langou I Bay, 10 – Oprichnik Bay, 11 – Solontsovskie lakes; (в, г) – position of the reference section 120.

но-сухого осадка. Подсчет процентного содержания видов проводился от суммы всех створок. Дитомовые комплексы выделены по составу доминирующих и субдоминирующих видов, для характеристики обстановок учитывались и виды с низким содержанием. При проведении ботаниче-

ского анализа определялась степень разложения торфа, отмечалось наличие древесного угля, кладоцер и раковинных амёб. При выполнении спорово-пыльцевого анализа расчет процентного содержания отдельных таксонов проведен для каждой из трех основных групп (пыльца древесных

Таблица 1. Радиоуглеродный и календарный возраст торфяника около оз. Утиное**Table 1.** Radiocarbon and calendar ages of peat mire section near Utinoe Lake

Лаб. номер, ИМКЭС-14-	Номер образца	Глубина, см	Материал	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст, кал. лет (2σ)	Моделированный возраст, кал. лет
2199	7/120	5–10	торф	515 ± 90	530 ± 80	580–480
2201	6/120	30–35	торф	1670 ± 120	1570 ± 130	1190–970
2196	5/120	55–60	торф	2620 ± 105	2690 ± 150	2510–2300
2195	4/120	60–65	торф	2660 ± 110	2760 ± 150	2610–2510
2194	3/120	80–85	древесина	2730 ± 105	2865 ± 130	2950–2870
2197	2/120	80–85	торф	2715 ± 110	2850 ± 140	2950–2870
2202	1/120	100–105	торф	3035 ± 150	3210 ± 180	3320–3240
2203	1/220	115–118	торф	3980 ± 150	4450 ± 210	–

Таблица 2. Химический состав вулканического стекла из прослоев тефры из разрезов торфяника около оз. Утиное и палеозера на Шуфанском плато* (Razjigaeva et al., 2021) (ср. значения, мас. %)**Table 2.** Chemical composition of volcanic glass from tephra layers from peat bog near Utinoe Lake and paleolake section of Shufan Plateau* (Razjigaeva et al., 2021) (average values, wt %)

Разрез (количество зерен)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
120 (15)	65.85	0.51	15.69	5.02	0.18	0.22	1.36	5.20	5.86
12716 (13)*	67.40	0.60	15.44	4.73	0.20	0.64	1.42	4.63	5.66

пород, пыльца трав и споры). Палинозоны на диаграмме выделены визуально. Определена зольность торфа. Хронология основана на данных радиоуглеродного датирования, выполненного в Институте мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск) жидкостно-сцинтилляционным методом с использованием спектрометра-радиометра Quantulus-1200 (ТомЦКП СО РАН), и тефростратиграфии. Калибровка радиоуглеродных дат проведена по программе OxCal 4.4.1 с использованием калибровочной кривой “IntCal 20” (Reimer, 2020). Возрастная модель построена по программе Bacon 2.2 (Blaauw, Christen, 2011). Возраст приведен в календарных значениях. Химический состав вулканического стекла изучен с помощью рентгено-спектрального микроанализа (ЕРМА) с применением сканирующего электронного микроскопа MIRA3 FE фирмы TESCAN и системы микроанализа Aztec компании Oxford Instruments в Радиовом институте им. В.Г. Хлопина, г. Санкт-Петербург.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Возрастная модель, скорости осадконакопления и временное разрешение реконструкций. Нижняя радиуглеродная дата (3980 ± 150, 4450 ± 210 кал. л. н.), полученная из прослоя торфа в алевроитовом иле (табл. 1), показывает, что накопление отложений в основании разреза происходило в трансгрессивную фазу начала позднего голоцена. Возрастная

модель, построенная по 6 радиоуглеродным датировкам (рис. 2), позволила оценить возраст торфяника в 3460 лет. В верхней части разреза (около 30 см) найден прерывистый прослой тефры (мощность 1 см), имеющий волнистое залегание и облегающий древний микрорельеф. Состав вулканического стекла (табл. 2) с высоким содержанием K₂O (5.79–6.03%) аналогичен тефре В-Тм влк. Байтоушань, кальдерообразующее извержение которого произошло в 946/947 гг. н. э. (Chen et al., 2016). Наличие тефры показывает, что ¹⁴C-дата ИМКЭС-С14-2201, отобранная с той же глубины рядом с колонкой, взятой на биостратиграфические анализы, более древняя и получена из торфа, слагающего кочку. Для модели мы использовали возраст вулканического пепла В-Тм. Эта тефра была найдена в разрезе палеозера на Шуфанском плато (Razjigaeva et al., 2021), в отложениях Амурского залива (Акуличев и др., 2016), на о-вах Русский, Шкота и в разрезах торфяников Южного Сихотэ-Алиня (Разжигаета и др., 2020а).

Скорости накопления торфа были неравномерными: на начальном этапе были 0.5–0.6 мм/год, замедление до 0.2 мм/год началось около 2510 л. н., последние 970 лет торф накапливался со скоростью 0.5 мм/год. Временное разрешение реконструкций варьирует от 80–100 до 220–280 лет, что позволяет достаточно детально восстановить короткопериодные климатические изменения позднего голоцена.

Эволюция озерно-болотных обстановок. Диатомовый анализ показал сложную динамику и не-

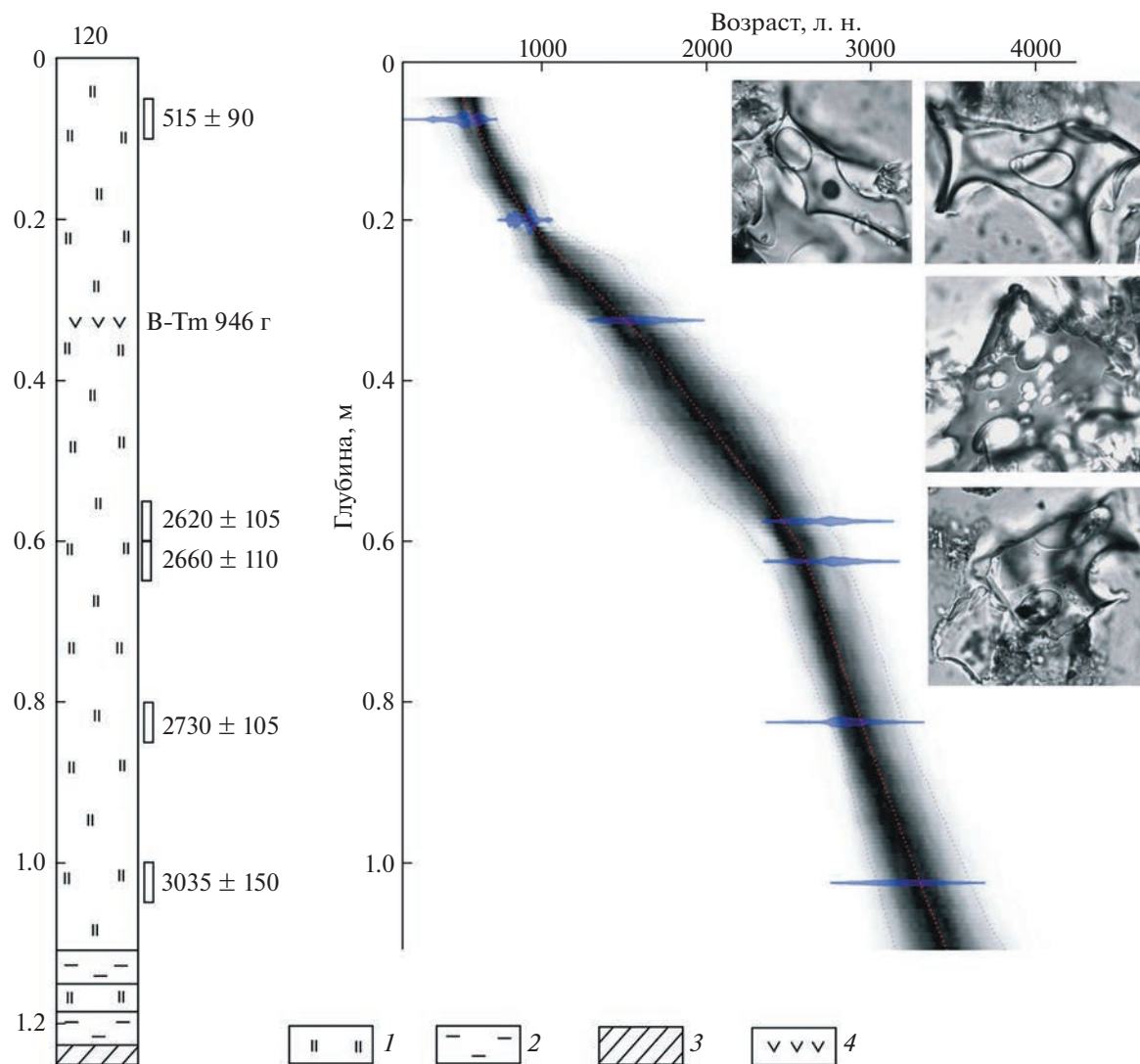


Рис. 2. Возрастная модель, скорости накопления озерно-болотных отложений на побережье Амурского залива и вулканическое стекло из прослоя тефры В-Тм.

1 – торф, 2 – алеврит, 3 – торфянистый алеврит, 4 – вулканический пепел.

Fig. 2. Age-depth model, accumulation rates of lacustrine-swamp sediments on Amur Bay coast and volcanic glass from B-Tm tephra layer.

1 – peat, 2 – silt, 3 – peaty silt, 4 – volcanic ash.

однократную смену озерно-болотных обстановок на побережье. Выделено 5 диатомовых комплексов, отражающих эволюцию водоема (рис. 3).

4450–3320 л. н. существовала мелководная, хорошо прогреваемая лагуна с речным стоком. Среди диатомей преобладают прибрежно-морские бентосные виды (до 71.8%), доминировали солоноватоводный *Diploneis pseudovalis* и *Tryblionella granulata*, распространенный на илистых отмелях литорали и в эстуариях (Krammer, Lange-Bertalot, 1988). Субдоминантами являются солоноватоводные виды: характерный для теплых морей *Coronia daemeliana* и эпифит *Rhopalodia musculus*. В прослое торфа увеличивается доля диато-

меей, характерных для болот, и почвенных видов. Рост содержания бентосного *Diploneis subovalis* вверх по разрезу отражает распреснение водоема. Первоначально этот вид описан для пресноводных водоемов (Забелина и др., 1951), позднее установлено, что он может развиваться и при солености до 16–19‰ (Pacheco et al., 2016).

3320–2700 л. н. образовалось хорошо увлажненное болото. Преобладают виды рода *Eunotia* (до 56.5%), доминируют *Eunotia diodon*, типичный вид низинных болот (pH 4.5–7.1), и *E. glacialis* – вид, обитающий в холодных торфяных водах (pH 4.7–8.3) (Krammer, Lange-Bertalot, 1991; Liu et al., 2011). Присутствие морских и солоновато-

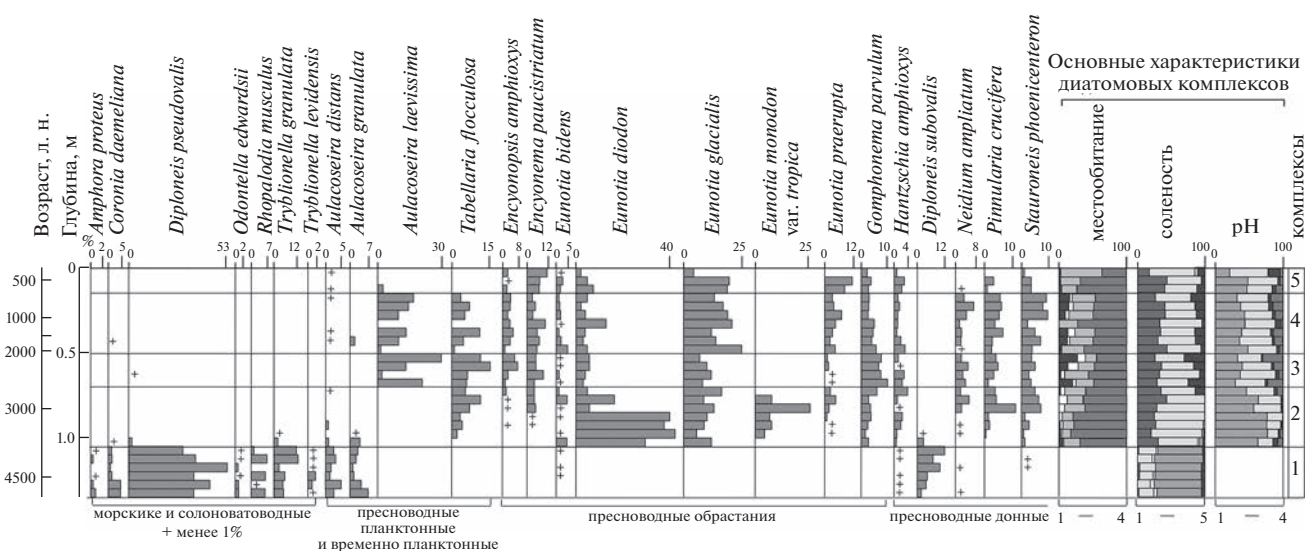


Рис. 3. Распределение диатомей в разрезе лагунной террасы 120 на побережье Амурского залива. *Местообитание*: 1 — планктонные, 2 — временно-планктонные, 3 — донные, 4 — обрастания; *соленость*: 1 — галофобы, 2 — индифференты, 3 — галофилы, 4 — морские, 5 — нет данных; *pH*: 1 — ацидофилы, 2 — циркумнейтральные, 3 — алкалофилы, 4 — нет данных.

Fig. 3. Distribution of diatoms from lagoon terrace section 120 on Amur Bay coast. *Habitats*: 1 — planktonic and temperate-planktonic, 2 — benthic, 3 — epiphytes; *salinity*: 1 — halophobous, 2 — indifferent, 3 — halophilous, 4 — marine, 5 — No data; *pH*: 1 — acidophylous, 2 — circumneutral, 3 — alkaliphilous, 4 — No. data.

водных видов (2.5–6%) в инт. 0.95–1.05 м (3320–3140 л. н.) показывает, что рядом был водоем, связанный с морем. Высокое содержание реофилов и планктона (*Aulacoseira granulata*, *A. distans*, *Cymbella aspera*, *Gomphonema parvulum* и др. — до 14.9%) свидетельствует о влиянии речного стока. Появление *Eunotia monodon* var. *tropica*, вида, распространенного в водоемах тропических и субтропических областей юго-восточной Азии (Negoro, 1981; Rai, 2005; Glushchenko, Kulikovskiy, 2017), указывает на развитие 3240–2780 л. н. хорошо прогреваемых озерков с низкими показателями pH воды. Концентрация диатомей повышается до 6 млн/г. Более заметным становится участие эпифита *Encyonema paucistriatum*, характерного для олиготрофных водоемов северных регионов (Krammer, Lange-Bertalot, 1986). Увеличение содержания временно планктонного *Tabellaria flocculosa*, иногда характеризующегося как североальпийский вид (Харитонов, 2010; Krammer, Lange-Bertalot, 1991), и появление (до 2.6%) арктобореальных *Eunotia septentrionalis*, *E. circumborealis* в инт. 0.75–0.80 свидетельствуют о более прохладных условиях 2870–2780 л. н. Концентрация диатомей снижается до 1.5 млн/г. Доминирование *Eunotia glacialis*, исчезновение *E. monodon* var. *tropica* и повышение доли почвенных видов (*Hantzschia amphioxys* — 5.3%) (инт. 0.70–0.75 м) позволяет предположить, что 2780–2700 л. н. болото развивалось в более прохладных и сухих условиях. Высокое содержание реофилов *Gomphonema parvulum*, *G. angustatum*, *G. insigne*, *Placon-*

eis elginensis и др. говорит о прохождении наводнений.

2700–2010 л. н. по обрамлению озера существовало болото с околонеutralной реакцией воды. Концентрация диатомей в подошве слоя достигает 4.7 млн/г и снижается к кровле до 2 млн/г. Доминирует планктонный вид *Aulacoseira laevisima*, характерный для олиготрофных вод мелководных водоемов (Krammer, Lange-Bertalot, 1991). Вид найден в осадках мелководных ледниковых озер (глубина ~1 м) в субальпийском и альпийском поясах (Buczko et al., 2010). Присутствие *Gomphonema parvulum*, *G. angustatum*, *G. insigne*, *Encyonema paucistriatum*, а также *Aulacoseira subarctica*, *A. italica*, *Cymbella aspera*, *C. cistula* указывает на речное влияние. Снижение увлажнения фиксируется в инт. 0.6–0.65 м (2610–2510 л. н.), здесь резко уменьшается содержание *Aulacoseira laevisima*, доминируют болотные *Eunotia glacialis*, *Encyonema paucistriatum*, и доля почвенных видов повышается до 4.3%.

2010–680 л. н. состав диатомей отражает нестабильный режим и резкие колебания уровня озера с заболоченными берегами. При снижении уровня озера (2010–1740, 1190–970 л. н.) уменьшалась концентрация диатомей (1.1 млн/г.), повышалось участие видов рода *Eunotia* (до 45.1%), в том числе толерантных к временным осушкам *E. praerupta*, *E. bidens*, *E. inflata* и почвенных видов (*Hantzschia amphioxys*, *Luticola mutica* — до 4.9%), что указывает на более сухие условия. При обводнении водо-

ема увеличивалась продуктивность диатомей (2.3 млн/г), количество планктонных и временно планктонных видов. Минимальная концентрация (<1 млн) в инт. 0.40–0.45 м и находки *Aulacoseira distans*, *A. granulata*, *A. italica*, *Planothidium lanceolatum* и др. указывают на прохождение наводнений 1740–1470 л. н. Повышение вверх по разрезу содержания *Stauroneis phoenicenteron*, характерного для олиготрофно-мезотрофных вод (Харитонов, 2010), свидетельствует о повышении трофности водоема с 970 л. н.

680–380 л. н. на месте озера образовалось хорошо обводненное болото с низкими показателями pH. Обилие *Eunotia glacialis*, *E. praerupta* и участие почвенных видов (до 4%) в инт. 0.05–0.15 м указывает, что 680–480 л. н. были осушки. Увеличение числа аллохтонных диатомей (*Aulacoseira distans*, *Planothidium lanceolatum*, *Cymbella lanceolata* и др.) и низкие концентрации створок (1 млн/г) в инт. 0.10–0.15 м являются признаком сильных наводнений 680–590 л. н. В кровле повышаются богатство и содержание обитателей стоячих и текучих вод, что свидетельствует о регулярных паводках 480–380 л. н. Увеличивается концентрация створок (2.1 млн/г). Найдены *Eunotia formica*, *E. parallela*, *E. parallela* var. *angusta*, перенесенные из старицы в наводнение.

Развитие болотной растительности. На берегу лагуны около 4450 л. н. существовало травяно-кустарниковое болото с развитым кустарниковым ярусом из березы овальнолистной и багульника (рис. 4). Из древесных росли береза плосколистная, ольха. В травяном покрове преобладала пушица влагалищная, что говорит о достаточно прохладных условиях. В настоящее время в Приморье этот вид довольно редок. Были распространены папоротник телиптерис болотный (*Thelypteris palustre*) и ирис. Встречались зеленые мхи *Warnstorfia pseudostraminea*, типичный для низинных болот по берегам озер, и *Aulacomnium palustre*, индикатор пирогенных сукцессий (Копотева, Купцова, 2011). Обнаружен редкий вид раковинных амёб *Diffugia stechlinensis*, обитающий в зарослях подводных растений пресноводных водоемов. Находка углей и фрагментов обгоревших листьев говорит о пожарах.

В развитии болота, образованного на месте лагуны, можно выделить три стадии. На начальном этапе (3460–3320 л. н.) существовало травяно-кустарниковое болото с хорошо развитым ярусом из багульника и березы овальнолистной. Состав трав довольно разнообразный (клубникамыш Десулави, типичный для засоленных грунтов, манник, тростник, хвощ), характерен для сильно обводненных местообитаний. Встречено много углей и терригенной примеси (зольность 76%).

Около 3320–2010 л. н. (инт. 1.12–0.50 м) стал хорошо развит древесный ярус из ольхи и березы

плосколистной. Роль древесных повышалась в относительно сухие фазы, среди трав преобладали хвощ и щитовник болотный, встречались манник, осоки. В более обводненных условиях в травяном ярусе были распространены осоки, тростник, клубникамыш морской, очеретник белый, манник, рогоз, ирис. Наибольшее количество остатков сфагновых мхов секции *Subsecunda* обнаружено в инт. 0.8–0.85 см (2950–2870 л. н.). Встречены остатки водных растений: камыш озерный, наяда морская. В инт. 1.0–1.05, 0.65–0.70 м найдены семена бразении, реликтового растения, растущего в пресных, хорошо прогреваемых водоемах. В инт. 0.75–0.85 м обнаружено много остатков кочкообразующих осок (*Carex appendiculata*, *C. limosa*), что говорит о сильных колебаниях уровня болотных вод. Моховой ярус был слабо развит, сфагновые мхи появлялись спорадически — *Sphagnum fallax* и арктоальпийский *S. lindbergii*, индикаторы сильно увлажненных экотопов. Единично встречены остатки зеленых мхов, среди которых найден *Paludella squarrosa*, характерный для низинных и переходных сильно обводненных болот арктической и северной части лесной зоны. О влажных условиях говорит присутствие кладоцер. Находки раковинной амёбы *Hyalosphenia papilio*, характерной для моховых топей с низкими pH, в основании торфяника (1.00–1.05 м, 3320–3240 л. н.) позволяют восстановить уровень болотных вод 12–27 см (средний — 19 см) (Курына, 2011). В инт. 0.50–0.55 м найдена *Diffugia mammalaris*. Периодически встречаются угольки — болото довольно часто горело, что может быть одной из причин угнетения древесного и кустарникового ярусов. После сильного пожара 2010–1740 л. н. образовались густые заросли из березы овальнолистной с участием багульника — типичная пирогенная сукцессия на дальневосточных болотах (Копотева, Купцова, 2011).

С 1740 до 380 л. н. в условиях периодического сильного обводнения существовало травяное болото с обилием гидрофильных видов: клубникамыш морской, очеретник белый, тростник, рогоз, хвощ болотный, ирис, манник. Найдена раковинная амёба *Hyalospernia elegans*, гидрофил, оптимально развивающийся при уровне болотных вод 16–32 см (оптимум — 21.4 см) (Курына, 2011).

Часто встречаются *Diffugia* sp. С 770 л. н. регулярно стали проходить палы, кустарниковый ярус стал угнетенным. Около 680–590 л. н. распространение получила осока волосистоплодная (*Carex lasiocarpa*), гидрофит с широкой амплитудой увлажнения. Более однообразным состав трав стал с 590 л. н. (манник, хвощ, папоротник).

Развитие ландшафтов. Из отложений большей части разреза получены лесные палиноспектры (рис. 5). Количество спор резко увеличивается в

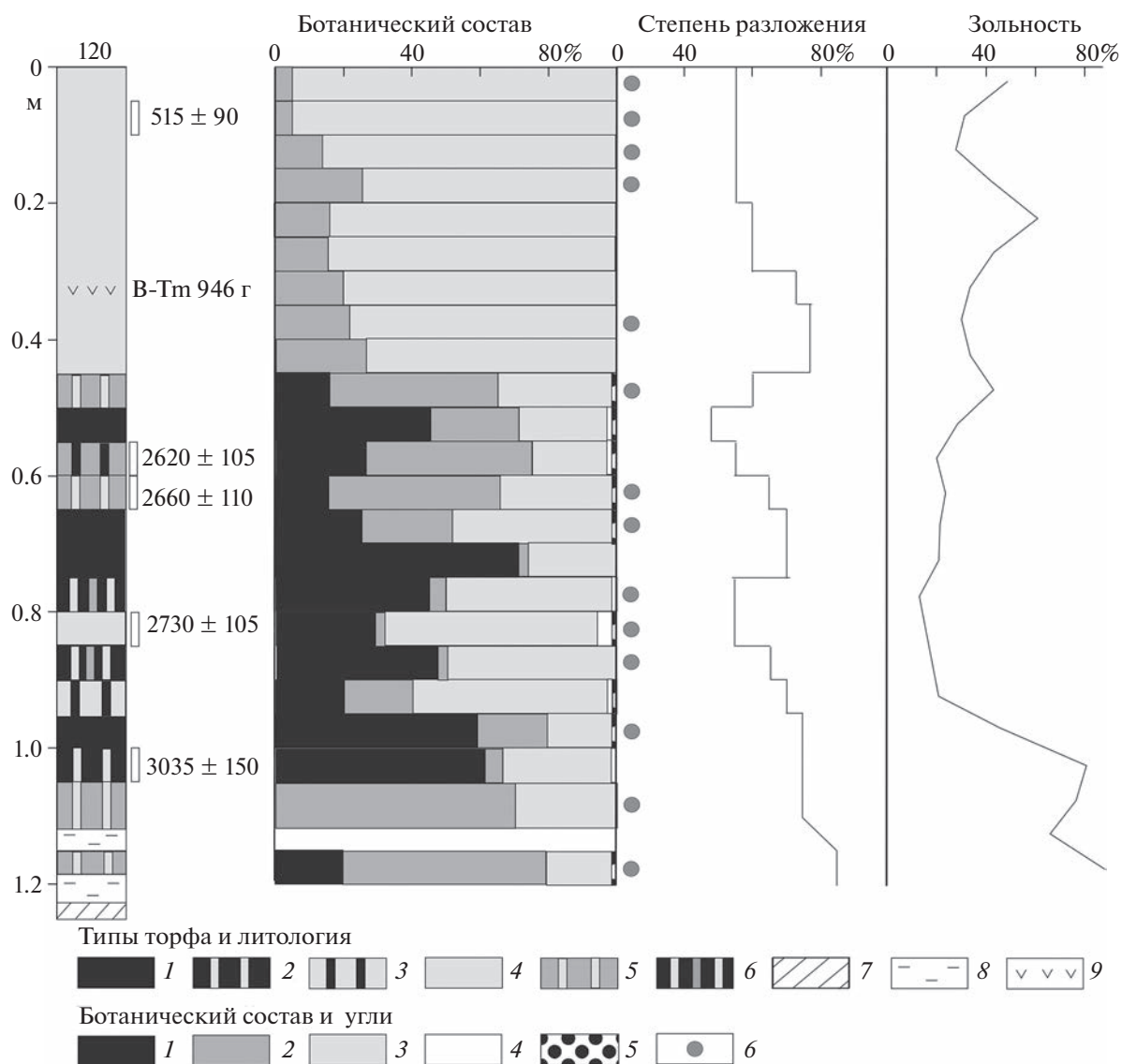


Рис. 4. Ботанический состав и характеристики торфа, разрез 120, побережье Амурского залива.

Типы торфа: 1 – древесный, 2 – травяно-древесный, 3 – древесно-травяной, 4 – травяной, 5 – травяно-кустарниковый, 6 – комплексный, 7 – торфо-минеральный горизонт, 8 – алевритовый ил, 9 – вулканический пепел. *Ботанический состав:* 1 – древесные, 2 – кустарнички, 3 – травы, 4 – сфагновые мхи, 5 – зеленые мхи, 6 – древесный уголь.

Fig. 4. Botanical composition and peat characteristics, section 120, Amur Bay coast.

Peat types: 1 – woody, 2 – herbaceous-woody, 3 – woody-herbaceous, 4 – herbaceous, 5 – herbaceous-shrub, 6 – complex, 7 – peaty-mineral horizon, 8 – silt, 9 – volcanic ash. *Botanical composition:* 1 – wood, 2 – shrub, 3 – herb, 4 – sphagnum mosses, 5 – brown mosses, 6 – charcoal. Graphs on the right: the degree of decomposition and mineral content of peat.

инт. 0.6–0.75 м (2780–2510 л. н.), когда на болоте был распространен щитовник болотный. В верхней части разреза увеличивается доля пыли трав, что отвечает широкому распространению и высокой пылевой продуктивности осок 770–380 л. н. Состав пыли древесных таксонов отражает развитие кедрово-широколиственных лесов с участием берез в низкогорье. Пыльца темнохвойных пород в основном заносилась с пояса темнохвойных лесов Шуфанского плато, причем не только воздушным, но и водным путем. Изуче-

ние субфоссильных палиноспектров в речных бассейнах Приморья показало, что во время сильных наводнений идет перенос пыли с верхних поясов (Короткий, 2002; Мохова, 2020). Пыльца берез плосколистной и овальнолистной, ольхи и ольховника отражает локальную растительность обширных заболоченных пространств на побережье и в речных долинах.

Выделено 6 палинозон, отражающих развитие ландшафтов. В лагунных отложениях встречено

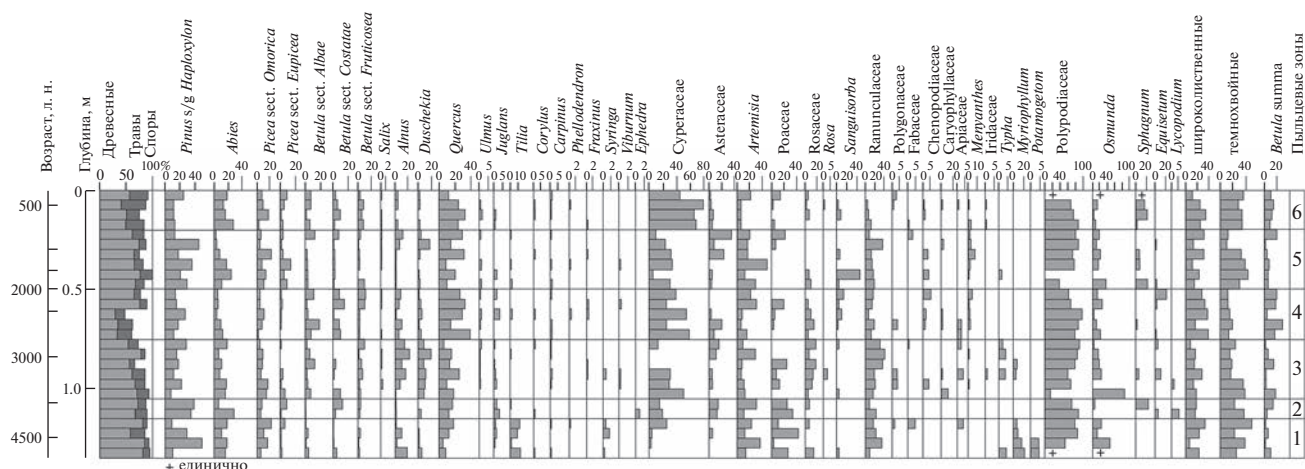


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма для отложений торфяника 120 на побережье Амурского залива.

Fig. 5. Pollen diagram for peat section 120 on Amur Bay coast.

много пыльцы хвойных (палинозона 1). Пик пыльцы *Pinus s/g Haploxylon*, источником которой являлся кедр корейский, возможно, объясняется привносом пыльцы с речным стоком. Увеличение доли полыни и злаков отвечает более сухим условиям. Встречена пыльца водных растений (рдест, уруть, рогоз). В основании торфяника обнаружено больше пыльцы кедра корейского (палинозона 2, 3460–3320 л. н.). В палинозоне 3 (3320–2780 л. н.) увеличивается доля пыльцы локальной растительности — ольхи, ольховника, березы плосколистной. Высокое содержание пыльцы темнохвойных (3320–3140 л. н.) свидетельствует об их активном поступлении в лагунное озеро, связанное с морем, вероятно, за счет водного переноса пыльцы с верховьев р. Раздольная и близлежащих водотоков, берущих начало с Шуфанского плато. Встречено много пыльцы осоковых и лютиковых. Обнаружена пыльца водных растений — рогоза и урути, типичных для пресноводных озер. Пик пыльцы полыни зафиксирован в слое травяного торфа в инт. 0.80–0.85 м (2950–2870 л. н.). В палинозоне 4 (2780–2010 л. н.) увеличивается содержание пыльцы широколиственных, особенно дуба, и берез, часто встречается пыльца вахты. В палинозоне 5 (2010–770 л. н.) содержания пыльцы таксонов сильно колеблются. Выделяются пробы с обилием пыльцы кедра корейского и других темнохвойных пород (2010–970 л. н.). Количество пыльцы трав, представителей сухих местообитаний (полынь, маревые) увеличивается. В отдельных слоях встречено много спор сфагновых мхов (2010–1740 л. н.). В палинозоне 6 (770–380 л. н.) стало больше темнохвойных, много пыльцы осок и спор сфагновых мхов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты позволяют охарактеризовать развитие побережья в постоптимальную фазу позднего голоцена с серией хорошо выраженных короткопериодных похолоданий (рис. 6). Следует учитывать специфику выбранного объекта, представлявшего водоем, прошедший ряд стадий развития в постоянно переувлажненных условиях. Если в континентальных районах Приморья в позднем голоцене ярко проявились периоды длительных засух, в кутовых частях риазовых заливов развитие озерно-болотных обстановок шло на протяжении всего этого периода, и здесь мы имеем только сигналы изменения увлажненности. Так, по данным изучения палеоозера на Шуфанском плато (Razjigaeva et al., 2021) климатические условия стали засушливыми около 3740 л. н. и особенно сухими с 3050 л. н. вплоть до малого оптимума голоцена (~1075 л. н.). В долине р. Раздольной на высокой пойме снижение паводковой активности и частые засухи привели к образованию хорошо выраженной погребенной почвы, из которой получены даты от 3320 ± 100 до 1520 ± 120 л. н. (Разжигаета и др., 2020б). В бассейне р. Шкотовка в разрезе высокой поймы обнаружена палеопочва близкого возраста (2170 ± 100 л. н., 2160 ± 140 кал. л. н., ЛУ-9983) (Корнюшенко и др., 2022). На сухие условия указывает и преобладание почвенных видов диатомей (*Hantzschia amphioxys*, *Luticola mutica*, *Pinnularia borealis*, *P. obscura*).

Ингрессия в начале позднего голоцена привела к образованию в кутовой части Амурского залива обширной распресненной лагуны или серии лагун. Полузакрытая лагуна в приустьевой части р. Раздольная располагалась в 23 км от современной береговой линии (Элбакидзе, 2014). Уровень моря в малоамплитудную трансгрессивную фазу,

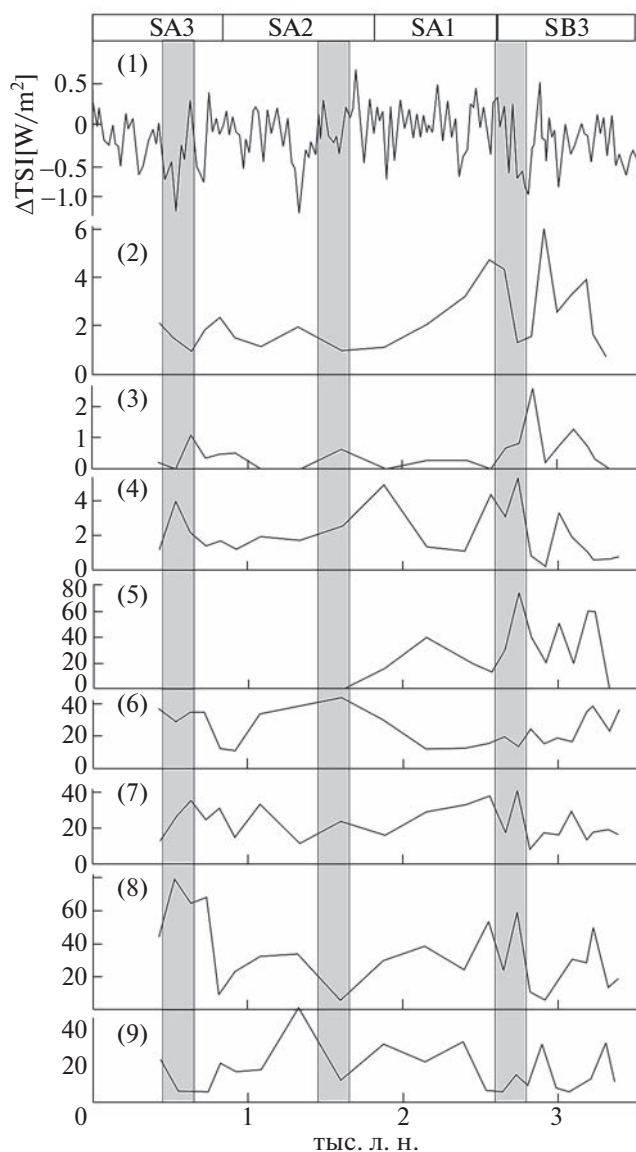


Рис. 6. Динамика солнечной активности на основе измерения ^{10}Be в полярных льдах, по (Steinhilber et al., 2009) и изменения в составе биотических компонентов на побережье Амурского залива в позднем голоцене (процентные содержания соответствуют рис. 3–5). Серым цветом показаны глобальные холодные события по (Wanner et al., 2011). (1) – солнечная активность (Steinhilber et al., 2009); (2) – концентрация створок диатомей (млн/г); (3) – арктобореальные диатомеи (%); (4) – почвенные диатомеи (%); (5) – древесные остатки (%); (6) – пыльца *Abies+Picea* (%); (7) – пыльца широколиственных (%); (8) – пыльца *Cyperaceae* (%); (9) – пыльца *Artemisia* (%).

Fig. 6. The dynamics of solar activity based on the measurement of ^{10}Be in polar ice, according to (Steinhilber et al., 2009) and changes in biotic components on Amur Bay coast in the late Holocene. Percentages on the curves correspond to fig. 3–5. Grey bands indicate global cold events (Wanner et al., 2011). (1) – solar activity (Steinhilber et al., 2009); (2) – concentration of diatom frustules (mln/g); (3) – arctoboreal diatoms (%); (4) – soil diatoms (%); (5) – tree remains (%); (6) – pollen *Abies+Picea* (%); (7) – pollen of broadleaved trees (%); (8) – *Cyperaceae* pollen (%); (9) – *Artemisia* pollen (%).

совпавшую с оптимумом суббореала, достигал 2.5 м (Короткий и др., 1997). В изученном разрезе 120 около оз. Утиное вскрываются отложения, сформированные в заключительную фазу развития лагуны, их кровля на 1.5 м выше современного уровня моря. Резкое кратковременное обмеление и заболачивание водоема со сменой терригенного осадконакопления на органогенное произошло около 4450 л. н. В окружающих лесах увеличилась роль кедра корейского. Это зафиксировано и в отложениях палеоозера на Шуфанском плато (Razjigaeva et al., 2021). Среди травянистых группировок побережья стали распространены сообщества полыни и злаков. Индикаторами влияния пирогенного фактора в холодных условиях являются пушица влагалищная и береза овальнолистная, получившие широкое распространение по берегам лагуны. Среди диатомей появляются арктобореальные виды и повышается доля почвенных видов (рис. 6). Участие широколиственных пород в лесной растительности резко сократилось (~4360 л. н.), что зафиксировано и в отложениях оз. Утиное (Белянин и др., 2019). Среди травянистых группировок распространились сообщества полыни и злаков (рис. 6). Здесь найдена и пыльца эфедры (типичного ксерофита), которая могла расти на скалах близлежащей сопки Каменистой. Похолодание отмечено и в палиноспектрах из отложений оз. Карасье на побережье зал. Посыет (Белянин и др., 2019).

Это событие близко по возрасту к глобальному похолоданию 4800–4600 л. н. (Wanner et al., 2011) или региональному холодному событию 4200 л. н., проявленному на Корейском п-ве, северо-востоке Китая и в других регионах Азии (Liu, Feng, 2012; Constantine et al., 2019; Park et al., 2019; Scuderi et al., 2019). Краткосрочные сдвиги температур связывают с уменьшением инсоляции (Liu, Feng, 2012). Оба события сопровождались иссушением, вызванным ослаблением летнего муссона (Dykowski et al., 2005; Nakamura et al., 2016). Снижение температуры поверхностной морской воды на западе тропической части Тихого океана (Stott et al., 2004) препятствовало формированию сильных циклонов, уменьшился перенос влаги на континент. Это зафиксировано на побережье Кореи (Park et al., 2019), а также в изученном разрезе.

Последующее обмеление лагуны со сменой терригенного осадконакопления на органогенное около 3460 л. н. произошло практически синхронно с началом образования погребенной почвы в долине р. Раздольная (Разжигева и др., 20206). На месте лагуны образовалось озеро с заболоченными берегами, на начальном этапе (3320–3140 л. н.) периодически соединявшееся с морем. Резкое похолодание около 3390–3190 л. н. отмечено на побережье юго-западного Приморья (бух. Бойсмана) (Микишин и др., 2008). Ухудше-

ние климата ~3300 л. н. связывают с уменьшением интенсивности летнего муссона (Chen et al., 2015), а резкое похолодание и аридизацию около 3200 л. н. — с усилением активности Эль-Ниньо (Moy et al., 2002; Park et al., 2021).

В более сухих условиях на болоте по берегам озера получил хорошее развитие древесный ярус (береза плосколистная, ольха) (рис. 6). Болотные воды были кислыми — среди диатомей преобладали ацидофилы. Около 3240–2780 л. н. в теплый сезон озеро хорошо прогревалось, о чем свидетельствует появление тепловодного вида *Eunotia monodon* var. *tropica*. Ранее этот вид найден в голоценовых отложениях палеоозера Шуфанского плато и о. Русский (Микишин, Гвоздева, 2014; Razjigaeva et al., 2021). Максимальное его развитие зафиксировано 2950–2870 л. н. Пик летних температур в это же время отмечен для побережья Восточного Приморья по доминированию теплолюбивых хирономид (Назарова и др., 2021). В изученном разрезе зафиксирован пик пыльцы полыни (рис. 5, 6), в обилии растущей на сухих местообитаниях по склонам. Обводнение торфяника, о чем свидетельствуют и высокие концентрации диатомей, могло быть связано и с повышением уровня грунтовых вод, обусловленным малоамплитудной трансгрессией (Короткий и др., 1997). Возможно, играло роль и незначительное усиление циклогенеза, отмеченное 2920–2760 л. н. по результатам изучения торфяников и горных озер на восточном макросклоне Сихотэ-Алиня (Разжигаета и др., 2021).

Последующее похолодание было наиболее длительным и имело сложную структуру. Снижение концентраций и появление арктобореальных диатомей 2870–2780 л. н. (рис. 6) показывает начало похолодания. Резко снижались количество и разнообразие пыльцы широколиственных пород. Выделяется два сухих эпизода 2780–2700 и 2610–2510 л. н., с чем связана существенная экологическая перестройка диатомовой флоры, резко возросло содержание почвенных видов. Разделяющее их слабое обводнение происходило в прохладных условиях. Но находка семян бразеции показывает, что рядом было пресное озеро, которое летом достаточно прогревалось. В водоеме обильно развивался планктонный вид *Aulacoseira laevissima*. Этот вид обнаружен в числе доминирующих 2110–1760 и 660–250 л. н. в отложениях горного оз. Нижнее (абс. высота 565 м), Центральный Сихотэ-Алинь (Разжигаета и др., 2021). О более сухих условиях говорит и состав болотной растительности — 2780–2510 л. н. стал развит древесный ярус из березы плосколистной (рис. 4, 6). В составе трав стали доминировать теллиптерис болотный и хвощ. После сильных пожаров 2700–2510 л. н. на болоте в обилии рос багульник. Пирогенные смены в результате частых пожаров установлены и на Шуфанском плато

(Razjigaeva et al., 2021). Сухие фазы, выделенные в развитии изученного разреза, хорошо коррелируются с глобальным холодным событием 2800–2600 л. н. (Wanner et al., 2011), проявившемся и на побережье Южной Кореи и отличавшимся длительными засухами (Park et al., 2017).

Существенные ландшафтные изменения, связанные с похолоданием, отмечены на побережье более открытой части Амурского залива (бух. Бойсмана), где развитие получили ольхово-березовые леса (Микишин и др., 2008). Палиноспектры из изученного разреза торфяника показали, что роль широколиственных пород в лесной растительности на побережье кутовой части залива снизилась кратковременно (2700–2610 л. н.) (рис. 6). В целом же количество пыльцы широколиственных пород, особенно дуба, в период с 2780 до 2010 л. н. даже возросло. Близкая ситуация зафиксирована и в палиноспектрах из отложений оз. Утиное (Белянин и др., 2019). Возможно, это связано с хозяйственной деятельностью древнего человека и развитием вторичных дубняков. С этим похолоданием связывают миграцию представителей кроуновской культуры на побережье (2500–2200 л. н.), которое стало более привлекательным, чем внутренние части речных долин, где были сильные засухи в начале лета и наводнения в конце лета—сентябре. Быстрые климатические и ландшафтные изменения привели к резкому упадку и исчезновению янковской культуры, ориентированной на использование морских ресурсов (Вострецов, 2013).

На побережье Уссурийского залива (район оз. Черепаша) похолодание было проявлено 2660–2340 л. н. На п-ове Муравьева-Амурского распространились широколиственно-кедровые леса, в привершинных участках хребтов появились кедрово-елово-широколиственные леса. С 2630 л. н. началась экспансия темнохвойных лесов на Шкотовском плато (Razjigaeva et al., 2019).

Несмотря на снижение паводковой активности в долинах рек Южного Приморья (Разжигаета и др., 2020б; Корнюшенко и др., 2022), отдельные наводнения проходили, о чем свидетельствует присутствие в изученном разрезе реофилов. Развитие кочкарников 2950–2780 л. н. также указывает на значительные колебания уровня болотных вод в сухие сезоны и во время дождей. Следы паводков, связанных с усилением циклогенеза 2920–2760 л. н., зафиксированы и на восточном макросклоне Сихотэ-Алиня (бассейн р. Милоградовка).

С 2510 л. н. скорость торфонакопления резко сократилась, что затрудняет проведение детальной реконструкции изменений природной среды во время глобального похолодания 1750–1350 л. н., вызванного снижением солнечной активности (Steinhilber et al., 2009; Wanner et al., 2011). В Азии

в это время были засушливые условия. Сухая фаза выделена в районе Шуфанского плато и в речных долинах (Разжигаета и др., 2020б; 2022; Razjigaeva et al., 2021), а также в развитии горных болот и озер Сихотэ-Алиня (Разжигаета и др., 2021). По данным изучения палеоархивов на северо-востоке Китая в это время (1600–1300 л. н.) отмечено ослабление летнего муссона (Li et al., 2011).

Сухой фазе, реконструированной на побережье Амурского залива 2010–1740 л. н., вероятно, отвечает неустойчивый температурный режим. На кривой изменения солнечной активности (рис. 6) выделяются несколько пиков и минимумов (Steinhilber et al., 2009). Временное разрешение не позволяет более детально выделить короткопериодную ритмику. На похолодание ~1740 л. н. указывает увеличение доли пыльцы темнохвойных пород в палиноспектрах (рис. 5, 6), что отражает расширение пояса елово-пихтовых лесов. Снижалась роль широколиственных деревьев в лесах горного обрамления Амурского залива. Аналогичные реконструкции сделаны также по отложениям оз. Утиное (Белянин и др., 2019) и на других участках побережья юго-западного Приморья (Микишин и др., 2008). На изученном болоте появился восковник пушистый, представитель влажных местообитаний, в обилии развивающийся в прохладных условиях при частых туманах и мороси. Самая южная точка его распространения в Приморье сейчас – побережье бухты Кит в Восточном Приморье, в 250 км к востоку от изученного разреза, где летом часто наблюдаются холодные туманы и морось, связанные с влиянием холодного Приморского течения.

На низких уровнях рельефа на участках озерно-болотной аккумуляции вблизи береговой линии ситуация с увлажнением в позднем голоцене вплоть до малого ледникового периода резко отличалась от горных районов. Изученный болотный массив около озера на побережье Амурского залива в это время был сильно обводнен, вновь получили развитие планктонные виды диатомей, главным образом *Aulacoseira laevis*, что указывает на прохладные условия. Произошла и смена болотообразовательных процессов: с этого времени по обрамлению зарастающего озера начало развиваться травяное болото с довольно монотонным составом растительности с обилием хвоща болотного, осок и тростника (рис. 4). В кустарниковом ярусе широкое распространение получила береза овалнолистная. Рядом обнаружено наиболее южное местообитание этого вида в Приморье (Недолужко и др., 2000). В условиях низких скоростей накопления увеличилась степень разложения торфа. Гидрологический режим стал резко переменным. О засушливых условиях на близлежащих склонах свидетельствует пик пыльцы полыни (1470–1190 л. н.).

Но даже в условиях засушливого климата и низкой паводковой активности отдельные наводнения происходили, и болота в нижнем течении р. Раздольной время от времени затапливались. О паводках свидетельствует и повышение зольности торфа в верхней части разреза (рис. 4). Такой режим препятствовал развитию древесного яруса на болоте. Возможно, в наводнения происходил и более активный водный привнос пыльцы темнохвойных пород с верхнего горного пояса. Геохимические данные по донным отложениям Амурского залива также показывают, что повторяемость сильных тайфунов, вызывавших наводнения, в это время возрастала (Астахов и др., 2019). Экстремальные паводки были датированы около 1640, 1510, 1430 л. н. и на побережье Восточного Приморья (бух. Кит, Опричник). Эта фаза активизации (1800–1500 л. н.) тропических палеотайфунов фиксируется в донных осадках Восточно-Китайского моря (Zhou et al., 2019).

В условиях малого оптимума голоцена резкое снижение уровня мелководного водоема около 1190–970 л. н. происходило, скорее всего, за счет более активного испарения. Небольшое обводнение болота около берегового озера с усилением его эвтрофикации началось в период, когда возросло количество атмосферных осадков. Среди болотной растительности 970–680 л. н. помимо тростника и рогоза стал распространен клубнекамыш морской, способный выдерживать засоление. Возможно, его развитию способствовало влияние солончатых грунтовых вод в условиях подъема уровня моря на 1 м выше современного (Короткий и др., 1997). Закономерно увеличились скорости торфонакопления и снизилась степень разложения растительных остатков. На побережье стало больше ольхи и ольховника. В горных районах (на Шуфанском плато) обводнение началось несколько раньше (~1075 л. н.) (Razjigaeva et al., 2021). В хвойно-широколиственных лесах увеличилась роль кедра корейского, что было отмечено во многих районах Приморья.

Малый ледниковый период (680–150 л. н.) был очень влажным. Верхняя граница установлена по данным развития ландшафтов Шуфанского плато, где более широкое распространение получили хвойные породы (Razjigaeva et al., 2021). Обилие аллохтонных диатомей в изученном разрезе указывает на прохождение сильных наводнений. В условиях повышенной водности русла водотоков сильно мигрировали. Зафиксирован занос диатомей из стариц. Возможно, расположенная рядом (0,78 км) с разрезом р. Старица, представляющая собой старое русло р. Ананьевки, стала изолированной в малый ледниковый период. Малый ледниковый период был влажным и на побережье Кореи, где увеличение увлажнения связывают с активизацией Ла-Нинья около 630 л. н. и циклогенеза в тропической зоне Тихого океана,

что способствовало переносу влажных воздушных масс на окраину континента (Park et al., 2016; 2017).

Сильные пожары около 4450, 3240–3140, 3040–2950, 2700–2610 л. н. были приурочены к сухим фазам, проявившимся на побережье. В последние 770 лет пожары происходили часто; видимо, большая их часть имела антропогенную причину.

ВЫВОДЫ

Выбор лагунной террасы в кутовой части Амурского залива в качестве высокоразрешающего природного архива позволил в деталях выделить проявления холодных событий на фоне короткопериодной климатической ритмики позднего голоцена и определить их временные границы. Восстановлены изменения обстановок осадконакопления и развитие береговых и низкогорных ландшафтов при похолоданиях ~4450, 2870–2510, 1740–1200 и в малом ледниковом периоде (с 680 л. н.). Наиболее сложную структуру с резкими изменениями увлажнения имело похолодание с максимумом около 2600 л. н.

В отличие от горных территорий и речных долин юга Приморья, где с 3320–3050 л. н. установились засушливые условия, связанные с ослаблением интенсивности летнего муссона, развитие лагуны и озерно-болотных обстановок на побережье происходило в условиях сильного обводнения, на фоне которого выделяются фазы снижения увлажнения, синхронные с глобальными холодными событиями. Специфика их проявления на побережье тесно связана с влиянием океана, в первую очередь с интенсивностью тропического циклогенеза, которая во многом контролируется активностью Эль-Ниньо. Большая часть похолоданий сопровождалась снижением количества атмосферных осадков, свидетельствами чего являются фазы обмеления лагуны и иссушения образованных на ее месте озерных водоемов и торфяных болот. В лесах низкогорья снижалась роль широколиственных пород, в развитии локальных болотных ландшафтов увеличивалось участие растений, предпочитающих менее обводненные местообитания. Изученный разрез торфяника оказался чувствительным и к слабым обводнениям, которые не зафиксированы в изученных ранее разрезах высокой поймы и горного палеозера на крайнем юге Приморья (Шуфанское плато), но признаки которых обнаружены в развитии озерно-болотных обстановок Сихотэ-Алиня и побережья Восточного Приморья. Начало органогенного осадконакопления в обмелевшей лагуне совпало с резким снижением интенсивности летнего муссона. Смена хода болотообразовательных процессов — полное исчезновение древесного яруса и развитие травяного болота

около 1740 л. н. — связана с началом периода более частых паводков, вызывавших периодическое подтопление торфяника в обширной приустьевой зоне р. Раздольная. Полученные данные подтверждают ранее сделанный вывод о том, что малый ледниковый период был влажным и характеризовался увеличением повторяемости наводнений. В это время в теплый сезон шел активный меридиональный перенос влажных воздушных масс с океана на континент.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Т.В. Корнюшенко за помощь в обработке проб на спорово-пыльцевой анализ. Исследование выполнено в рамках государственных заданий ТИГ ДВО РАН № 122020900184-5 и ИВЭП ДВО РАН № 115040910002. Выражаем благодарность рецензентам за конструктивные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акуличев В.А., Астахов А.С., Малахов М.И., Аксентов К.И., Карабцов А.А., Марьяш А.А., Алаторцев А.В. Первая находка криптофиты катастрофических извержений вулкана Байтоушань Х в. н. э. в шельфовых отложениях Японского моря // ДАН. 2016. Т. 469. № 6. С. 734–738.
<https://doi.org/10.7868/S0869565216240166>
- Астахов А.С., Дарьин А.В., Калугин И.А., Аксентов К.И. Реконструкция частоты катастрофических наводнений на западном побережье Японского моря по шельфовым седиментационным записям // Меторология и гидрология. 2019. № 1. С. 91–102.
<https://doi.org/10.3103/s1068373919010072>
- Белянин П.С., Андерсон П.М., Ложкин А.В., Белянина Н.И., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Горнов Д.А. Изменения растительности на юге Российского Дальнего Востока в среднем и позднем голоцене // Изв. РАН. Серия географическая. 2019. № 2. С. 69–84.
<https://doi.org/10.31857/S2587-55662019269-84>
- Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Изв. РАН. Серия географическая. 2014. № 2. С. 5–20.
<https://doi.org/10.15356/0373-2444-2014-2-5-20>
- Вострецов Ю.Е. Экологические факторы формирования культурной динамики в прибрежной зоне Восточной Азии в эпоху палеометалла // Вестник ДВО. 2013. № 1. С. 109–116.
- Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. 1 / З.И. Глезер, А.П. Жузе, И.В. Макарова, А.И. Прошкина-Лавренко, В.С. Шешукова-Порецкая. Л.: Наука, 1974. 403 с.
- Забелина М.М., Киселев И.А., Прошкина-Лавренко А.И., Шешукова В.С. Определитель пресноводных водорослей СССР. Диатомовые водоросли. Вып. 4. М.: Советская наука, 1951. 620 с.
- Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии / А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2010. 220 с.

- Коптева Т.А., Купцова В.А. Пирогенный фактор на маревых болотах Приамурья // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2011. № 3. С. 37–41.
- Корнюшенко Т.В., Разжигаяева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Кудрявцева Е.П., Пискарева Я.Е., Проконец С.Д. Признаки трансформации геосистем при освоении Южного Приморья в средневековье: городище Стеглянуха-2 // Геосистемы переходных зон. 2022. Т. 6. № 1. С. 24–42.
<https://doi.org/10.35735/tig.2021.67.97.018>
- Короткий А.М. Географические аспекты формирования субфоссильных спорово-пыльцевых комплексов (юг Дальнего Востока). Владивосток: Дальнаука, 2002. 271 с.
- Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкар В.С., Разжигаяева Н.Г., Волков В.Г., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Макарова Т.Р. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене-голоцене // Вестник ДВО РАН. 1997. № 3. С. 121–143.
- Короткий А.М., Худяков Г.И. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990. 216 с.
- Куликова Г.Г. Краткое пособие к ботаническому анализу торфа. М.: Изд-во МГУ, 1974. 94 с.
- Курьина И.В. Экология раковинных амёб олиготрофных болот южной тайги Западной Сибири как индикаторов водного режима // Изв. Пензенского государственного педагогического университета. 2011. № 25. С. 368–375.
- Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Палеосреда острова Русский (Южное Приморье) в среднем-позднем голоцене // Фундаментальные исследования. 2014. № 3. С. 516–522.
- Микишин Ю.А., Петренко Т.И., Гвоздева И.Г., Попов А.Н., Кузьмин Я.В., Раков В.А., Горбаренко С.А. Голоцен побережья Юго-Западного Приморья // Научное обозрение. 2008. № 1. С. 8–27.
- Мохова Л.М. Анализ состава спорово-пыльцевого дождя и субфоссильных палиноспектров в долинах рек Партизанская и Киевка (южное Приморье) для палеоландшафтных исследований // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2020. № 2. С. 10–21.
<https://doi.org/10.34078/1814-0998-2020-2-10-21>
- Назарова Л.Б., Разжигаяева Н.Г., Головатюк Л.В., Бискаборн Б.К., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Дикман Б. Развитие экологических условий позднего голоцена в Восточном Приморье (Дальний Восток, Россия) // Сибирский экологический журнал. 2021. № 3. С. 274–290.
<https://doi.org/10.15372/SEJ20210302>
- Недолужко В.А., Кудрявцева Е.П., Рубцова Т.А. Новые данные о распространении некоторых видов семейства Betulaceae на Российском Дальнем Востоке // Проблемы изучения растительного покрова Сибири. Томск: ТГУ, 2000. С. 95–96.
- Покровская И.М. Методика камеральных работ // Палеопалинология. Л.: Недра, 1966. Т. 1. С. 32–61.
- Разжигаяева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Коптева Т.А., Климин М.А., Лящевская М.С., Паничев А.М., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю. Развитие Солонцовских озёр как показатель динамики увлажнения в Центральном Сихотэ-Алине в позднем голоцене // Геосистемы переходных зон. 2021. Т. 5. № 3. С. 287–304.
<https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.287-304>
- Разжигаяева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Сахно В.Г. Пепел В-Тm катастрофического извержения вулкана Байтоушань в континентальных отложениях Приморья, как временной маркер малого оптимума голоцена // ДАН. Наука о Земле. 2020а. Т. 494. № 2. С. 29–37.
<https://doi.org/10.31857/S268673972010014X>
- Разжигаяева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Корнюшенко Т.В., Ганзей К.С., Кудрявцева Е.П., Гридасова И.В., Ключев Н.А., Проконец С.Д. Соотношение природных и антропогенных факторов в становлении ландшафтов бассейна реки Раздольная, Приморье // Изв. РАН. Серия географическая. 2020б. Т. 84. № 2. С. 246–258.
<https://doi.org/10.31857/S2587556620020119>
- Харитонов В.Г. Конспект флоры диатомовых водорослей (Bacillariophyceae) Северного Охотоморья. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2010. 189 с.
- Элбакидзе Е.А. Масштабы голоценовой ингрессии Японского моря в Южном Приморье (по данным диатомового анализа) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 2. С. 102–108.
- An Z., Porter S.C., Kutzbach J., Xihao W., Suming W., Xiaodong L., Xiaoqian L., and Weijian Z. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon // Quaternary Science Reviews. 2000. Vol. 19. P. 743–762.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00031-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00031-1)
- Blaauw M., and Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an 601 autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. Vol. 6. P. 457–474.
<https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., and Bonani G. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene // Science. 2001. Vol. 278. P. 1257–1266.
<https://doi.org/10.1126/science.1065680>
- Buczkó K., Ognjanova-Rumenova N., and Magyari E. Taxonomy, morphology and distribution of some Aulacoseira taxa in glacial lakes in the South Carpathian region // Polish Botanical Journal. 2010. Vol. 55. No 1. P. 149–163.
- Chen F., Xu Q., Chen J., Birks H.J.B., Liu J., Zhang S., Jin L., An C., Telford R.J., and Cao X. East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation // Scientific Report. 2015. Vol. 5. P. 11186.
<https://doi.org/10.1038/srep11186>
- Chen X-Y., Blockley S.P.E., Tarasov P.E., Xu Y.-G., McLean D., Tomlinson E.L., Albert P.G., Liu J.-Q., Müller S., Wagner M., and Menzies M.A. Clarifying the distal to proximal tephrochronology of the Millennium (B-Tm) eruption, Changbaishan Volcano, northeast China // Quaternary Geochronology. 2016. Vol. 33. P. 61–75.
<https://doi.org/10.1016/J.QUAGEO.2016.02.003>
- Constantine M., Kim M., and Park J. Mid- to late Holocene cooling events in the Korean Peninsula and their possi-

- ble impact on ancient societies // *Quaternary Research*. 2019. Vol. 92. No 1. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1017/qua.2018.132>
- Dykoski C.A., Edwards R.L., Cheng H., Yuan D., Cai Y., Zhang M., Lin Y., Qing J., An Z., and Revenaugh J. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 233. P. 71–86.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.036>
- Gao F., Jia J., Xia D., Lu C., Lu H., Wang Y., Liu H., Ma Y., and Li K. Asynchronous Holocene Climate Optimum across mid-latitude Asia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2019. Vol. 518. P. 206–214.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.01.012>
- Glushchenko A.M., and Kulikovskiy M.S. Taxonomy and Distribution of the Genus *Eunotia* Ehrenberg in Aquatic Ecosystems of Vietnam // *Inland Water Biology*. 2017. Vol. 10. No. 2. P. 130–139.
<https://doi.org/10.1134/S1995082917020055>
- Krammer K., and Lange-Bertalot H. *Bacillariophyceae*. Teil 1. Naviculaceae. Jena: VEB Gustav Fischer Verlag, 1986. 876 p.
- Krammer K., and Lange-Bertalot H. *Bacillariophyceae*. Teil 2. Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Jena: VEB Gustav Fischer Verlag, 1988. 536 p.
- Krammer K., and Lange-Bertalot H. *Bacillariophyceae*. Teil 3: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, 1991. 576 p.
- Li C., Wu Y., and Hou X. Holocene vegetation and climate in Northeast China revealed from Jingbo Lake sediment // *Quaternary International*. 2011. Vol. 229. P. 67–73.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.12.015>
- Liu F., and Feng Z. A dramatic climatic transition at ~4000 cal. yr BP and its cultural responses in Chinese cultural domains // *Holocene*. 2012. Vol. 22. No. 10. P. 1181–1197.
<https://doi.org/10.1177/0959683612441839>
- Liu Y., Wang O., and Fu C. Taxonomy and distribution of diatoms in the genus *Eunotia* from the Da'erbin Lake and Surrounding Bogs in the Great Xing'an Mountains, China // *Nova Hedwigia*. 2011. Vol. 92. No. 1–2. P. 205–232.
<https://doi.org/10.1127/0029-5035/2011/0092-0205>
- Martin-Puertas C., Matthes C., Brauer A., Muscheler R., Hansen F., Petrick C., Aldahan A., Possnert G., and van Geel B. Regional atmospheric circulation shifts induced by a grand solar minimum // *Nature Geoscience*. 2012. Vol. 5. P. 397.
<https://doi.org/10.1038/NCEO1460>
- Moy C.M., Seltzer G., Rodbell D.T., and Anderson D.M. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch // *Nature*. 2002. Vol. 420. P. 162–165.
<https://doi.org/10.1038/nature01194>
- Nakamura A., Yokoyama Y., Maemoku H., Yagi H., Okamura M., Matsuoka H., Miyake N., Osada T., Adhikari D.P., Dangol V., Ikehara M., Miyairi Y., and Matsuzaki H. Weak monsoon event at 4.2 ka recorded in sediment from Lake Rara, Himalayas // *Quaternary International*. 2016. Vol. 397. P. 349–359.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.05.053>
- Negoro K.-I. The Diatom Flora of a Pond (so-called “Form Pond”) in the Experimental Farm of the Kinki University at Yuasa, Wakayama Prefecture, Japan // *Memoirs of the Faculty of agriculture of Kinki University*. 1981. No. 14. P. 1–15.
- Pacheco C.M., Bertolli L.M., Donade L., and Torgan L.C. The genus *Diploneis* Ehrenberg ex Cleve (Bacillariophyceae) in marshes of southern Brazil // *Iheringia, Botanical Series, Porto Alegre*. 2016. Vol. 1. No. 3. P. 331–355.
<https://doi.org/10.1016/10.11646/phytotaxa.217.3.1>
- Park J., Han J., Jin Q., Bahk J., and Yi S. The link between ENSO-like forcing and hydroclimate variability of coastal East Asia during the Last Millennium // *Scientific Reports*. 2017. Vol. 7. P. 8166.
<https://doi.org/10.1038/s41598-017-08538-1>
- Park J., Park J., Yi S., Kim J.C., Lee E., and Choi J. Abrupt Holocene climate shifts in coastal East Asia, including the 8.2 ka, 4.2 ka, and 2.8 ka BP events, and societal responses on the Korean peninsula // *Scientific Reports*. 2019. Vol. 9. P. 10806.
<https://doi.org/10.1038/s41598-019-47264-8>
- Park J., Park J., Yi S., Lim J., Kim J.C., Jin Q., and Choi J. Holocene hydroclimate reconstruction based on pollen, XRF, and grain-size analysis and its implications for past societies of the Korean Peninsula // *The Holocene*. 2021. Vol. 31. No. 9. P. 1489–1500.
<https://doi.org/10.1177/09596836211019115>
- Park J., Shin Y.H., and Byrne R. Late-Holocene vegetation and climate change in Jeju Island, Korea and its implications for ENSO influences // *Quaternary Science Reviews*. 2016. Vol. 153. P. 40–50.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.10.011>
- Rai S.K. Preliminary Report of Diatoms from Maipokhari Lake, Ilam, Nepal // *Our Nature*. 2005. No. 3. P. 26–30.
<https://doi.org/10.3126/on.v3i1.331>
- Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Mokhova L.M., Kopoteva T.A., Kudryavtseva E.P., Belyanin P.S., Panichev A.M., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu., Sudin V.V., Klimin M.A., and Korniyushenko T.V. Holocene mountain landscape development and monsoon variation in the southernmost Russian Far East // *Boreas*. 2021. Vol. 50. No. 4. P. 1043–1058.
<https://doi.org/10.1111/bor.1254>
- Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Lyashevskaya M.S., Makarova T.R., Kudryavtseva E.P., Grebennikova T.A., Panichev A.M., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu., and Malkov S.S. Climatic and human impacts on landscape development of the Murav'ev Amursky Peninsula (Russian South Far East) in the Middle/Late Holocene and historical time // *Quaternary International*. 2019. Vol. 516. P. 127–140.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.12.007>
- Reimer P. Letter from the Guest Editor // *Radiocarbon*. 2020. Vol. 62. No. 40. P. V–VII.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.99>
- Scuderi L.A., Yang X., Ascoli S. E., and Li H. The 4.2 ka BP event in northeastern China: a geospatial perspective // *Climate of the Past*. 2019. Vol. 15. P. 367–375.
<https://doi.org/10.5194/cp-15-367-2019>

- Steinhilber F., Beer J., and Fröhlich C. Total solar irradiance during the Holocene // *Geophysical Research Letters*. 2009. Vol. 36. P. L19704. <https://doi.org/10.1029/2009GL040142>
- Stott L., Cannariato K., Thunell R., Haug G. H., Koutavas A., and Lund S. Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch // *Nature*. 2004. Vol. 431. P. 56–59. <https://doi.org/10.1038/nature02903>
- Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., and Jetel M. Structure and origin of Holocene cold events // *Quaternary Science Review*. 2011. Vol. 30. P. 3109–3123. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2011.07.010>
- Zhou X., Liu Z., Yan Q., Zhang X., Yi L., Yang W., Xian R., He Y., Hu B., Liu Yi, and Shen Y. Enhanced tropical cyclones intensity in the Western North Pacific during Warm Period over the Last Two Millennia // *Geophysical Research Letters*. 2019. Vol. 46. P. 11959–11966. <https://doi.org/10.1029/2019GL083504>
- Zhou X., Sun. L., Zhan T., Huang W., Zhou X., Hao Q., Wang Y., He X., Zhao C., Zhang J., Qiao Y., Ge J., Yan P., Yan Q., Shao D., Chu Z., Yang W., and Smol J.P. Time-transgressive onset of the Holocene Optimum in the East Asian monsoon region // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. Vol. 456. P. 39–46. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.052>

GLOBAL COOLING EVENTS OF THE LATE HOLOCENE PRESERVED IN THE COASTAL SEDIMENTS IN THE SOUTHERN FAR EAST OF RUSSIA¹

N. G. Razjigaeva^{a, #}, L. A. Ganzey^a, T. A. Grebennikova^a, L. M. Mokhova^a, V. V. Chakov^b,
T. A. Kopoteva^b, M. A. Klimin^b, and G. V. Simonova^c

^a*Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia*

^b*Institute of Water and Environmental Problems FEB RAS, Khabarovsk, Russia*

^c*Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia*

[#]*E-mail: nadyar@tigdvo.ru*

Multy-proxy studies of the lagoon terrace in the head of the Amur Bay made it possible to identify sharp short-term cooling events during ~4450, 2870–2510, 1740–1200, and 680–380 yr BP, and compared them with cold events in other regions around the world. The reconstructions are based on results of diatom, botanical, and palynological analyzes. The Becon age model is based on radiocarbon dating and tephrostratigraphy. Tephra B-Tm from the caldera-forming Baitoushan volcano eruption was found in the section of the peat mire. The section selected to serve as a natural archive has its own specifics. In contrast to the mountainous areas and river basins, where the climate became dry 3320–3050 years ago due to a sharp decrease in the intensity of the summer monsoon, coastal lacustrine-swamp sequences had been developing in constantly waterlogged conditions. This made it possible to identify short-term dry events that well correlate with the global climatic rhythm caused by decrease in solar radiation. The decrease in moisture was closely related to the influence of the ocean: the intensity of tropical cyclogenesis, which is controlled by the activity of El Niño. The shallowing of the lagoon during the decline of low-amplitude transgression, intensified by the weakening of the summer monsoon, led to a change in terrigenous sedimentation to organogenic at about 3460 years ago. The cooling during 2870–2510 years ago had the most complex structure with sharp changes in moisture. Change in the course of swamp-forming processes around 1740 years ago associated with the activation of floods, which caused periodic flooding of the peat mire in the vast wetland near the Razdolnaya River mouth, led to the disappearance of the trees and the development of a grass swamp. In general, regional conditions were dry until the Medieval Warm Period. The landscapes responded to cooling by decreasing the role of broad-leaved trees in the forest vegetation of the low mountains, and increase of plants preferring less water-saturated habitats in the coastal plant communities. Of the cold events, the exception is the Little Ice Age, which was wet and characterized by frequent floods. The meridional transfer of moist air masses from the ocean to the continent became more active during that time.

Keywords: droughts, floods, summer monsoon, cyclogenesis, sea level oscillations, landscapes, Amur Gulf

ACKNOWLEDGEMENTS

Authors thank T.V. Korniyushenko for pretreatment of samples in preparation for pollen analysis. The study was performed in the framework of the state budget theme

No. 122020900184-5 (Pacific Geographical Institute FEB RAS) and No. 115040910002 (Institute of Water and Ecological Problems FEB RAS). We thank the reviewers for constructive comments.

¹ For citation: Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Mokhova L.M., Chakov V.V., Kopoteva T.A., Klimin M.A., and Simonova G.V. 2023. Global cooling events of the Late Holocene preserved in the coastal sediments in the southern Far East of Russia. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*, vol. 54, no. 1, pp. 112–130 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S043542812301011X>; <https://elibrary.ru/GQNMTE>

REFERENCES

- Akulichev V.A., Astakhov A.S., Aksentov K.I., Mar'yash A.A., Alatorsev A.V., Malakhov M.I., and Karabtsov A.A. The first discovery of cryptotephra of the catastrophic eruptions of the Baitoushan volcano in the tenth century A.D. in the shelf deposits of the Sea of Japan. *Doklady Earth Sciences*. 2016. Vol. 469. No. 2. P. 887–891.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X16080201>
- An Z., Porter S.C., Kutzbach J., Xihao W., Suming W., Xiaodong L., Xiaoqian L., and Weijian Z. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. *Quaternary Science Reviews*. 2000. Vol. 19. P. 743–762.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00031-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00031-1)
- Astakhov A.S., Aksentov K.I., Dar'in A.V., and Kalugin I.A. Reconstructing the frequency of catastrophic floods on the western coast of the Sea of Japan based on sedimentary proxy. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2019. Vol. 44. No. 1. P. 62–70.
<https://doi.org/10.3103/S1068373919010072>
- Belyanin P.S., Anderson P.M., Belyanina N.I., Lozhkin A.V., Arslanov Kh.A., Maximov F.E., and Gornov D.A. Vegetation changes in the south of the Russian Far East in the middle and late Holocene. *Izvestia RAS. Geographical Series*. 2019. No. 2. P. 69–84. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S2587-55662019269-84>
- Blaauw M., and Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an 601 autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*. 2011. Vol. 6. P. 457–474.
<https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., and Bonani G. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*. 2001. Vol. 278. P. 1257–1266.
<https://doi.org/10.1126/science.1065680>
- Borisova O.K. Landscape-climatic changes at Holocene. *Izvestia RAS. Geographical Series*. 2014. No. 2. P. 5–20 (in Russ.)
<https://doi.org/10.15356/0373-2444-2014-2-5-20>
- Buczkó K., Ognjanova-Rumenova N., and Magyari E. Taxonomy, morphology and distribution of some Aulacoseira taxa in glacial lakes in the South Carpathian region. *Polish Botanical J.* 2010. Vol. 55. No. 1. P. 149–163.
- Chen F., Xu Q., Chen J., Birks H.J.B., Liu J., Zhang S., Jin L., An C., Telford R.J., and Cao X. East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation. *Scientific Report*. 2015. Vol. 5. P. 11186.
<https://doi.org/10.1038/srep11186>
- Chen X-Y., Blockley S.P.E., Tarasov P.E., Xu Y.-G., McLean D., Tomlinson E.L., Albert P.G., Liu J.-Q., Müller S., Wagner M., and Menzies M.A. Clarifying the distal to proximal tephrachronology of the Millennium (B-Tm) eruption, Changbaishan Volcano, north-east China. *Quaternary Geochronology*. 2016. Vol. 33. P. 61–75.
<https://doi.org/10.1016/J.QUAGEO.2016.02.003>
- Constantine M., Kim M., and Park J. Mid- to late Holocene cooling events in the Korean Peninsula and their possible impact on ancient societies. *Quaternary Research*. 2019. Vol. 92. No. 1. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1017/qua.2018.132>
- Dykoski C.A., Edwards R.L., Cheng H., Yuan D., Cai Y., Zhang M., Lin Y., Qing J., An Z., and Revenaugh J. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 233. P. 71–86.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.036>
- Elbakidze E.A. The extent of the Japan Sea Holocene incursion in Southern Primorye from the diatom analysis data. *Russian Journal of Pacific Geol.* 2014. Vol. 33. No. 2. P. 101–108. (in Russ.)
- Gao F., Jia J., Xia D., Lu C., Lu H., Wang Y., Liu H., Ma Y., and Li K. Asynchronous Holocene Climate Optimum across mid-latitude Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2019. Vol. 518. P. 206–214.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.01.012>
- Glezer Z.I., Jouse A.P., Makarova I.V., Proshkina-Lavrenko A.I., and Sheshukova-Poretzskaya V.S. (Eds.). *Diatomovye vodorosli SSSR (iskopaemye i sovremennyye). Tom 1* (Diatom algae of USSR (fossil and modern). Vol. 1. Leningrad: Nauka (Publ.), 1974. 403 p. (in Russ.)
- Glushchenko A.M. and Kulikovskiy M.S. Taxonomy and Distribution of the Genus Eunotia Ehrenberg in Aquatic Ecosystems of Vietnam. *Inland Water Biology*. 2017. Vol. 10. No. 2. P. 130–139.
<https://doi.org/10.1134/S1995082917020055>
- Kharitonov V.G. *Konspekt flory diatomovykh vodoroslei (Bacillariophyceae) Severnogo Okhotom'ya* (Summary of diatom (Bacillariophyceae) flora of the northern coast of the Sea of Okhotsk). Magadan: NESCFEB RAS (Publ.), 2010. 189 p. (in Russ.)
- Kopoteva T.A. and Kuptsova V.A. Fire in waterlogged open larch forests in the Amur R. area. *Vestnik NESCFEB RAN*. 2011. No. 3. P. 37–41. (in Russ.)
- Korniyushenko T.V., Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Kudryavtseva E.P., Piskareva Y.E., and Prokopets S.D. Evidence of geosystems transformation during Medieval development of South Primorye: Steklyanukha-2 fortress. *Geosistemy perekhodnykh zon (Geosystems of Transition Zones)*. 2022. Vol. 6. No. 1. P. 24–42. (in Russ.)
<https://doi.org/10.30730/gtr.2022.6.1.024-042>
- Korotkii A.M. *Geograficheskie aspekty formirovaniya subfossil'nykh sporovo-pyl'tsevykh kompleksov (yug Dal'nego Vostoka)* (Geographical aspects of formation of subfossil spore-pollen complexes (South of Far East). Vladivostok: Dalnauka (Publ.), 2002. 271 p. (in Russ.)
- Korotky A.M., Grebennikova T.A., Pushkar V.S., Razjigaeva N.G., Volkov V.G., Ganzey L.A., Mokhova L.M., Bazarova V.B., and Makarova T.R. Climatic changes of the territory of South Far East at Late Pleistocene-Holocene. *Vestnik DVO RAN*. 1997. No. 3. P. 121–143. (in Russ.)
- Korotky A.M. and Khudyakov G.I. *Ekzogennyye geomorfologicheskie sistemy morskikh poberezhii* (Exogenic geomorphological systems of marine coasts). Moscow: Nauka (Publ.), 1990. 216 p. (in Russ.)

- Krammer K. and Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil 1. Naviculaceae. Jena: VEB Gustav Fischer Verlag (Publ.), 1986. 876 p.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil 2. Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Jena: VEB Gustav Fischer Verlag (Publ.), 1988. 536 p.
- Krammer K. and Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil 3: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag (Publ.), 1991. 576 p.
- Kulikova G.G. *Kratkoe posobie k botanicheskomu analizu torfa* (Brief Manual for Botanical Analysis of Peat). Moscow: MSU (Publ.), 1974. 94 p. (in Russ.).
- Kurina I.V. Ecology of testate amoebae as hydrological regime indicators in oligotrophic peatlands in the southern taiga of Western Siberia. *Izvestiya penzenskogo gosudarstvennogo universiteta (Bulletin of Penza State University)*. 2011. No. 25. P. 368–375. (in Russ.).
- Li C., Wu Y., and Hou X. Holocene vegetation and climate in Northeast China revealed from Jingbo Lake sediment. *Quaternary International*. 2011. Vol. 229. P. 67–73. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.12.015>
- Liu F. and Feng Z. A dramatic climatic transition at ~4000 cal. yr BP and its cultural responses in Chinese cultural domains. *The Holocene*. 2012. Vol. 22. No. 10. P. 1181–1197. <https://doi.org/10.1177/0959683612441839>.
- Liu Y., Wang O., and Fu C. Taxonomy and distribution of diatoms in the genus *Eunotia* from the Da'erbin Lake and Surrounding Bogs in the Great Xing'an Mountains, China. *Nova Hedwigia*. 2011. Vol. 92. No. 1–2. P. 205–232. <https://doi.org/10.1127/0029-5035/2011/0092-0205>
- Martin-Puertas C., Matthes C., Brauer A., Muscheler R., Hansen F., Petrick C., Aldahan A., Possnert G., and van Geel B. Regional atmospheric circulation shifts induced by a grand solar minimum. *Nature Geoscience*. 2012. Vol. 5. P. 397. <https://doi.org/10.1038/NGEO1460>
- Mikishin Yu.A. and Gvozdeva I.G. Mid to late Holocene of Russkyi Island (southern Primorye). *Fundamental'nye issledovaniya (Fundamental Research)*. 2014. No. 3. P. 516–522. (in Russ.).
- Mikishin Yu.A., Petrenko T.I., Gvozdeva I.G., Popov A.N., Kuzmin Ya.V., Rakov V.A., and Gorbarenko S.A. Holocene of the coast of South-Western Primorye. *Nauchnoe obozrenie (Scientific Review)*. 2008. № 1. C. 8–27. (in Russ.).
- Mokhova L.M. Analysis of the modern spore-pollen rain composition and the pollen spectrum from Partizanskaya and Kievka river valleys (Southern Primorye) for paleolandscapes research. *Vestnik Severo-Vostochnogo nauchnogo centra DVO RAN (Bulletin of the North-East Scientific Center FEB RAS)*. 2020. No. 2. P. 10–21. <https://doi.org/10.34078/1814-0998-2020-2-10-21> (in Russ.).
- Moy C.M., Seltzer G., Rodbell D.T., and Anderson D.M. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*. 2002. Vol. 420. P. 162–165. <https://doi.org/10.1038/nature01194>
- Nakamura A., Yokoyama Y., Maemoku H., Yagi H., Okamura M., Matsuoka H., Miyake N., Osada T., Adhikari D.P., Dangol V., Ikehara M., Miyairi Y., and Matsuzaki H. Weak monsoon event at 4.2 ka recorded in sediment from Lake Rara, Himalayas. *Quaternary International*. 2016. Vol. 397. P. 349–359. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.05.053>
- Nazarova L.B., Razjigaeva N.G., Golovatyuk L.V., Biskaborn B.C., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Mokhova L.M., and Diekmann B. Reconstruction of environmental conditions in the Eastern Part of Primorsky Krai (Russian Far East) in the Late Holocene. *Contemporary Problems of Ecology*. 2021. Vol. 14. No. 3. P. 218–230. <https://doi.org/10.1134/S1995425521030094>
- Nedoluzhko V.A., Kudryavtseva E.P., and Rubtsova T.A. New data on the distribution of some species of the Betulaceae family in the Russian Far East. *Problemy izucheniya rastitel'nogo pokrova Sibiri (Problems of study of the vegetation cover of Siberia)*. Tomsk: TGU (Publ.), 2000. P. 95–96. (in Russ.).
- Negoro K.-I. The Diatom Flora of a Pond (so-called “Form Pond”) in the Experimental Farm of the Kinki University at Yuasa, Wakayama Prefecture, Japan. *Memoirs of the Faculty of agriculture of Kinki University*. 1981. No. 14. P. 1–15.
- Pacheco C.M., Bertolli L.M., Donade L., and Torgan L.C. The genus *Diploneis* Ehrenberg ex Cleve (Bacillariophyceae) in marshes of southern Brazil. *Iheringia, Botanical Series, Porto Alegre*. 2016. Vol. 1. No. 3. P. 331–355. <http://dx.doi.org/10.1016/10.11646/phytotaxa.217.3.1>
- Park J., Han J., Jin Q., Bahk J., and Yi S. The link between ENSO-like forcing and hydroclimate variability of coastal East Asia during the Last Millennium. *Scientific Reports*. 2017. Vol. 7. P. 8166. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-08538-1>
- Park J., Park J., Yi S., Kim J.C., Lee E., and Choi J. Abrupt Holocene climate shifts in coastal East Asia, including the 8.2 ka, 4.2 ka, and 2.8 ka BP events, and societal responses on the Korean peninsula. *Scientific Reports*. 2019. Vol. 9. P. 10806. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-47264-8>
- Park J., Park J., Yi S., Lim J., Kim J.C., Jin Q., and Choi J. Holocene hydroclimate reconstruction based on pollen, XRF, and grain-size analysis and its implications for past societies of the Korean Peninsula. *The Holocene*. 2021. Vol. 31. No. 9. P. 1489–1500. <https://doi.org/10.1177/09596836211019115>
- Park J., Shin Y.H., and Byrne R. Late-Holocene vegetation and climate change in Jeju Island, Korea and its implications for ENSO influences. *Quaternary Science Reviews*. 2016. Vol. 153. P. 40–50. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.10.011>
- Pokrovskaya I.M. Methods of paleopollen studies. *Paleopalinologiya (Paleopalinology)*. Leningrad: Nedra (Publ.), 1966. Vol.1. P. 32–61. (in Russ.).
- Rai S.K. Preliminary Report of Diatoms from Maipokhari Lake, Ilam, Nepal. *Our Nature*. 2005. No. 3. P. 26–30. <https://doi.org/10.3126/on.v3i1.331>
- Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Kopoteva T.A., Klimin M.A., Lyashevskaya M.S., Panichev A.M., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., and Petrov A.Yu. Development of Solontsovskie Lakes as indicator of humidity within Central Sikhote-Alin in

- the Late Holocene. *Geosistemy perekhodnykh zon (Geosystems of Transition Zones)*. 2021. Vol. 5. No. 3. P. 287–304. (in Russ.)
<https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.287-304>
- Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Mikhova L.M., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu., and Sakhno V.G. B-Tm ash of a catastrophic eruption of Baitoushan Volcano in terrestrial deposits of Primorye as an age marker of the Medieval Warm Period in the Holocene. *Doklady Earth Sciences*. 2020a. Vol. 494. Part 2. P. 779–786.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X20100116>
- Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Mikhova L.M., Kopoteva T.A., Kudryavtseva E.P., Belyanin P.S., Panichev A.M., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu., Sudin V.V., Klimin M.A., and Kornysushenko T.V. Holocene mountain landscape development and monsoon variation in the southernmost Russian Far East. *Boreas*. 2021. Vol. 50. No. 4. P. 1043–1058. <https://doi.org/10.1111/bor.1254>
- Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Lyashevskaya M.S., Markarova T.R., Kudryavtseva E.P., Grebennikova T.A., Panichev A.M., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu., and Malkov S.S. Climatic and human impacts on landscape development of the Murav'ev Amursky Peninsula (Russian South Far East) in the Middle/Late Holocene and historical time. *Quaternary International*. 2019. Vol. 516. P. 127–140.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.12.007>
- Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Kornysushenko T.V., Ganzey K.S., Kudryavtseva E.P., Gridasova I.V., Klyuev N.A., and Prokopets S.D. Interaction of natural and anthropogenic factors in landscape development of Razdolnaya River basin, Primorye. *Izvestia RAS. Geographical Series*. 2020b. Vol. 84. No. 2. P. 246–258. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S2587556620020119>
- Reimer P. Letter from the Guest Editor. *Radiocarbon*. 2020. Vol. 62 No. 40. P. V–VII.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.99>
- Scuderi L.A., Yang X., Ascoli S. E., and Li H. The 4.2 ka BP event in northeastern China: a geospatial perspective. *Climate in the Past*. 2019. Vol. 15. P. 367–375.
<https://doi.org/10.5194/cp-15-367-2019>
- Steinhilber F., Beer J., and Fröhlich C. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysics Research Letters*. 2009. Vol. 36. P. L19704.
<https://doi.org/10.1029/2009GL040142>
- Stott L., Cannariato K., Thunell R., Haug G. H., Koutavas A., and Lund S. Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch. *Nature*. 2004. Vol. 431. P. 56–59.
<https://doi.org/10.1038/nature02903>
- Velichko A.A. (Ed.) *Klimaty i landshafty Severnoi Evrazii v usloviyakh global'nogo potepeniya. Retrospektivnyi analiz i stsennarii* (Climates and landscapes of Northern Eurasia under conditions of global warming. Retrospective analysis and scenarios). Moscow: GEOS (Publ.), 2010. 220 p. (in Russ.)
- Vostretsov Yu.E. Influence of environmental changes on cultural events in Manchuria and Primorye during transition from Bronze to Iron Age. *The Bulletin of Tomsk University. History*. 2013. Vol. 2. P. 22–25. (in Russ.)
- Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., and Jetel M. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Review*. 2011. Vol. 30. P. 3109–3123.
<https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2011.07.010>
- Zabelina M.M., Kiselev I.A., Proshkina-Lavrenko A.I., and Sheshukova V.S. *Opredelitel' presnovodnykh vodoro-slei SSSR. Diatomovyi analiz. Vyp. 4* (The Atlas of freshwater algae of the USSR. Diatom analysis). Issue 4. Moscow: Sovetskaya Nauka (Publ.), 1951. 619 p. (in Russ.)
- Zhou X., Liu Z., Yan Q., Zhang X., Yi L., Yang W., Xian R., He Y., Hu B., Liu Yi, and Shen Y. Enhanced tropical cyclones intensity in the Western North Pacific during Warm Period over the Last Two Millennia. *Geophysical Research Letters*. 2019. Vol. 46. P. 11959–11966.
<https://doi.org/10.1029/2019GL083504>
- Zhou X., Sun. L., Zhan T., Huang W., Zhou X., Hao Q., Wang Y., He X., Zhao C., Zhang J., Qiao Y., Ge J., Yan P., Yan Q., Shao D., Chu Z., Yang W., and Smol J.P. Time-transgressive onset of the Holocene Optimum in the East Asian monsoon region. *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. Vol. 456. P. 39–46.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.052>