



ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

№ 1 ■ 2024



ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

SOIL EROSION AND RIVER CHANNEL PROCESSES

№ 1

октябрь — декабрь 2024 г.

No. 1

October — December 2024

ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ. М. — 2024. — № 1. — 121 с.

Журнал освещает вопросы исследования:

- теоретических и экспериментальных механизмов эрозионных и русловых процессов;
- проявления эрозии и русловых процессов в различных природных и природно-антропогенных условиях;
- формирования и движения речных наносов, их геохимических и экологических проявлений;
- исследования эффективности различных средств борьбы с эрозией;
- управления русловыми процессами и регулирования русел рек;
- устьевых процессов;
- воздействия хозяйственной деятельности на эрозионно-русловые системы.

Журнал координируется Межвузовским научно-координационным советом по эрозионным, русловым и устьевым процессам и лабораторией эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

**СОСТАВ РЕДАКЦИОННОЙ КОЛЛЕГИИ ЖУРНАЛА
«ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ»**

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

С.Р. Чалов — д-р геогр. наук, профессор кафедры гидрологии суши, заведующий научно-исследовательской лабораторией эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова (г. Москва, Россия)

ЗАМЕСТИТЕЛЬ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

О.А. Макаров — д-р биол. наук, заведующий кафедрой эрозии и охраны почв, факультет почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова (г. Москва, Россия)

ОТВЕТСТВЕННЫЙ СЕКРЕТАРЬ

М.М. Иванов — канд. геогр. наук, лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, старший научный сотрудник (г. Москва, Россия)

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

канд. геогр. наук **Ю.Р. Беляев**, кафедра геоморфологии и палеогеографии, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, доцент (г. Москва, Россия)

д-р техн. наук **Г.Л. Гладков**, кафедра водных путей и водных изысканий, Государственный университет морского и речного флота имени адмирала С.О. Макарова, заведующий (г. Санкт-Петербург, Россия)

д-р геогр. наук **В.Н. Голосов**, лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, ведущий научный сотрудник (г. Москва, Россия)

д-р **А.К. Дарвишан**, кафедра управления водосборными бассейнами, факультет природных ресурсов, Университет Тарбият Модарес, профессор (г. Тегеран, Иран)

д-р биол. наук **В.В. Демидов**, кафедра эрозии и охраны почв, факультет почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова, профессор (г. Москва, Россия)

д-р геогр. наук **О.П. Ермолаев**, кафедра ландшафтной экологии, институт экологии, биотехнологии и природопользования, Казанский федеральный университет, профессор (г. Казань, Россия)

канд. геогр. наук **А.П. Жидкин**, лаборатория эрозии почв, Почвенный институт им. В.В. Докучаева, заведующий (г. Москва, Россия)

канд. геогр. наук **А.С. Завадский**, лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, ведущий научный сотрудник (г. Москва, Россия)

д-р **М. Златич**, факультет лесного хозяйства, Белградский университет, профессор (г. Белград, Сербия)

канд. техн. наук **В.М. Католиков**, отдел русловых процессов, Государственный гидрологический институт, заведующий (г. Санкт-Петербург, Россия)

д-р биол. наук **Г.С. Куст**, отдел физической географии и проблем природопользования, Институт географии РАН, главный научный сотрудник (г. Москва, Россия)

д-р **Э. Латрубесс**, программа аспирантуры по экологическим наукам, Федеральный университет штата Гояс, профессор (г. Гояния, Бразилия)

д-р геогр. наук **Ф.Н. Лисецкий**, кафедра природопользования и земельного кадастра, Белгородский государственный национальный исследовательский университет, профессор (г. Белгород, Россия)

д-р **Лю Шугуан**, кафедра гидротехники, факультет гражданского строительства, Университет Тунцзи, профессор (г. Шанхай, Китай)

д-р **М. Маеркер**, факультет наук о Земле и окружающей среде, Павийский университет, профессор (г. Павия, Италия)

д-р **Ж. Минелла**, кафедра почвоведения, Федеральный университет Санта-Марии, профессор (г. Санта-Мария, Бразилия)

чл.-корр. РАН, д-р геогр. наук **А.В. Панин**, отдел палеогеографии четвертичного периода, Институт географии РАН, заведующий, заместитель директора (г. Москва, Россия)

д-р **С.Х. Садеги**, кафедра управления водосборными бассейнами, факультет природных ресурсов, Университет Тарбиат Модарес, профессор (г. Тегеран, Иран)

д-р геогр. наук **А.Ю. Сидорчук**, лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, ведущий научный сотрудник (г. Москва, Россия)

д-р **В. Спалевич**, биотехнический факультет, Университет Черногории, профессор (г. Подгорица, Черногория)

д-р **А. Цыпленков**, научно-исследовательский институт «Manaaki Whenua — Landcare Research», научный сотрудник (г. Палмерстон Норт, Новая Зеландия)

д-р геогр. наук **Р.С. Чалов**, кафедра гидрологии суши, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, профессор (г. Москва, Россия)

канд. с.-х. наук **А.Н. Червань**, кафедра почвоведения и ГИС, факультет географии и геоинформатики, Белорусский государственный университет, заведующий (г. Минск, Беларусь)

д-р **М. Шлеттерер**, институт гидробиологии и управления водными экосистемами, Университет природных ресурсов и наук о жизни, профессор (г. Вена, Австрия)

КООРДИНАТОР РЕДАКЦИИ

канд. геогр. наук **Е.Д. Павлюкевич**, лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова (г. Москва, Россия)

РЕДАКТОР-КОРРЕКТОР **Р.М. Синаюк**

ОРИГИНАЛ-МАКЕТ И ДИЗАЙН **Л.В. Езерова**

ФОТО НА 1-й ОБЛОЖКЕ: устье р. Камы на территории Саралинского участка Волжско-Камского государственного природного биосферного заповедника (Республика Татарстан)

(фото победителя фотоконкурса-2024, проводимого лабораторией эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, в номинации «Водные объекты и речные бассейны», Усманова Б.М.)

АДРЕС РЕДАКЦИИ

119619 Россия, Москва, улица Лазенки 6-я, д. 2, стр. 15

E-mail: egrp@geogr.msu.ru

Сайт: <https://journal.sediment.ru/>

УЧРЕДИТЕЛЬ

Общество с ограниченной ответственностью «Экспертная лаборатория
«Гидроинформационные системы»

© Редколлегия журнала «Эрозия почв и русловые процессы» (составитель), 2024

© ООО «Экспертная лаборатория
«Гидроинформационные системы», 2024

ISSN (PRINT) 3034-4638

Журнал основан в 2024 году
Периодичность издания — 4 раза в год

SOIL EROSION AND RIVER CHANNEL PROCESSES. М. – 2024. – № 1. – 121 p.

The journal covers issues of research of theoretical and experimental mechanisms of erosion and channel processes, manifestations of erosion and channel processes in various natural and natural-anthropogenic conditions, development of new methods of combating erosion applicable to various branches of the economy and research of efficiency of various means of combating erosion. The journal is coordinated by the Interuniversity Scientific Coordination Council on Erosion, Channel and Estuary Processes.

EDITORIAL BOARD

EDITOR-IN-CHIEF

Prof. Dr. S.R. Chalov

DEPUTY OF THE EDITOR-IN-CHIEF

Prof. Dr. O.A. Makarov

EDITORIAL SECRETARY

Dr. M.M. Ivanov

EDITORIAL BOARD

Dr. Yu.R. Belyaev, Prof. Dr. R.S. Chalov, Dr. A.N. Chervan, Dr. A.K. Darvishan (Iran), Prof. Dr. V.V. Demidov, Prof. Dr. O.P. Ermolaev, Prof. Dr. G.N. Gladkov, Dr. V.N. Golosov, Dr. G.S. Kust, Prof. Dr. E. Latrubesse (Brazil), Prof. Dr. F.N. Lisetsky, Prof. Dr. M. Maerker (Italy), Prof. Dr. J.P.G. Minella (Brazil), Dr. A.V. Panin, Prof. Dr. S.H. Sadeghi (Iran), Prof. Dr. M. Schletterer (Austria), Prof. Dr. Liu Shuguang (China), Dr. A.Yu. Sidorchuk, Prof. Dr. V. Spalevic (Montenegro), Dr. A. Tsyplenkov (New Zealand), Dr. A.S. Zavadsky, Dr. A.P. Zhidkin, Prof. Dr. M. Zlatic (Serbia)

EDITORIAL COORDINATOR

Dr. E.D. Pavlyukevich

EDITOR R.M. Sinaiuk

ORIGINAL LAYOUT AND DESIGN L.V. Ezerova

PHOTO ON THE 1ST COVER – river Kama mouth (Republic of Tatarstan) (photo by the winner of Makkaveev lab photo competition Usmanov B.M.)

EDITORIAL OFFICE ADDRESS

119619 Russia, Moscow, st. Lazenki 6, 2, build. 15

E-mail: eprp@geogr.msu.ru

<https://journal.sediment.ru/>

FOUNDER

Limited Liability Company “Expert Laboratory
“Hydroinformational Systems”

© Editorial Board of the journal “Soil Erosion and River
Channel Processes” (editor-compiler), 2024

© Expert Laboratory “Hydroinformational Systems” LLC, 2024

ISSN (PRINT) 3034-4638

The journal was founded in 2024
Published 4 times a year

ОТ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

Водная эрозия, транспорт наносов, русловые и устьевые процессы — части единого эрозионно-аккумулятивного процесса, определяющего жизнь речного бассейна.

Эти вопросы привлекают внимание ученых разных стран. В России (ранее — СССР) десятки и сотни вузов, научно-исследовательских институтов, организаций инженерно-технического профиля занимаются вопросами, связанными с эрозией почв, овражной эрозией, исследованием руслового режима рек и их устьевых областей. В 1985 году был создан Межвузовский научно-координационный совет по проблемам эрозионных и русловых процессов при МГУ имени М.В. Ломоносова, который в настоящее время объединяет более 70 университетов России, СНГ и других стран.

Эта деятельность координировалась МГУ имени М.В. Ломоносова и сопровождалась активной публикационной деятельностью, что было неотъемлемой частью формирования и развития научного сообщества. С 1970 года научно-исследовательская лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева подготавливает и издает сборник статей «Эрозия почв и русловые процессы», в котором публикуются статьи сотрудников Лаборатории, а также статьи сотрудников лабораторий физического факультета и факультета почвоведения МГУ. Всего было издано 23 сборника, индексируемых в РИНЦ. С 1990 года издается под эгидой МНКС сборник «Эрозионные и русловые процессы» (7 выпусков), а с 2003 года также «Эрозионные, русловые и устьевые процессы (исследования молодых ученых)» (13 выпусков).

В современных условиях, когда проблематика сохранения земельных ресурсов с акцентом на повышение плодородия почв, вопросы загрязнения поверхностных вод наносами и транспортируемыми совместно с ними загрязняющими веществами, поступающими с речных водосборов, вопросы развития водного транспорта, проблемы заиления водохранилищ и ирригационных сетей на фоне увеличения антропогенного воздействия и изменения климата становится всё более актуальной, принято решение об изменении модели изданий и создании единого периодического журнала «Эрозия почв и русловые процессы».

Активное развитие научного сообщества и востребованность тематики изучения эрозионных и русловых процессов, в том числе и в области прикладных исследований, определяют перспективы развития этого журнала и его актуальность.

Мы уверены: этот журнал найдет свое место среди периодических изданий географического, почвоведческого профиля России.

В первом номере журнала опубликованы статьи, подготовленные на основе докладов, представленных на ежегодном семинаре Маккавеевские чтения-2023.

*Профессор, д.г.н.,
заведующий НИЛ эрозии почв и русловых процессов
им. Н.И. Маккавеева*

С.Р. Чалов



СОДЕРЖАНИЕ

Р.С. Чалов. ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ И РАЗВИТИЯ МАККАВЕЕВСКОЙ ЛАБОРАТОРИИ	8
В.Н. Голосов. ВОДНАЯ ЭРОЗИЯ ПОЧВ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПРОГНОЗ	19
А.В. Панин, А.Ю. Сидорчук, О.К. Борисова, В.Р. Беляев, Ю.Р. Беляев, М.В. Власов, Е.А. Еременко, Ю.Н. Фузеина, Е.Д. Шеремецкая. ЭВОЛЮЦИЯ ВЕРХНИХ ЗВЕНЬЕВ ЭРОЗИОННЫХ СИСТЕМ РУССКОЙ РАВНИНЫ В ОБЛАСТИ МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ	35
В.М. Католиков, Р.В. Заварзин. ПРОБЛЕМЫ ИЗМЕРЕНИЯ РАСХОДА ДОННЫХ НАНОСОВ С УЧЕТОМ ДИСКРЕТНОГО ХАРАКТЕРА ИХ ДВИЖЕНИЯ	59
Г.Л. Гладков, П.С. Ржаковская. ГИДРАВЛИКА РЕЧНОГО ПОТОКА И ПАРАМЕТРЫ ТРАНСПОРТА НАНОСОВ ПРИ НЕУСТАНОВИВШЕМСЯ ДВИЖЕНИИ ВОДЫ В НИЖНИХ БЬЕФАХ ГИДРОУЗЛОВ НА СУДОХОДНЫХ РЕКАХ	71
А.С. Завадский, М.А. Самохин, С.Р. Чалов, Е.А. Тузова, А.А. Куракова. СОВРЕМЕННАЯ МОРФОДИНАМИКА ОСНОВНОГО ДЕЛЬТОВОГО РУКАВА р. ТЕРЕК (КАРГАЛИНСКИЙ ПРОРЫВ)	87
С.Р. Чалов. ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫЕ СИСТЕМЫ В УСЛОВИЯХ ГОРНОДОБЫВАЮЩЕЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ	107



CONTENTS

R.S. Chalov. THE HISTORY OF FOUNDATION AND DEVELOPMENT OF THE MAKKAVEEV'S LABORATORY	8
V.N. Golosov. WATER SOIL EROSION UNDER CLIMATE AND LAND USE CHANGE: CURRENT STATUS AND FORECAST	19
A.V. Panin, A.Yu. Sidorchuk, O.K. Borisova, V.R. Belyaev, Y.R. Belyaev, M.V. Vlasov, E.A. Eremenko, Y.N. Fuseina, E.D. Sheremetskaya. DEVELOPMENT OF THE UPPER REACHES OF EROSION SYSTEMS IN THE RUSSIAN PLAIN IN THE AREA OF THE MOSCOW GLACIATION	35
V.M. Katolikov, R.V. Zavarzin. PROBLEMS IN MEASURING BED LOAD DISCHARGE CONSIDERING THE DISCRETE NATURE OF ITS MOVEMENT	59
G.L. Gladkov, P.S. Rzhakovskaya. HYDRAULICS OF RIVER FLOW AND SEDIMENT TRANSPORT PARAMETERS IN CASE OF UNSTEADY WATER MOVEMENT IN THE LOWER REACHES OF HYDROELECTRIC FACILITIES ON NAVIGABLE RIVERS	71
A.S. Zavadsky, M.A. Samokhin, S.R. Chalov, E.A. Tuzova, A.A. Kurakova. HYDROMORPHOLOGY OF THE KARGALINSKY CHANNEL – THE MAIN DISTRIBUTARY SYSTEM OF THE TEREK RIVER DELTA	87
S.R. Chalov. FLUVIAL SYSTEMS AFFECTED BY OPEN-CAST MINING	107

УДК 661.6

ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ И РАЗВИТИЯ МАККАВЕЕВСКОЙ ЛАБОРАТОРИИ

Р.С. Чалов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Географический факультет

rschalov@mail.ru

Поступила в редакцию 01.09.2024

После доработки 01.10.2024

Принята к публикации 10.11.2024

Аннотация. Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева была организована по инициативе профессора Н.И. Маккавеева в 1969 г. в соответствии с Постановлением ГКНТ СССР как отклик на Постановление ЦК КПСС и Совета Министров СССР «О неотложных мерах по защите почв от ветровой и водной эрозии». Показано, что основу новой лаборатории составили научные коллективы (группы), созданные Н.И. Маккавеевым с 1953 г. в Московском университете по разным разделам и направлениям в изучении эрозионных и русловых процессов. Наряду с разработкой теории и методологии эрозии- и русловедения, единого учения об эрозионно-аккумулятивном флювиальном процессе и эрозионно-русловых системах, исследования лаборатории всегда были тесно связаны с решением практических задач — защитой почв от эрозии, регулированием русел при освоении водных и других речных ресурсов, предотвращением опасных проявлений эрозионных и русловых процессов, с одной стороны, и подготовкой специалистов и кадров высшей квалификации — с другой. Лаборатория преодолела все трудности, возникшие для развития науки с 90-х гг. XX в., и продолжает успешно функционировать в настоящее время, получая поддержку Российского научного фонда, государственных и других программ, госконтрактов и договоров на решение конкретных научно-производственных задач. Сформулированы основные научные результаты 55-летней деятельности лаборатории.

Ключевые слова: лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, развитие лаборатории, кадры, научные направления, результаты исследований

ВВЕДЕНИЕ

50–70-е гг. XX столетия — время бурного развития научных исследований в стране в целом, в Московском университете и на географическом факультете МГУ. Именно в эти годы широкое развитие получили хозяйственные исследования, для выполнения которых создавались экспедиции и научные группы. К работе в них привлекались помимо преподавателей и научных сотрудников кафедр дополнительный персонал на выделяемые для этого хозяйственные штаты, аспиранты и студенты, для которых они стали прекрасной базой для производственных практик, получения навыков и опыта исследовательской и изыскательской деятельности. Тогда же появились проблемные лаборатории, создаваемые сначала для решения конкретных научных задач, но вскоре преобразованные в постоянно действующие

самостоятельные научно-исследовательские подразделения, выполняющие комплексные исследования по определенным, часто междисциплинарным разделам науки, соответствующим новым научным направлениям и задачам. К таким лабораториям относится научно-исследовательская лаборатория эрозии почв и русловых процессов, созданная как проблемная по Постановлению Госкомитета по науке и технике (ГКНТ) СССР от 10 января 1969 г. «Об организации в МГУ Проблемной лаборатории эрозии почв, выделении соответствующих бюджетных средств и штатов». Это постановление явилось непосредственным откликом на Постановление ЦК КПСС и Совета Министров СССР от 20 марта 1967 г. «О неотложных мерах по защите почв от ветровой и водной эрозии». Инициатором создания лаборатории на географическом факультете, обосновавшим программу исследований по реализации постановления

Правительства, был профессор Николай Иванович Маккавеев (1908–1983), уже в 1967 г. выступивший с предложением организации специализированной лаборатории, которое было поддержано руководством факультета и университета.

Во исполнение Постановления ГКНТ СССР последовали в марте 1969 г. приказ № 162 Министерства высшего образования СССР и приказ ректора МГУ академика И.Г. Петровского, согласно которым на географическом факультете организовывалась вновь создаваемая лаборатория, а ее научным руководителем назначался профессор кафедры геоморфологии Н.И. Маккавеев. В соответствии с этими документами было выделено 15 штатных единиц научных сотрудников и инженеров, зачисление которых (для научных сотрудников — до прохождения по конкурсу) состоялось с 1 сентября 1969 г.

Таким образом, на географическом факультете появилось новое научное структурное подразделение — Проблемная лаборатория эрозии почв. Ее название в середине 1970-х гг. в связи с проводимым в МГУ упорядочиванием структуры факультетов было уточнено: по решению Ученого совета МГУ добавлено «и русловых процессов» (что привело название в соответствие с перечнем научных направлений, утвержденным Постановлением ГКНТ). В начале 1980-х гг., когда финансирование проблемных лабораторий в вузах было передано Минвузу СССР, лаборатория получила современное название — научно-исследовательская лаборатория эрозии почв и русловых процессов. В конце 1998 г. в связи с 90-летием со дня рождения Н.И. Маккавеева Ученый совет МГУ по ходатайству факультета присвоил лаборатории имя ее основателя и первого научного руководителя.

Какое из указанных событий следует считать датой основания лаборатории — выход Постановления ГКНТ от 10.01.1969, мартовского 1969 г. приказа Минвуза, приказа ректора МГУ или зачисление первых штатных сотрудников лаборатории 01.09.1969? 6 декабря 1983 г. исполнилось 75 лет со дня рождения Н.И. Маккавеева (он скончался 30.06.1983), а 10.01.1984 — 25 лет со дня выхода Постановления ГКНТ об организации лаборатории. Тогда научно-технический совет (НТС) лаборатории решил приурочить отмечание обеих дат ко дню рождения Н.И. Маккавеева, т. е. всего на месяц раньше годовщины Постановления ГКНТ. С тех пор — в первой декаде декабря стал ежегодно проводиться научный семинар «Маккавеевские чтения», которые раз в 5–10 лет соотносятся с юбилеями — днем рождения Н.И. Маккавеева и выходом Постановления ГКНТ об организации лаборатории.

Задача настоящей статьи — рассказать о развитии лаборатории за 55 лет ее существования, показать основные ее научные достижения и определенные трудности, возникавшие на разных этапах ее деятельности.

СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЛАБОРАТОРИИ

Истоками лаборатории следует считать 1953 г., когда после защиты докторской диссертации в Институте географии АН СССР, по приглашению тогдашнего декана К.К. Маркова на факультет в качестве профессора пришел Николай Иванович Маккавеев, создавший на кафедре геоморфологии новое научное направление и начавший читать принципиально новый курс «Сток и русловые процессы». Этот курс впервые дал физические основы ведущим флювиальным эрозионно-аккумулятивным процессам рельефообразования. За 16 лет, предшествующих созданию лаборатории, Н.И. Маккавеев организовал при кафедре несколько научных групп и экспедиций из числа ряда штатных сотрудников кафедры (среди них в первую очередь следует назвать Н.В. Хмелеву), но в значительно большей мере — благодаря привлечению на хоздоговорные штаты молодых специалистов, только что окончивших МГУ и работавших над курсовыми и дипломными работами под руководством Николая Ивановича. Такими коллективами явились в эти годы созданные Н.И. Маккавеевым:

- лаборатория экспериментальной геоморфологии (1954 г.),
- Русловая экспедиция (1957 г.),
- группа стационарных наблюдений за склоновыми и русловыми процессами на горных реках Западного Закавказья (1963),
- овражная группа под руководством Б.Ф. Косова (1965 г.),
- аллювиально-россыпная группа (1967 г.),
- Эрозионная экспедиция (1967 г.),
- Устьевая экспедиция (1969 г.).

Таким образом, ко времени создания лаборатории Н.И. Маккавеевым были организованы исследования и коллективы, их выполняющие, практически по всем составным частям единого эрозионно-аккумулятивного процесса, формам его проявления и соотношения с практическими задачами. Ряд специалистов был привлечен «со стороны» и вместе с сотрудниками уже существующих хоздоговорных экспедиций и штатными сотрудниками кафедры (овражная группа Б.Ф. Косова и лаборатория экспериментальной геоморфологии, а также автор статьи, бывший старшим преподавателем кафедры геоморфологии) вошел в число первых

15 сотрудников вновь созданной лаборатории. Сам Н.И. Маккавеев, будучи научным руководителем лаборатории, в ней никогда не числился, что было связано как со статусом проблемных лабораторий, так и с запрещением в то время внутривузовского совместительства (оно было разрешено только в 1990 г.). По этой причине возглавлявшая экспериментальные исследования, стационарные работы на Кавказе и аллювиально-россыпную группу Н.В. Хмелева оставалась ст. научным сотрудником кафедры геоморфологии. Ставший после смерти Н.И. Маккавеева научным руководителем лаборатории автор статьи, бывший к тому времени профессором кафедры гидрологии суши, в течение 7 лет в штатах лаборатории также не числился.

Первые годы согласно Положению о проблемных лабораториях ГКНТ в лаборатории не было заведующего, и руководство лежало на научном руководителе — профессоре кафедры. В 1972 г. в МГУ было решено ввести должности зав. лабораториями, и с 1 января 1973 г. по предложению Н.И. Маккавеева, пройдя по конкурсу, им стал Р.С. Чалов. После кончины Н.И. Маккавеева Р.С. Чалов назначается приказом ректора научным руководителем лаборатории, а заведующим лабораторией становится Алексей Юрьевич Сидорчук — один из наиболее талантливых учеников Н.И. Маккавеева и ведущих ученых лаборатории, защитивший вскоре докторскую диссертацию. С 1990 г. по предложению А.Ю. Сидорчука в связи с разрешением внутривузовского совместительства вновь обязанности заведующего с сохранением научного руководства лабораторией приказом ректора возлагаются на автора статьи. С 01.02.2023 зав. лабораторией (тоже по совместительству) является молодой ученый, доктор наук, доцент, теперь профессор кафедры гидрологии суши Сергей Романович Чалов.

Важную роль в создании лаборатории (точнее — в принятии решений о ее организации) сыграла созданная в 1968 г. межфакультетская комиссия по проблеме «Эрозия почв и русловые процессы», председателем которой был Н.И. Маккавеев, а с 1983 г. (после его кончины) Р.С. Чалов. Комиссия (она успешно функционировала до начала 1990-х гг.) координировала исследования по проблеме трех факультетов — географического (помимо лаборатории — еще три кафедры и лабораторию снежных лавин и селей), почвоведения и физического, а с середины 1980-х — еще геологического и механико-математического. Результатом ее деятельности явились междисциплинарные направления в изучении эрозионных и русловых процессов, нашедшие отражение в девяти выпусках сборника «Эрозия

почв и русловые процессы» (1970—1983 гг.) и коллективной монографии «Работа водных потоков» (1987).

Начальный период работы лаборатории ознаменовался бурным ростом ее численного состава. Благодаря получению от ГКНТ СССР дополнительных заданий и финансирования, переводу в лабораторию ряда сотрудников кафедры штатная численность лаборатории уже к началу 1974 г. составила 51, а к концу 1980-х гг. — 59 человек (рис. 1). К этому следует добавить 20—25 сотрудников, работающих по хоздоговорам (по объемам финансирования до начала 90-х гг. работы по хоздоговорам превышали, не считая зарплаты, в несколько раз бюджетное финансирование лаборатории). Это была весьма существенная финансовая подпитка лаборатории, позволяющая проводить крупные экспедиционные исследования (почти все договора были многолетними — от 3 до 7 лет), привлекать к научной работе студентов и аспирантов (производственную практику в экспедициях прошли в свое время ставшие крупными учеными члены-корреспонденты РАН А.Н. Гельфан и А.В. Панин, Н.И. Алексеевский, М.В. Болгов, Ю.С. Даченко, Ю.Г. Мотовилов, А.Г. Ободовский, а также большинство будущих ведущих и старших научных сотрудников лаборатории и преподавателей кафедры гидрологии суши), иметь хозяйственный и научно-вспомогательный персонал, приобретать необходимое оборудование и снаряжение, оплачивать аренду помещений (до 1990 г. лаборатория в основном размещалась в арендуемых помещениях в районе станции метро «Парк культуры»).

В 1980-е гг. ежегодно по приказу ректора А.А. Логунова проводилось сокращение штатов лабораторий. И хотя из лаборатории не было уволено ни одного физического лица, численность сотрудников сократилась к 1990 г. до 49 человек за счет возникающих вакансий в основном инженерно-технического персонала. Более ощутимым для лаборатории явилось разрушение хоздоговорной системы, вследствие чего были уволены почти все сотрудники, зачисленные на хоздоговорные штаты. Однако благодаря выделению из резерва МГУ по личному указанию ректора В.А. Садовниченко 2 штатных единиц удалось «спасти» двух сотрудников; еще три бывших хоздоговорных сотрудника перешли на вакантные ставки, возникшие в связи с выходом людей на пенсию. В итоге штатная численность составила 51 единицу, и таковой она сохраняется до настоящего времени.

При организации лаборатории была определена ее структура в составе 5 отделов (секторов). Однако впоследствии в связи с совершенствованием

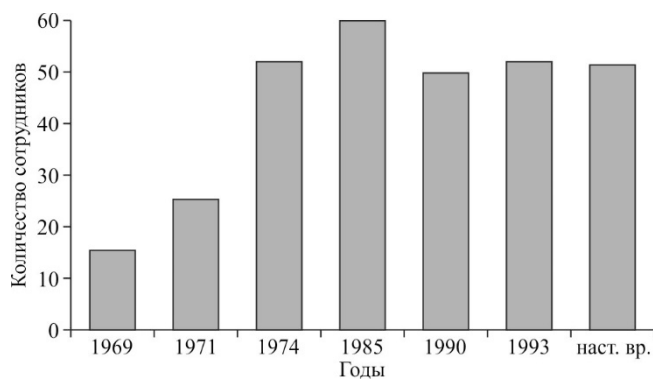


Рис. 1. Динамика штатной численности лаборатории
Fig. 1. Dynamics of the Laboratory staff number

структуры их количество сначала было сокращено, а в начале 2000-х гг. они были ликвидированы. В определенной степени это было связано с требованием иметь в плане НИР (теперь госзадания) лаборатории (как и во всех подразделениях факультета — кафедрах и лабораториях) только одну научную тему (в соответствии с количеством секторов раньше их было 5). В действительности это позволило не только более оперативно решать административные задачи, но и обеспечивать комплексность исследований, участие специалистов разного профиля в конкретных работах и, главное, дальнейшее развитие учения о едином эрозионно-аккумулятивном процессе как квинтэссенции научной школы Н.И. Маккавеева, что в итоге привело к созданию коллективной монографии «Эрозионно-русовые системы» (2017).

В 1990-е гг. фактически прекратилось бюджетное финансирование научных исследований (не считая зарплаты сотрудников). С середины 1990-х и в 2000-е гг. основным и достаточно надежным источником получения средств на выполнение исследований стали гранты РФФИ, а затем Российского научного фонда (РНФ), программы Президента России для поддержки ведущих научных школ (до 2015 г.), Программы «Университеты России» (до 2010 г.), другие федеральные и целевые программы, участие в которых происходит на конкурсной основе. Также на конкурсной основе стали проводиться исследования по госконтрактам с государственными организациями. Очевидно, что участие лаборатории (точнее — ученых лаборатории, т. к. за исключением программ ведущих научных школ и университетов России, только они могут участвовать в конкурсах и привлекать для выполнения работ не более 10 сотрудников) в получении грантовой поддержки есть следствие высокого научного потенциала лаборатории и уровня подаваемых заявок.

Таким образом, развитие лаборатории в научно-организационном отношении можно разделить на ряд этапов:

1) 70-е — начало 80-х гг. — получение заданий и финансирования исследований от Госкомитета по науке и технике СССР и в рамках межфакультетской программы «Эрозия почв и русловые процессы», увеличение штатной численности, выполнение крупных хозяйственных работ по всем направлениям научной тематики;

2) 80-е — начало 90-х гг. — стабилизация бюджетного финансирования за счет средств Минвуза СССР по статье «Наука», выполнение исследований по планам НИР факультета, продолжение крупных хозяйственных работ при некотором сокращении штатного персонала;

3) 90-е — 2000-е годы — полное прекращение бюджетного финансирования (кроме зарплаты в соответствии со штатным расписанием), ликвидация хозяйственной системы и экспедиций как структурных хозяйственных подразделений лаборатории, переход на получение финансовой поддержки по грантам РФФИ, РНФ, федеральным программам и госконтрактам на конкурсной основе, выполняемым временными творческими коллективами при жестком контроле целевого использования средств. Это создает серьезные трудности при реализации основных направлений и планов научных исследований, и лишь огромный накопленный материал, мощный кадровый потенциал и те финансовые возможности, которые появляются благодаря грантам и госконтрактам, обеспечивают сохранение высокой планки выполняемых работ. В то же время современная система финансирования науки привела к тому, что за последние два-три десятилетия сильно сократились или вообще прекратились исследования эрозионно опасных земель и разработка методов защиты почв от эрозии, овражной эрозии, формирования аллювиальных россыпей и экспериментальные исследования русловых процессов (в конце 80-х гг. были разрушены без уведомления лаборатории экспериментальные установки в гидрокорпусе МГУ, созданные еще в 50-е гг. Н.И. Маккавеевым, причем было ликвидировано только что закупленное новейшее оборудование; помещение же было передано другой, вновь создаваемой лаборатории).

Тем не менее усилия коллектива лаборатории, ее научных сотрудников, от ведущих до младших, и инженерно-технических работников, их активная деятельность обеспечили не только «выживание» лаборатории в этих условиях, но и ее развитие, появление новых направлений исследований, использование новейшей аппаратуры, приборов и методов,

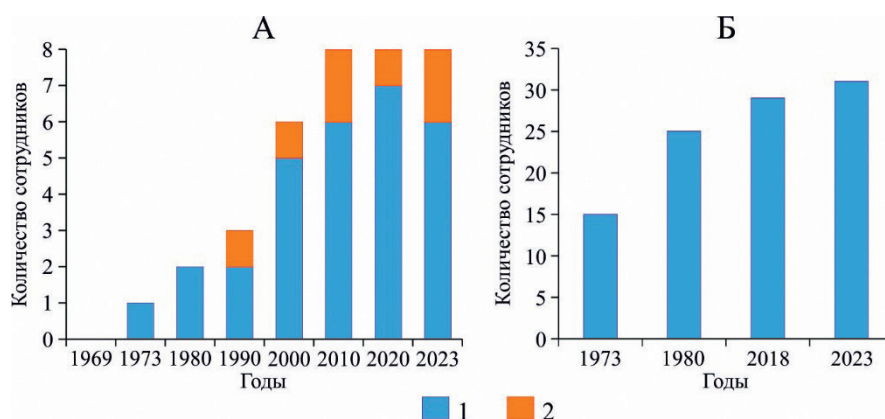


Рис. 2. Динамика научного потенциала лаборатории.

А — доктора наук, Б — кандидаты наук.

1 — штатные сотрудники, 2 — совместители

Fig. 2. Dynamics of the Laboratory's scientific potential.

А — Dr. hab. (Doctor of Science), Б — PhD (Candidate of Sciences).

1 — full-time employees, 2 — part-time employees

расширение внутрироссийских и международных связей, укрепление и расширение научного потенциала за счет защиты кандидатских и докторских диссертаций. Кадровый состав лаборатории при ее создании был в основном представлен молодыми сотрудниками. В 1973 г., когда численность лаборатории достигла современного уровня (51 сотрудник), в ней был один доктор наук (приглашенный «со стороны» известный ученый-эрозиовед профессор М.Н. Заславский) и 16 кандидатов наук (рис. 2). В 1978 г. состоялась первая в лаборатории защита докторской диссертации (Р.С. Чалов), и только через 10 лет вторая (В.Я. Григорьев, к сожалению, в начале 90-х гг. перешедший на факультет почвоведения). В 1980 г., когда лаборатория по численности достигла своего максимума — 59 единиц, в ней работало 2 доктора и 25 кандидатов наук. В 90-е и до 2006 г. докторские диссертации защитили (в порядке защиты) В.Н. Коротаев, Г.А. Ларионов, А.Ю. Сидорчук, К.М. Беркович, Л.Ф. Литвин, Е.Ф. Зорина, В.Н. Голосов и А.В. Чернов. Сейчас в лаборатории работают 7 докторов наук, в том числе двое по внутривузовскому совместительству — бывший зав., теперь главный научный сотрудник Р.С. Чалов и новый заведующий С.Р. Чалов, профессор кафедры гидрологии суши, ранее студентом, аспирантом, научным сотрудником и доцентом тесно сотрудничавший с лабораторией и ставший заведующим по единодушному решению НТС лаборатории. Кроме того, в лаборатории докторантами, защитившими докторские диссертации, были Нгуен Куанг Ми (Вьетнам), И.П. Ковальчук (Украина) и А.Н. Нигматов (Узбекистан).

За 55 лет сотрудниками и аспирантами лаборатории защищено более 50 кандидатских диссертаций. В настоящее время (на конец 2023 г.) в лаборатории работал 31 кандидат наук, как ветераны лаборатории, так и молодые ученые (в конце 2024 г. в связи с выходом на пенсию их количество временно уменьшилось): В.Р. Беляев, В.П. Бондарев, Д.В. Ботавин, Г.Б. Голубцов, А.В. Горобец, А.С. Завадский, М.М. Иванов, Н.Н. Иванова, А.А. Камышев, Л.В. Кобыльченко, С.Ф. Краснов, А.А. Куракова, Н.М. Михайлова, В.В. Сурков, Л.А. Турыкин, А.М. Тарбеева, Е.Г. Шамшурина, А.С. Чалова.

Важнейшим показателем деятельности лаборатории является публикационная активность ее сотрудников. За годы работы лаборатории ими опубликовано свыше 1600 научных статей в российских журналах, различных сборниках статей и материалах научных конференций, около 300 статей — в зарубежных журналах и других изданиях. Лабораторией подготовлено и издано около 90 книг, среди которых — авторские (М.Ю. Белоцерковского, К.М. Берковича, О.В. Виноградовой, В.Н. Голосова, М.Н. Заславского, Е.Ф. Зориной, С.Н. Ковалева, В.Н. Коротаева, Г.А. Ларионова, Л.Ф. Литвина, А.Ю. Сидорчука, В.В. Суркова, Р.С. Чалова, А.В. Чернова), авторско-коллективные и коллективные монографии, 22 сборника «Эрозия почв и русловые процессы», тематические сборники, материалы конференций. Несколько книг переведено на китайский и английский языки и издано за рубежом. Благодаря разработанному в лаборатории картографическому методу исследований эрозионных и русловых процессов были

составлены и изданы 6 карт, в числе которых «Карта эрозионно опасных земель Нечерноземной зоны РСФСР» (1984), «Русловые процессы на реках СССР» (1990), а также карты эрозии почв, овражной эрозии и русловых процессов в «Экологическом атласе России», «Национальном атласе России» и ряде других тематических и региональных атласов. Перечень всех статей, монографий, карт и других изданий лаборатории по 2018 г. был опубликован в специально подготовленных справочниках (Библиография научных работ ..., 2007, 2018). Определенным итогом научных исследований лаборатории со времени ее создания, их теоретическим обобщением стало издание большой коллективной монографии «Эрозионно-русловые системы» (2017), в которой в полном объеме изложены результаты развития маккавеевского учения о единстве эрозионно-аккумулятивных процессов, общности законов и специфических их проявлениях в разных звеньях сети водных потоков.

К издательским достижениям лаборатории относится переиздание трудов Н.И. Маккавеева, в первую очередь его основополагающей монографии 1955 г. «Русло реки и эрозия в ее бассейне» (2003) и первой в отечественной и мировой литературе книги 1949 г. по русловым процессам «Русловой режим рек и трассирование прорезей» (2010). Практически все основные статьи, тексты лекций «Сток и русловые процессы» (1971) и главы научно-производственной книги «Проектирование судовых ходов на свободных реках» (Труды ЦНИИЭВТ, 1964) вошли в четыре сборника избранных трудов Н.И. Маккавеева.

За последние годы произошли существенные изменения кадрового состава лаборатории. Только за последние 15 лет (с 2010 г.) ушли из жизни или вышли на пенсию (не считая единичных увольнений по разным причинам) 25 сотрудников лаборатории, являющихся по существу (а не по должности) ведущими, определявшими ее научный и научно-организационный уровень. Соответственно произошло обновление штатов, в лабораторию пришло много молодых перспективных, талантливых ученых, недавно защитивших кандидатские диссертации.

Огромной потерей для лаборатории за все время ее деятельности был уход из жизни докторов наук, выдающихся ученых М.Н. Заславского, Е.Ф. Зориной и Г.А. Ларионова, кандидатов наук Б.Ф. Косова, Р.В. Лодиной, М.Ю. Белоцерковского, А.А. Зайцева, М.В. Веретенниковой, В.В. Иванова, С.Н. Ковалева, З.В. Пацукевич, ведущих инженеров А.А. Самойловой, А.Л. Богомоллова, Б.Н. Власова, Л.М. Гаррисон. Большой вклад в развитие лаборатории и науки об эрозионных и русловых процессах внесли

вышедшие на пенсию доктор наук Л.Ф. Литвин, кандидаты наук Н.Г. Добровольская, З.П. Кирюхина, Л.В. Злотина, С.Д. Прохорова, С.Н. Рулева, Н.Н. Виноградова, О.В. Виноградова, Д.В. Бабич, ведущие инженеры О.М. Кирик, Н.П. Тарабрин, Б.В. Белый.

Серьезным испытанием для лаборатории была кончина 30 июня 1983 г. ее основателя и научного руководителя Николая Ивановича Маккавеева. Коллектив лаборатории выдержал эту невосполнимую утрату и сохранил высокий уровень исследований, организованность и приверженность его научным идеям и созданному им учению.

Важным аспектом деятельности лаборатории явились сначала проведение пяти Всесоюзных (потом Всероссийской) научных конференций «Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях» (первая конференция состоялась в 1972 г. по инициативе Н.И. Маккавеева), тематических конференций и симпозиумов по эрозии почв, русловым процессам и формированию аллювиальных россыпей, а затем создание в 1985 г. Межвузовского научно-координационного совета (МНКС) по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов, в котором головной организацией является лаборатория. Совет объединил более 40 университетов России, университеты Белоруссии, Украины, Литвы, Грузии, Узбекистана, Польши и Китая. Начиная с 1986 г. совет провел 39 пленарных совещаний — Всероссийских (сначала Всесоюзных) конференций, 17 тематических конференций (из них 6 по проблеме «Русловые процессы и водные пути», которые впоследствии стали под эгидой МНКС проводиться как «Гришанинские чтения» в ГУМРФ им. адмирала С.О. Макарова (в прошлом ЛИВТ — СПбГУВК), 14 научных семинаров молодых ученых, а до 2014 г. — также российско-польско-украинские семинары по русловым процессам — 8 (в Быдгощи и Кракове, Киеве и Нижнем Новгороде) и 3 молодежные школы-семинары (все — в Польше), а также 8 международных семинаров по различным аспектам эрозионных и русловых процессов (в Луцке, Львове, Минске). Все эти мероприятия в большинстве своем сопровождались изданием обсуждаемых на них материалов в сборниках статей или спецвыпусках научных журналов. Особое место среди публикаций МНКС занимают 7 сборников «Эрозионные и русловые процессы», издаваемые раз в 5 лет, в которых обобщаются исследования в университетах, выполняемые в рамках координации советом, причем авторами многих статей являются сотрудники двух и более вузов, что свидетельствует об эффективности деятельности совета (сейчас за-

вершается подготовка 8-го сборника). Всего было подготовлено и издано 85 книг, в том числе 12 в Польше, на Украине и в Беларуси.

В 2007 г. лаборатория вместе с кафедрой гидрологии суши (зав. кафедрой в то время — ученик Н.И. Маккавеева профессор Н.И. Алексеевский) организовала в МГУ и провела X Международный симпозиум по речным наносам ISRS, собравший более 300 участников из 70 стран.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ РЕЗУЛЬТАТЫ

В Положении о лаборатории, утвержденном Постановлением ГКНТ о ее организации, были определены следующие основные направления научных исследований:

- теоретические и экспериментальные исследования механизма эрозионных и русловых процессов;
- исследования проявления эрозии и русловых процессов в различных условиях;
- обоснование новых методов борьбы против эрозии применительно к нуждам отраслей народного хозяйства;
- экономические исследования эффективности различных средств борьбы с эрозией.

С течением времени в связи с новыми возникающими проблемами и задачами, изменением статуса лаборатории основные направления исследований были уточнены (по решению Ученого совета географического факультета 01.04.1994) и на современном этапе (2024 г.) формулируются следующим образом:

- теоретические и экспериментальные (натурные и лабораторные) исследования механизмов эрозии почв, овражной эрозии, русловых и устьевых процессов, форм их проявления в различных природно-климатических условиях, их палео- и исторических трансформаций;
- обоснование прогнозных оценок эрозионных и русловых процессов при эволюции природной среды и антропогенных нагрузок, новых методов прогнозирования и предупреждения различных видов эрозии и регулирования речных русел применительно к нуждам народного хозяйства с учетом требований охраны окружающей среды;
- разработка математических моделей эрозионно-аккумулятивных процессов на речных водосборах разного ранга, методов физического и компьютерного моделирования эрозии почв, овражной эрозии и русловых процессов;
- оценка опасности эрозионных и русловых процессов, их экстремальных и катастрофических про-

явлений, экологического состояния эрозионно-русловых систем;

- разработка научных основ и обоснование мер по защите почв от эрозии, почвенно-эрозионного загрязнения рек и водоемов, по предотвращению овражной эрозии и управлению русловыми процессами.

В последние годы в лаборатории возникло новое направление, связанное с изучением формирования, состава, в том числе химического, транспорта и накопления (аккумуляции) речных наносов, которое вместе с изучением переноса радионуклидов временными потоками на склонах и их доставки в речную сеть можно охарактеризовать как гидрогеохимия эрозионных и русловых процессов.

Теоретические разработки лаборатории всегда проходили одновременно с широкими натурными региональными экспедиционными исследованиями, охватившими практически всю территорию и большинство рек России и сопредельных стран (в основном в пределах бывшего СССР) (рис. 3); многие выполнявшиеся работы были связаны с решением важнейших практических задач по оценке эрозионно опасных земель и разработкой мероприятий по защите почв от эрозии, по учету вероятности загрязнения почв радионуклидами после Чернобыльской аварии как следствия эрозионно-аккумулятивных процессов в бассейнах рек, обмеления и деградации малых рек продуктами смыва почв, по предотвращению оврагообразования и использованию овражно-балочных систем, регулированию речных русел при транспортном освоении рек и для улучшения условий судоходства, по учету русловых процессов при разработке русловых карьеров строительных материалов, строительстве мостовых и других переходов через реки, по защите берегов рек от размыва и т. д.

В рамках этих направлений исследований к наиболее крупным результатам можно отнести следующие разработки, которые не исчерпывают всех достижений лаборатории (более подробно они рассмотрены в книге «Научно-исследовательская лаборатория ...: прошлое, настоящее, будущее», 2018):

- разработана теория эрозионно-русловых систем, установлены общие законы единого эрозионно-аккумулятивного процесса и развития эрозионно-русловых систем, выявлены механизмы взаимосвязей функционирующих в них эрозии почв, овражной эрозии и русловых процессов;
- предложена гидрофизическая модель эрозии почв, описывающая процессы в широком спектре гидравлических параметров склоновых потоков;

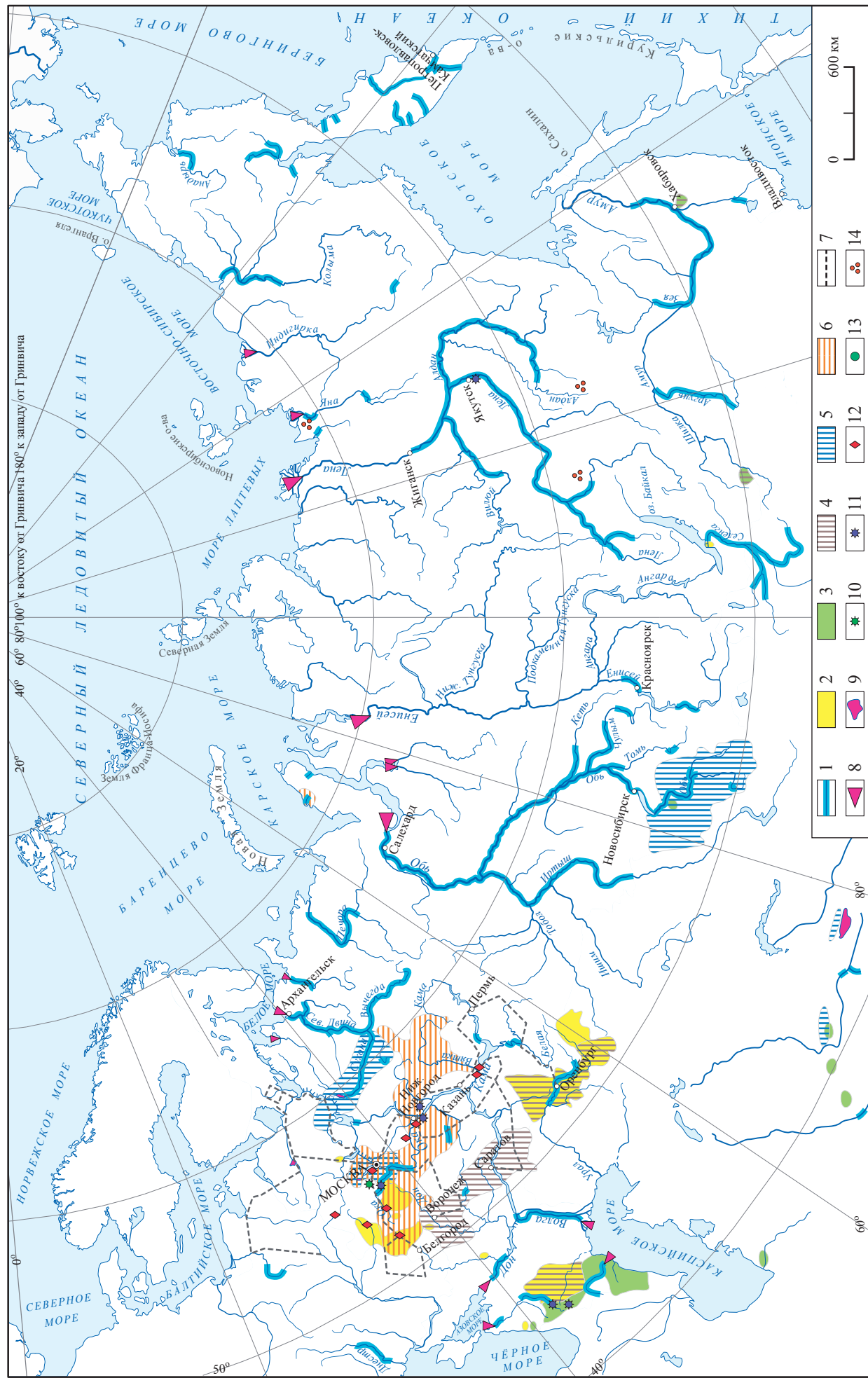


Рис. 3. Экспедиционные работы лаборатории в 1969–2023 гг. Исследования: 1 — русловые на средних и больших реках; 2 — перераспределения наносов на малых водосборах; 3 — крупномасштабные почвенно-эрозионные; 4 — комплексные на эрозионно опасных землях; 5 — русловые на малых реках; 6 — овражные на малых реках; 7 — реконструированные маршруты на малых и средних реках; 8 — устье рек; 9 — рек при впадении в озера и водохранилища; 10 — комплексные на стационаре Боровской УНС; 11 — стационарные исследования русловых процессов; 12 — овражная эрозии на урбанизированных территориях; 13 — влияния мелиоративных мероприятий на малых водосборах; 14 — аллювиальных россыпей

Fig. 3. The English translation is on the next page.

выявлены механизмы и закономерности взаимодействия потоков с почвами и грунтами на основе экспериментальных исследований;

- разработан комплекс методов пространственной оценки природно-хозяйственных факторов эрозии и интенсивности смыва почв на землях сельскохозяйственной зоны России в новых условиях землепользования;

- разработаны методы прогноза развития оврагов на сельскохозяйственных и урбанизированных землях на основе динамической модели оврагообразования, оценки потенциала оврагообразования и его территориальной интерпретации;

- выявлены и даны количественные оценки географических закономерностей развития оврагов на Европейской территории России, специфика взаимодействия овражно-балочной сети с урбанизацией и селитебностью территорий;

- разработана методика использования радиозотопного метода для оценки интенсивности смыва почв и транспорта наносов, позволившая выявить закономерности перераспределения наносов в системе водосбор—малая река—поймы рек;

- обоснованы принципы и разработаны типизация русловых процессов, структурные уровни их развития и морфодинамическая классификация речных русел, определены критерии их выделения, гидролого-морфологические зависимости и принципиальные схемы деформаций русел разного типа и в разных условиях (водности, геолого-геоморфологического строения бассейнов и долин рек, стока и состава речных наносов);

- определены условия меандрирования, разветвления и формирования русел рек, основные схемы многолетнего и сезонного режима перекатов;

- обосновано применение картографического метода изучения русловых процессов, на основе которого составлены карты разных масштабов русловых процессов на реках России и сопредельных стран, отдельных регионов России и участков больших и крупнейших рек, позволившие выявить географические закономерности в распространении русел разных типов и руслового режима рек;

- установлены основные критерии и условия, определяющие устойчивость речных русел к ан-

тропогенным нагрузкам и почв при распашке и других видах сельскохозяйственного использования земель;

- получила развитие концепция опасности русловых процессов, в том числе как факторов наводнений, заторов и других неблагоприятных гидрологических явлений, связанная также с геополитическими проблемами, возникающими на пограничных и трансграничных реках;

- разработана геоморфологическая концепция дельтообразования, выявлены основные схемы формирования и режима устьевых баров; дана оценка гидролого-экологического состояния дельт и устьев рек Арктической зоны России, Волги и Терека в условиях колебаний уровня Каспийского моря и интенсивного гидротехнического освоения, Кубани и Дона;

- обосновано новое направление исследований — экология эрозионно-русловых систем: проведены методические разработки, выработаны критерии и даны оценки экологических последствий эрозии почв, переноса продуктов размыва водными потоками и их аккумуляции, загрязнения почв и почвенно-эрозионного, в том числе химического, радиационного и биогенного, загрязнения поверхностных вод;

- разработаны принципы и методы прогнозирования эрозионных и русловых процессов при естественных и антропогенных изменениях их факторов — стока воды и наносов, в том числе при глобальных гидроклиматических изменениях;

- создано палеогеографическое направление в изучении овражно-балочных систем и речных русел, обоснованы возможности и приемы реконструкции их состояния в прежние геологические эпохи (верхний плейстоцен—голоцен) и палеогидрологическая обстановка их формирования.

Все исследования сопровождались разработкой и внедрением методов математического и компьютерного моделирования эрозионно-русловых систем, использования новейшей аппаратуры и приборов, расширением географии исследований не только в пределах России, но и во всем мире благодаря развитию международных связей, решением разнообразных практических (прикладных) задач.

◀
Fig. 3. Laboratory fieldwork in 1969–2023. Research: 1 — channel processes studies on medium and large rivers; 2 — sediment flow redistribution on small catchments; 3 — large-scale soil erosion research; 4 — comprehensive studies on the lands under erosion hazard; 5 — channel processes studies on small rivers; 6 — gully erosion studies; 7 — reconnaissance routes on small and medium rivers; 8 — studies in river estuaries; 9 — studies on rivers flowing into water-reservoirs; 10 — integrate studies at the Borovskaya UNS station; 11 — stationary channel processes studies on small rivers; 12 — gully erosion research in urbanized areas; 13 — estimation of the melioration measures impact on small catchments; 14 — alluvial placers studies

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты работы лаборатории за 55 лет, в том числе 40 лет после ухода из жизни ее основателя Н.И. Маккавеева, свидетельствуют о выдающейся роли научной школы «Эрозия почв на водосборах и русловые процессы (научная школа профессора Н.И. Маккавеева)» — это ее название было официально утверждено Программой Президента Российской Федерации для поддержки ведущих научных школ в середине 90-х гг. XX в. При этом лаборатория и Маккавеевская научная школа являются уникальными как в России, так и в мире, поскольку только они объединяют работу всех водных потоков на земной поверхности — от временных склоновых до крупнейших рек и устьев рек — и ее последствия. Успехи, которых достигла лаборатория за эти более чем полстолетия, многочисленные публикации статей и монографий, признание достижений на всероссийском и международном уровнях, большой кадровый научный потенциал, огромный научный «задел» и связи с запросами практики позволяют с оптимизмом оценивать перспективы ее развития в будущем.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает искреннюю благодарность за многолетнюю и плодотворную научную и научно-организационную работу в лаборатории всем ее сотрудникам. Выполнено по плану НИР (ГЗ) научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева при финансовой поддержке РНФ (проект № 17-23-00065).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Библиография научных работ научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева (1969–2006 годы) / Под ред. Р.С. Чалова. М.: Географ. ф-т МГУ. 2007. 267 с.

Библиография научных работ научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева. Вып. 2. 2007–2017 годы / Под ред. Р.С. Чалова, С.Н. Ковалева. М.: Географ. ф-т МГУ. 2018. 134 с.

Карта эрозионно-опасных земель Нечерноземной зоны РСФСР. Масштаб 1:1500000 / Гл. редактор Н.И. Маккавеев. М.: ГУГК. 1984. 4 л.

Маккавеев Н.И. Русловой режим рек и трассирование прорезей. М.: Речиздат. 1949. 202 с.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 347 с.

Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1971. 116 с.

Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева: прошлое, настоящее, будущее / Под ред. Р.С. Чалова, Л.В. Злотиной, С.Н. Ковалева. М.: Географ. ф-т МГУ. 2018. 102 с.

Проектирование судовых ходов на свободных реках / Под ред. Н.И. Маккавеева / Тр. ЦНИИЭВТ. Вып. 36. М.: Транспорт. 1964. 262 с.

Работа водных потоков / Под ред. Р.С. Чалова. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1987. 196 с.

Русловые процессы на реках СССР. Масштаб 1:4000000 / Гл. редактор Р.С. Чалов. М.: ГУГК СССР. 1990. 4 л.

Эрозионно-русловые системы / Под ред. Р.С. Чалова, В.Н. Голосова, А.Ю. Сидорчука. М.: ИНФРА-М. 2017. 702 с.

ОБ АВТОРЕ

Чалов Роман Сергеевич, доктор географических наук, профессор кафедры гидрологии суши, гл. научный сотрудник научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ имени М.В. Ломоносова (Москва, 119991, Ленинские горы, 1).

E-mail: rschalov@mail.ru

THE HISTORY OF FOUNDATION AND DEVELOPMENT OF THE MAKKAVEEV'S LABORATORY

R.S. Chalov

*Lomonosov Moscow State University
Faculty of Geography
rschalov@mail.ru*

Abstract. The N.I. Makkaveev Research Laboratory of Soil Erosion and Channel Processes was organized on the initiative of Professor N.I. Makkaveev in 1969 in accordance with the Resolution of the USSR State Committee on Science and Technology as a response to the Government Resolution "About urgent measures to protect lands from water and wind erosion of soils". The paper presents that the basis of the new laboratory was formed by scientific teams (groups) created by N.I. Makkaveev since 1953 at Moscow University in various directions in the study of erosion and channel processes. Together with the development of the theory and methodology of erosion and channel studies, a unified doctrine of the erosion-accumulative fluvial process and erosion-fluvial systems, the laboratory's research has always been closely linked to the solution of practical problems — protection of soils from erosion, regulation of river channels under development of water and other river resources, prevention of hazard manifestations of erosion and channel processes, on the one hand, and training of highly qualified specialists, on the other. The laboratory has overcome all the difficulties that have arisen in science development since the 90s of the 20th century and continues to function successfully at present, receiving support from the Russian Science Foundation, state and other programs, state contracts for the implementation of specific scientific and production tasks. The main scientific results of the 55-year activity of the laboratory are formulated.

Key words: Laboratory of Soil Erosion and Channel Processes, N.I. Makkaveev, laboratory development, personnel, scientific areas, research results

REFERENCES

- Bibliografiya nauchnyh rabot nauchno-issledovatel'skoi laboratorii erozii pochv i ruslovyh processov im. N.I. Makkaveeva (1969-2006 gody) (2007) / Pod red. R.S. Chalova. M.: Geograf. f-t MGU. 267 s.
- Bibliografiya nauchnyh rabot nauchno-issledovatel'skoi laboratorii erozii pochv i ruslovyh processov im. N.I. Makkaveeva. Vyp. 2. 2007-2017 gody) (2018) / Pod red. R.S. Chalova. M.: Geograf. f-t MGU. 134 s.
- Karta erozionno-opasnyh zemel Nechernozemnoi zony RSFSR. Masshtab 1:1500000 (1984). / Gl. redactor N.I. Makkaveev. M.: GUGK, 4 l.
- Makkaveev N.I. Ruslovoi rezhim rek i trassirovanie prorezei (1949). M.: Rechizdat. 202 s.
- Makkaveev N.I. Ruslo reki i erozia v ee basseine (1955). M.: Izd-vo AN SSSR. 347 s.
- Makkaveev N.I. Stok i ruslovye protsessy (1971). M.: Izd-vo Mosk. un-ta. 116 s.
- Nauchno-issledovatel'skaya laboratoriya erozii pochv i ruslovyh processov im. N.I. Makkaveeva: proshloe, nastoyashcheye, budushcheye. (2018) / Pod red. R.S. Chalova, L.V. Zlotinoy, S.N. Kovaleva. M.: Geograf. f-t MGU. 102 s.
- Proektirovanie sudovyh hodov na svobodnyh rekah (1964) / Pod red. N.I. Makkaveeva / Tr. ZNII ETV. Vyp. 36. M.: Transport. 262 s.
- Rabota vodnyh potokov (1987) / Pod red. R.S. Chalova. M.: Izd-vo Mosk. un-ta. 186 s.
- Ruslovye processy na rekah SSSR. Masshtab 1:4000000 (1990) / Gl. Redactor R.S. Chalov. M.: GUGK SSSR. 4 l.
- Erozionno-ruslovye sistemy (2017) / Pod red. R.S. Chalova, V.N. Golosova, A.Ju. Sidorchuka / M., IN-FRA-M. 702 s.

ВОДНАЯ ЭРОЗИЯ ПОЧВ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПРОГНОЗ

В.Н. Голосов

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Географический факультет*

gollossov@gmail.com

Поступила в редакцию 25.07.2024

После доработки 16.09.2024

Принята к публикации 10.11.2024

Аннотация. В условиях меняющегося климата в различных частях умеренного климатического пояса происходят в разной степени значимые изменения склонового смыва с пахотных земель. В статье на основе обзора опубликованных данных и обобщений автора рассматриваются основные тенденции трансформации эрозии почв в крупнейших аграрных регионах мира с акцентом на Европейскую территорию России (ЕТР). Для ЕТР на основе наблюдений за склоновым стоком в период снеготаяния выявлен отчетливый тренд его сокращения, начиная с 1990-х гг. вплоть до полного прекращения на западе лесостепной зоны и смены на тало-ливневой на западе степной зоны. Общее сокращение темпов смыва в пределах южного мегасклона ЕТР выявлено для всех ландшафтных зон, за исключением юга степной зоны, на основе оценок темпов аккумуляции наносов в днищах долин водосборов первого порядка. Показано, что потепление климата способствует росту повторяемости выпадения экстремальных ливневых осадков, особенно значимому в Западной и Центральной Европе. Данный тренд пока в меньшей степени прослеживается в пределах ЕТР. Структурные перестройки землепользования в наибольшей степени в последние десятилетия затронули сельское хозяйство России. Здесь вплоть до начала XXI в. происходило существенное сокращение пахотных земель, которое с начала второго десятилетия XXI в. сменилось восстановлением площадей пашни в лесостепной и степной зонах. В Северной и особенно в Южной Америке за два десятилетия текущего столетия на значительных площадях ранее пахотных земель стала использоваться нулевая обработка почвы, что на порядок сократило темпы смыва почвы. При этом в ряде регионов лесостепной зоны, расположенных в пределах Восточно-Европейской равнины, начиная с 2014 г. резко (до 30% от общей площади обрабатываемых земель) выросла доля посевов пропашных культур, что повысило вероятность формирования сильного смыва.

Ключевые слова: смыв почвы, плодородие, цезиевый метод, почвозащитные мероприятия

ВВЕДЕНИЕ

Массовая распашка земель способствовала существенному росту поверхностного стока и многократному увеличению темпов смыва почв по сравнению с не нарушенными деятельностью человека ландшафтами (Lal, 1998, 2001; Литвин, 2003). В наибольшей степени это касается умеренного климатического пояса, в пределах которого распространены наиболее плодородные почвы (Krasilnikov et al., 2016). Это предопределило нахождение наиболее значительных площадей пахотных земель в пределах равнинных территорий Северной и Южной Америк и Евразии в данном

климатическом поясе. Следует отметить, что области распространения почв чернозёмного ряда, в основном встречающиеся в пределах лесостепной и степной ландшафтных зон, длительное время обрабатываются в основном в центре и на западе Европы (Smetanova et al., 2017). В лесостепной и степной зонах Восточно-Европейской равнины, на равнинах юга Западной Сибири и северо-востока Китая, а также Северной и Южной Америк массовая распашка земель началась не более 200–250 лет назад (Голосов, 2006). До этого пахотные земли были представлены небольшими массивами, расположенными в непосредственной близости

от населенных пунктов. Индустриальный бум, начавшийся во второй половине прошлого века, существенно изменил набор орудий и механизмов, используемый для обработки почвы и уборки урожая, что послужило дополнительным фактором усиления водной эрозии почв (Cendrero et al., 2022). В последние десятилетия массовое внедрение почвозащитных технологий и совершенствование сельскохозяйственной техники способствовали сокращению потерь почвы от водной эрозии в большинстве крупных аграрных регионов мира (Borselli et al., 2020). При этом изменения климата, особенно значимые в последние 35 лет, сказываются в том числе на особенностях формирования стока и смыва на пахотных землях.

Трансформация поверхностного стока на пашне в аграрных регионах России в последнее десятилетие обусловлена активизацией сельскохозяйственного производства. Происходит быстрое восстановление площадей пахотных земель за счет распашки залежей, прежде всего в южной части Европейской территории. Также существенно в ряде регионов видоизменяется набор высеваемых сельскохозяйственных культур, часть которых являются наиболее эрозионно опасными. Это также способствует усилению водной эрозии почв.

Целью данной статьи является обзор выявленных трендов водной эрозии почв, одновременно оценивается влияние основных факторов, определивших изменения темпов смыва за 60–70-летний период на пахотных землях равнин умеренного пояса.

Мониторинговые наблюдения за стоком воды и смывом почвы на пахотных землях

Особенностью развития водной эрозии почв является ее высокая пространственно-временная изменчивость, обусловленная как неравномерностью выпадения стокоформирующих дождей, так и высокой вариабельностью почвозащитных свойств сельскохозяйственных культур и способов обработки почвы. В связи с этим не существует идеального метода оценки темпов смыва, который в равной мере характеризовал бы изменения потерь почвы во времени и на достаточно обширной территории. Организация и проведение мониторинга за стоком воды и наносов на пашне (малые склоновые водосборы и стоковые площадки) являются наиболее объективным методом изучения изменений стока и смыва во времени. Более традиционным является метод стоковых площадок, тогда как длительные наблюдения на склоновых водосборах более редки, хотя позволяют получать более достоверные

данные об объемах потерь почвы на пахотных склонах различной конфигурации. Это связано со сложностью организации мониторинговых наблюдений в пределах водосбора. В чернозёмной зоне мониторинг смыва почв в период снеготаяния в течение более 10 лет проводился в период с начала 1960-х гг. на оборудованных водосливами склоновых водосборах Курского стационара Института географии АН. Мониторинг стока воды и смыва наносов на склоновых водосборах юга лесной зоны, где преобладают дерново-подзолистые почвы, проводился с 1982 г. более 10 лет (Литвин и др., 1998). Полученные результаты позволили выявить значительные отличия темпов смыва в период снеготаяния в зависимости от морфологического типа водосбора и агрофона (табл. 1 и 2).

Результаты наблюдений показывают, что наиболее значительных величин смыв в период снеготаяния достигает на зяби и посевах озимых при формировании склонового стока на ложбинных водосборах. Для склонов с выровненной поверхностью важную роль играют их длина и уклон. Поэтому данные наблюдений на стоковых площадках, длина которых обычно существенно меньше протяженности большей части пахотных склонов в пределах равнинных территорий, не вполне достоверно отражают фактические величины почвенных потерь. Тем не менее они адекватно характеризуют значения коэффициентов поверхностного стока воды с пашни и других угодий, как в период снеготаяния, так и при выпадении стокоформирующих ливней (Коронкевич, 1990). Результаты

Таблица 1. Среднемноголетние значения модуля стока наносов и слоя стока воды в период снеготаяния со склоновых водосборов юга лесостепной зоны на различных агрофонах (по данным Грина, 1970)

Table 1. Average long-term values of the sediment runoff module and the water runoff layer during the snowmelt period from slope catchments in the south of the forest-steppe zone on various agricultural backgrounds (according to Green, 1970)

Агрофон	X^*	σ	C_v
Зябь	0.79/44**	1.71/44	2.15/1.0
Посевы озимых	0.43/91	0.84/58	1.97/0.63
Стерня зерновых	0.21/89	0.33/63	1.6/0.71

* x — среднее значение; σ — стандартное отклонение;

C_v — коэффициент вариации.

**Числитель — модуль стока наносов (т/га), знаменатель — слой стока воды (мм).

Таблица 2. Темпы смыва (т/га/год) на склоновых обрабатываемых водосборах различного типа на юге лесной зоны в области распространения вторично-ледникового рельефа (по данным Голосов, 2006)

Table 2. Rates of soil losses (t/ha/year) on cultivated slope catchments of various types in the south of the forest zone in the area of secondary glacial relief (according to Golosov, 2006)

Агрофон	Морфологический тип водосбора					
	с выровненной поверхностью			ложбинные		
	X^*	σ	C_v	X	σ	C_v
Многолетние травы	0.017	0.024	1.43	0.047	0.059	1.26
Стерня зерновых	0.180	0.270	1.50	0.210	0.270	1.36
Озимые	0.175	0.158	0.90	1.36	2.37	1.74
Зябь	0.387	0.661	1.71	2.90	3.160	1.08
Грубая зябь	0.164	0.358	2.18	0.108	0.173	1.60

* X = среднеголетний смыв (т га⁻¹ в год); σ = стандартное отклонение;
 C_v = коэффициент вариации.

наблюдений за стоком воды с пахотных склонов, которые проводятся на стоковых площадках, расположенных в различных частях южного мега-склона Восточно-Европейской равнины несколько десятилетий, позволяют утверждать, что еще со второй половины 1970-х гг. выявился тренд сокращения поверхностного стока в период снеготаяния (Varabanov et al., 2018). А в последние десятилетия он практически прекратился в западной части данной территории, в частности на Среднерусской возвышенности (табл. 3). На Приволжской возвышенности, расположенной восточнее, климат более континентальный, и здесь пока только снизилась повторяемость формирования поверхностного стока с 63–70% до 48–52% от общего числа лет в периоды 1971–1997 гг. и 1998–2017 гг. соответственно (Жолинский и др., 2019).

В Саратовском и Волгоградском Заволжье на обыкновенных чернозёмах и каштановых почвах соответственно поверхностный сток в период снеготаяния в настоящее время наблюдается эпизодически, тогда как в период с середины 1950-х до начала 1980-х гг. он был ежегодным (Varabanov et al., 2018). Длительные наблюдения на стоковых площадках за смывом в период выпадения стокоформирующих ливней на Европейской территории России крайне редки. Уникальный ряд подобных наблюдений, начавшихся с 1971 г. и продолжающихся до настоящего времени на стоковых площадках НИИСХ Юго-Востока, расположенных на Приволжской возвышенности в Саратовской области, позволяет говорить об отсутствии какого-либо тренда (Жолинский и др., 2019). Среднегодовые потери составляют 7,4 т/га в год, что в целом соот-

Таблица 3. Характеристики стока воды с зяби и уплотненной пашни в период снеготаяния (по данным наблюдений на Новосильской агролесомелиоративной станции за различные интервалы времени, Golosov et al., 2024)

Table 3. Characteristics of water runoff from fallow and compacted arable land during the snowmelt period (based on observations at the Novosilskaya agroforestry reclamation station for various time intervals, Golosov et al., 2024)

Годы	Среднегодовой сток воды, мм		Коэффициент стока		Число лет без стока	
	зябь	уплотненная пашня	зябь	уплотненная пашня	зябь	уплотненная пашня
1959–1974	43	53	0.43	0.57	0	0
1975–1986	13	26	0.14	0.22	4	1
1987–1998	13	21	0.16	0.26	4	3
1999–2020	2	2	0.01	0.03	20	18

ветствует расчетным значениям смыва для данного региона (Литвин и др., 2017; Maltsev&Yermolaev, 2019). Длительные наблюдения за стоком воды и наносов в период выпадения ливней были проведены во второй половине прошлого века на склоновых водосборах, расположенных в разных частях Великих равнин США (Edwards, Owens, 1990). Они показали, что вклад 3–4 экстремальных ливней в среднемноголетний смыв достигает 60% от общих потерь почвы за весь период наблюдений. В условиях средиземноморского климата вклад выдающихся эрозионных событий в суммарные потери почвы от формирования ливневого стока возрастает до 70% (Nadal-Romero et al., 2013). В европейских странах отсутствуют ряды наблюдений за стоком воды и наносов со склонов и склоновых водосборов достаточной продолжительности для оценки трендов изменений смыва почв при талом и ливневом стоке (Matthews et al., 2024).

Полевые наблюдения за смывом почвы

С учетом высокой пространственно-временной неравномерности, прежде всего ливневого склонового стока и смыва, значительный интерес для понимания среднемноголетних значений, трендов изменений и вклада единичных событий в суммарные потери почвы представляют прямые измерения объемов почвенных потерь на основе использования различных модификаций метода водоройн. Несмотря на то что данный метод характеризуется недостаточной точностью, что связано с различной детальностью измерений, влиянием индивидуальных особенностей исследователя, проводящего измерения, и различиями в используемом наборе измерительных устройств, полученные при его использовании результаты дают вполне удовлетворительную количественную характеристику почвенных потерь. Показательны в этом смысле результаты 20-летних наблюдений за смывом, выполненных на 203 полях, расположенных на 5 участках на равнинах центральной части Швейцарии (Remund et al., 2021). Наблюдения проводились круглогодично и охватывали периоды талого, тало-ливневого и ливневого смыва. Был выявлен тренд снижения среднегодового смыва с 0,7 т/га в год в первое десятилетие наблюдений (1997–2006 гг.) до 0,2 т/га в год во второе десятилетие. Причинами снижения стали, с одной стороны, вывод части полей из состава пахотных земель, а с другой стороны — гораздо больший вклад в снижение эрозионных потерь внесло массовое использование почвозащитных мероприятий. Показательно, что при среднемноголетних незначительных темпах смыва максимальный смыв за единичные эрозионные события достигал 35 т/га в год (Remund et al.,

2021). Цикл наблюдений за смывом почв, выполненных за два временных интервала (1969–1990 и 2010–2021 гг.) на полях ОПХ Донского зонального НИИ сельского хозяйства в Ростовской области, позволил оценить тренды изменений смыва в разные сезоны (теплое и холодное времена года) и на разных угодьях (Полуэктов, 2021; Полуэктов, Балакай, 2022). Было установлено, что среднегодовой ливневой смыв на пару не изменился и составил 9,3 т/га в год, тогда как в целом для севооборота он вырос с 4,7 до 7 т/га в год. Это позволяет утверждать, что основным фактором увеличения темпов смыва стал набор высеваемых сельскохозяйственных культур, входящих в севооборот. Климатический фактор в большей степени повлиял на изменение темпов смыва в холодное время года. Если в период 1969–1990 гг. талый смыв наблюдался в 60% лет и составил порядка 4,2 т/га в год на севообороте, то после 2010 г. из-за потепления в зимние месяцы он сменился тало-ливневым смывом, который наблюдался в разные периоды холодного времени года. Потери почвы при этом сократились до 2,2 т/га в год (Полуэктов, 2021). Наибольшие потери почв от ливневого смыва на пахотных землях Ростовской области, выявленные на основе использования метода водоройн, связаны с выпадением ливней со слоем свыше 50 мм (табл. 4).

Экстремальные ливни, при которых смыв с пашни достигает 30–40 т/га, а в отдельных случаях и 200 т/га за эрозионное событие, фиксировались в пределах различных регионов лесостепной и степной зон Европейской части России (Герасименко, Рожков, 1976; Belyaev et al., 2008 и др.).

Оценка трендов эрозии почв на основе изменений темпов аккумуляции в днищах сухих долин за два временных интервала

Для равнинных территорий Европы, загрязненных ^{137}Cs Чернобыльского происхождения, имеется возможность выявить тренды изменений суммарных (талый и ливневой смыв) потерь почвы с пахотных земель. Для этого проводится сопоставление темпов переотложения наносов в днищах сухих долин, непосредственно примыкающих к пахотным склонам, за два временных интервала (Golosov et al., 2018). В природе ^{137}Cs не существует, он имеет чисто техногенное происхождение. Массовое поступление данного радиоизотопа в атмосферу и стратосферу началось с проведением испытательных ядерных взрывов США и СССР в 1954 г. Последующее вымывание ^{137}Cs из стратосферы происходило при развитии кучево-дождевых облаков, и, собственно, его выпадение на поверхность Земли происходило в основном вместе с

Таблица 4. Смыв почвы на чистом пару, посевах пропашных и зерновых вследствие выпадения ливневых дождей со слоем свыше 50 мм на склонах различной крутизны, Ростовская область (Полуэктов, Балакай, 2022)**Table 4.** Soil erosion on bare fallow, row crops and grain crops due to heavy rainfall with a layer of over 50 mm on slopes of varying steepness, Rostov Region (Poluektov, Balakai, 2022)

Дата выпадения осадков	Сумма осадков, мм	Склон крутизной до 2.5°			Склон крутизной до 3.5–5°		
		чистый пар	зерновые колосовые (стерня)	пропашные	чистый пар	зерновые колосовые (стерня)	пропашные
13.07.1974	52.0	20.2	4.9	9.6	61.4	11.5	21.3
07.09.1977	55.8	22.7	6.2	13.9	58.6	9.7	29.8
30.06.1978	51.4	13.8	4.0	7.9	62.4	7.0	42.2
15.08.1998	53.5	14.4	5.0	8.1	53.6	8.7	26.9
24.06.2004	67.0	19.8	4.6	11.3	57.9	6.7	38.8
11.08.2021	56.0	21.7	3.7	7.3	60.1	9.2	19.0

дождевыми осадками. При поступлении на поверхность почвы ^{137}Cs быстро и прочно фиксируется на частицах почв, что позволяет использовать его в том числе в качестве хрономаркера для изучения темпов аккумуляции в пределах различных ловушек наносов (подножия пахотных склонов, днища сухих долин, поймы рек и т. д.). Максимум выпадений ^{137}Cs бомбового или глобального происхождения произошел в Северном полушарии в 1963 г., в год подписания договора между США и СССР о запрещении испытаний ядерного оружия в открытой атмосфере. В конце апреля 1986 г. произошла авария на Чернобыльской АЭС, что привело к выпадению ^{137}Cs на большей части Европы, включая Восточно-Европейскую равнину (Izrael et al., 1996).

Для использования ^{137}Cs глобального и Чернобыльского происхождения в качестве хрономаркера проводится послойный отбор проб почвы из ряда разрезов, заложенных по длине днища сухих долин или других ловушек наносов (поймы рек, днища озер, прудов и водохранилищ и т. д.), в которых происходит аккумуляция смытых с пашни наносов (GolosoV&Walling, 2014; GolosoV et al., 2018). После проведения анализов проб на содержание изотопа цезия-137 строятся эпюры вертикального распределения ^{137}Cs в аккумулятивной толще, позволяющие определить временные интервалы, за которые наносы переотложились в днище долины (рис. 1). В результате возникает возможность количественно оценить среднегодовые темпы аккумуляции за каждый из выделенных интервалов путем деления мощности слоя отложений, накопившихся за данный временной интервал, на его продолжительность в годах.

На эпюрах отчетливо выделяется пик содержания цезия-137, характеризующий с точностью $\pm 2-3$ см положение поверхности почвы на момент выпадения цезия-137 после аварии на Чернобыльской АЭС в апреле 1986 г. В ряде случаев также идентифицируется пик 1963 г., когда происходило максимальное выпадение изотопа цезия-137 глобального происхождения, связанное с проведением ядерных взрывов в открытой атмосфере. В отдельных случаях пик 1963 г. отчетливо не выделяется. Это может быть связано с частичным перемыванием отложений в днище из-за формирования вторичных врезов (Rapin et al., 2001). В этом случае в качестве дополнительного временного маркера используется слой отложений, в котором начинает фиксироваться цезий-137. Он характеризует положение поверхности почвы в 1954 г., когда началось выпадение из атмосферы ^{137}Cs в связи с проведением ядерных взрывов в открытой атмосфере. Днища сухих долин являются ловушками для наносов, смытых с обрабатываемых земель, так как за счет резкого повышения шероховатости в них происходит снижение скорости временных водотоков, формирующихся в период снеготаяния и при выпадении стокоформирующих ливней, и осаждение транспортируемого ими материала.

Детальные исследования темпов аккумуляции были выполнены в днищах долин ряда малых водосборов, расположенных в различных ландшафтных зонах южного мегасклона Европейской части России (табл. 5). Тренд сокращения темпов аккумуляции выявлен на всех исследованных объектах, что указывает на повсеместное снижение темпов смыва с пахотных земель водосборов. Следует под-

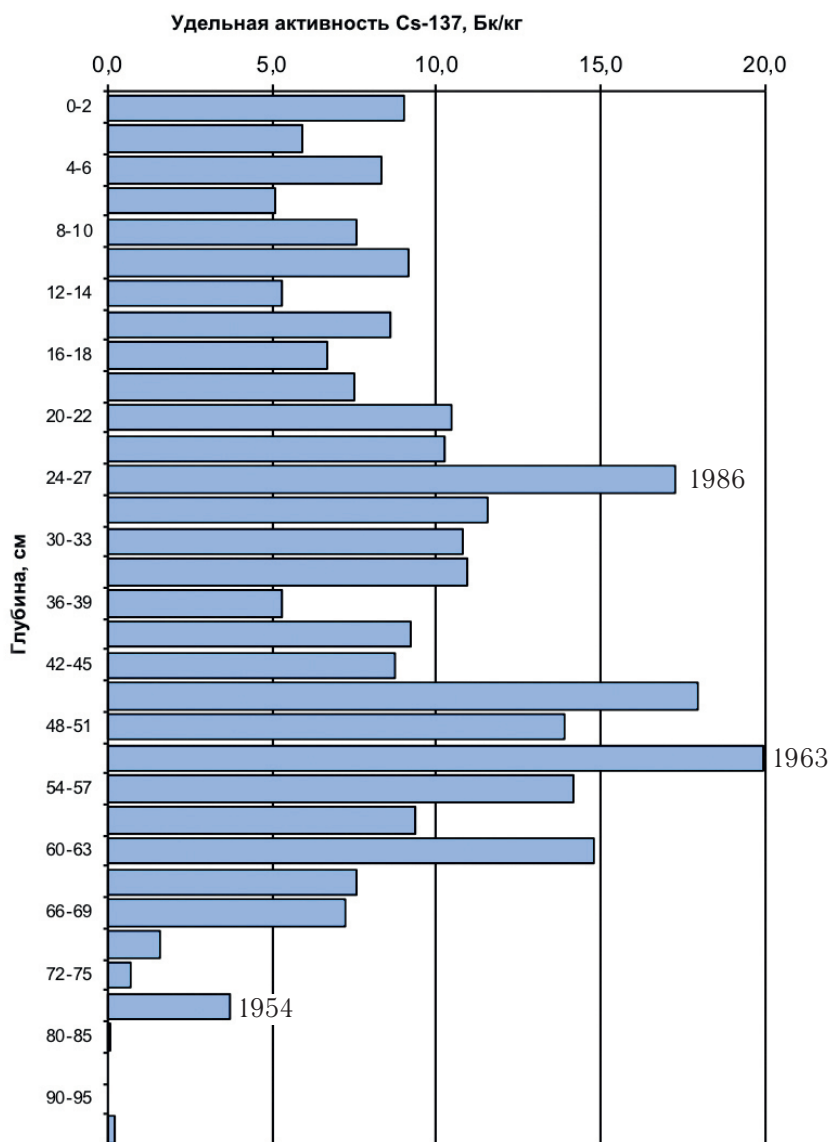


Рис. 1. Вертикальное распределение ^{137}Cs в аккумулятивных отложениях дна долины балки «Солонцовский Яр», Ставропольский край. 1986 г., 1963 г., 1954 г. — положение поверхности дна долины на момент выпадения ^{137}Cs Чернобыльского происхождения, максимума глобальных выпадений и начала глобальных выпадений соответственно

Fig. 1. Vertical distribution of ^{137}Cs in sediments of the dry valley bottom of the “SolontsovskyYar”, Stavropol Krai. 1986, 1963, 1954 — position of the valley bottom surface at the time of the Chernobyl, maximum of bomb-derived and the beginning of bomb-derived ^{137}Cs fallout, respectively

черкнуть, что площади пахотных земель на исследованных водосборах практически не изменялись. Исключением является небольшое сокращение площади пашни на водосборе Темева речка, где с начала 1990-х гг. перестала обрабатываться полоса 15-метровой ширины, расположенная в нижней части склона междуречья и протягивающаяся вдоль правого борта долины. Основными причинами снижения темпов смыва могли быть изменения набора высеваемых сельскохозяйственных культур и климатические изменения, способствующие снижению поверхностного стока и смыва.

Для каждого водосбора был проведен анализ фактических изменений севооборотов, собраны и проанализированы данные метеорологических наблюдений на ближайших к водосборам метеостанциях. Выяснилось, что для водосбора Курегово,

расположенного на юге лесной зоны, свой вклад внесли оба основных фактора. Во-первых, существенно выросла доля многолетних трав в севооборотах, что привело к резкому снижению смыва, как в период снеготаяния, так и при выпадении стокоформирующих ливней. В то же время резко сократился поверхностный сток в период снеготаяния после начала 1990-х гг., что связано с сокращением глубины промерзания почв. Прямым подтверждением сокращения талого стока в данном регионе является также практически полное прекращение роста склоновых оврагов в период после 1998 г. (Рысин и др., 2017). Фактор увеличения доли многолетних и однолетних трав в севооборотах наряду с небольшим сокращением площади пашни также повлиял на снижение темпов смыва на водосборе Темева речка. Но и здесь, и на остальных исследо-

Таблица 5. Изменение среднегодовых темпов аккумуляции в днищах долин малых пахотных водосборов, расположенных в различных ландшафтных зонах Европейской части России за два временных интервала (Пространственно-временные..., 2019)

Table 5. Changes in average annual sedimentation rates in the dry valley bottoms of small arable catchments located in different landscape zones of the European part of Russia over two time intervals (GolosoV, Yermolaev (eds.), 2019)

Малый водосбор	Регион	Ландшафтная зона	Временные интервалы, для которых проводились оценки темпов аккумуляции радиоцезиевым методом, годы		Сокращение среднегодовых темпов аккумуляции (в разы)
			дочернобыльский	пост-чернобыльский	
Курегово	Удмуртия	Лесная	1954–1986	1986–2016	9.1
Темева речка	Татарстан	Север лесостепной	1963–1986	1986–2015	4.6
Ведуга	Воронежская область	Лесостепная	1963–1986	1986–2015	2.2
Средняя	Саратовская область	Юг лесостепной	1963–1986	1986–2017	6.4
Погромка	Оренбургская область	Степная	1959–1986	1986–2016	4

ванных водосборах ключевую роль в сокращении потерь почвы сыграло снижение вплоть до полного прекращения талого стока со склонов, обусловленное повышением зимних температур воздуха и, как следствие, сокращением глубины промерзания почв (Шарифуллин и др., 2018). Необходимо отметить, что полученные на основе сопоставления изменений темпов аккумуляции величины нельзя напрямую переносить на сокращение темпов смыва с пашни. Это связано с тем, что почвенный материал, смываемый с пахотных земель при стокоформирующих ливнях в значительных объемах, переотлагается по нижним краям пахотных склонов, как непосредственно внутри пашни, так и сразу за ее границей (GolosoV et al., 2024). Таким образом, аккумуляция наносов в днищах долин не в полной мере отражает возможные изменения в темпах ливневого смыва, поскольку при его увеличении возрастает и доля наносов, переоткладывающихся на участке от нижнего края пашни до днища долины.

Климатические факторы, влияющие на изменение темпов смыва почв с пахотных земель

Тренд глобального потепления климата в целом на планете Земля стал проявляться с середины 1970-х гг. Но если в первое десятилетие он не выходил за рамки внутривековых колебаний метеорологических параметров, когда периоды похолодания

сменялись периодами подъема температуры воздуха, то с началом 1990-х гг. начался более интенсивный рост температуры воздуха. Эти изменения сказываются на циркуляции воздушных масс и в итоге влияют на характер выпадающих осадков. В частности выяснилось, что если сравнивать частоту и интенсивность экстремальных осадков, выпавших в периоды 1950–1983 и 1984–2016 гг., то наибольший прирост, составивший порядка 44%, в пределах умеренного климатического пояса наблюдается в Западной и Центральной Европе и аргентинской пампе (Contractor et al., 2020). На Восточно-Европейской равнине и Великих равнинах США наблюдается достаточно пестрая картина: наряду с территориями, где также отмечен существенный рост повторяемости экстремальных осадков, присутствуют ареалы со снижением интенсивных осадков на 33%, а также области с попеременной сменой знака тренда. А на северо-востоке Китая и вовсе доминируют регионы с сокращением повторяемости экстремальных осадков. Более детальный анализ трендов изменений повторяемости выпадения стокоформирующих дождей был выполнен для всей Европейской части РФ (Пространственно-временные..., 2019). Было установлено, что всё же на большей части ЕТР в последние два десятилетия возросла повторяемость ливней со слоем более 40 мм, которые представляют наибольшую опасность с точки зрения формирования сильного смыва на

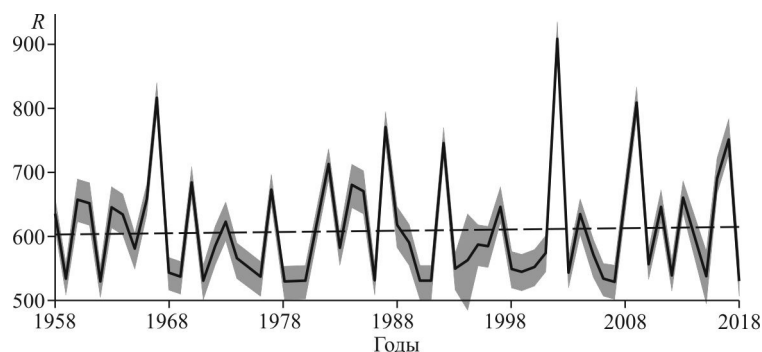


Рис. 2. Изменение средневзвешенного эрозионного потенциала осадков (ЭПО) на юго-востоке Ставропольского края в 1958–2018 гг.

Fig. 2. Changes in the average weighted erosive potential of precipitation (EEP) in the southeast of Stavropol Krai in 1958–2018

пахотных склонах. Однако статистически значимы эти изменения только в некоторых пунктах. Тем не менее можно говорить о том, что на западе чернозёмной зоны России намечается общее увеличение повторяемости сильных ливней, что логично, учитывая уже более хорошо выраженный положительный тренд, характерный для равнин Центральной Европы (Zolina, 2012). Незначительный рост повторяемости стокоформирующих ливней отмечается и в Предкавказье. Наличие тренда роста эрозионного потенциала дождей хорошо иллюстрируется оценками его изменений, выполненными для юго-восточной части Ставропольского края, который является одним из важнейших сельскохозяйственных регионов РФ (рис. 2).

Это обстоятельство необходимо учитывать, так как сильные ливни приводят к весьма значительному смыву с пахотных угодий (табл. 4). Важным фактором, который значимо влияет на коэффициент поверхностного стока, а следовательно, и на потенциальный смыв, являются изменения водопроницаемости почвы при ее различной обработке, а также изменения скорости фильтрации воды в почву в разные периоды теплого времени года. Установлено, что при традиционной вспашке чернозёмов обыкновенных на глубину 20–22 см после уборки урожая водопроницаемость почвы составляет 5–7 мм/мин, тогда как при вспашке на глубину 10–12 см и нулевой обработке она снижается до 2–3 и менее 1 мм/мин (Полуэктов, Балакай, 2022). В то же время водопроницаемость чернозёмов существенно выше в весенний период, когда она составляет всего 1,52 мм/мин перед первой культивацией и постепенно сокращается до 0,89 мм/мин после завершения работ по севу сельскохозяйственных культур и прикатыванию. Таким образом, при применении традиционной вспашки в весенний период водопроницаемость чернозём-

ных почв достаточно низкая, и выпадающие в этот период ливневые дожди обладают наибольшей эрозионной опасностью, так как в этот же период многие поля еще не защищены всходами посевов.

Согласно данным многолетних наблюдений в Ростовской области, при уклонах пашни 3,5–5° при ливнях со слоем 20–30 мм смывается порядка 20–30 т/га почвы (Полуэктов, Балакай, 2022). Смыв почвы в целом с площади водосбора Ломовец (Орловская область) с посевами сахарной свеклы, установленный на основе совместного использования результатов детальной съемки водосбора с БПЛА (беспилотный летательный аппарат) и наземных измерений сети водороин, после выпадения ливня со слоем 20–25 мм составил 7–9 т/га (Golosov et al., 2024). При этом учитывался только

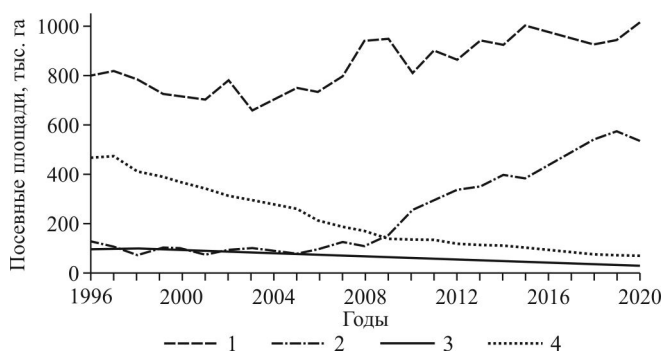


Рис. 4. Изменение структуры посевных площадей Курской области в 1996–2021 гг. (Караулова, 2021). 1 — зерновые культуры; 2 — технические культуры; 3 — картофель и овоще-бахчевые культуры; 4 — кормовые культуры

Fig. 4. Changes in the structure of sown areas in the Kursk region in 1996–2021 (Karaulova, 2021). 1 — grain crops; 2 — industrial crops; 3 — potatoes and vegetable and melon crops; 4 — forage crops

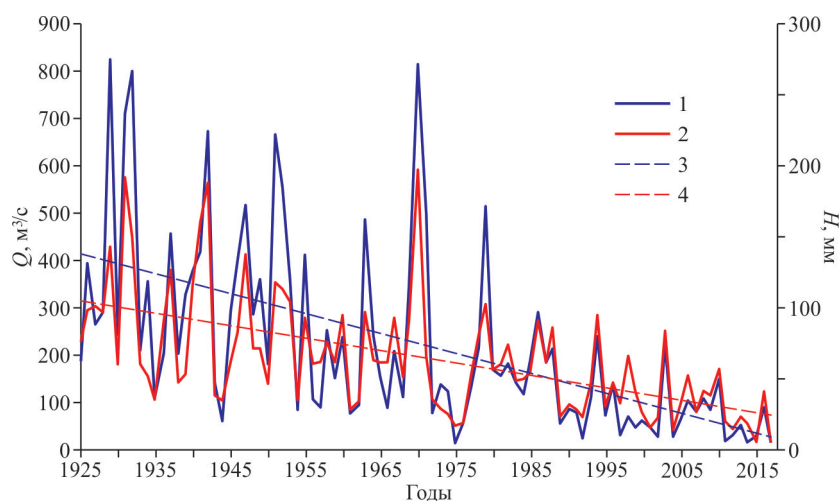


Рис. 3. Максимальный расход воды весеннего половодья (Q) (1) и тренд его изменений (3); мощность слоя паводкового стока (H) (2) и тренд его изменений (4), река Тускарь, Курская область (Tsymbarovich et al., 2020)

Fig. 3. Maximum water discharge of the spring flood (Q) (1) and trend of its change (3); the thickness of the flood runoff layer (H) (2) and trend of its change (4), Tyskar River, Kursk Region (Tsymbarovich et al., 2020)

ручейковый смыв по водороинам, сеть которых охватила не более 2/3 от общей площади пашни на водосборе с уклонами в диапазоне 1–2,5°. Согласно данным метеонаблюдений на ближайшей к данному водосбору метеостанции (г. Мценск), в последнее десятилетие ежегодно выпадает более 3 ливней со слоем 20–30 мм. Часть из них наблюдается в мае–июне, когда почва на значительной части полей практически не защищена всходами посевов.

Ранее на основе данных мониторинговых наблюдений было показано, что поверхностный сток воды и смыв почвы в период снеготаяния существенно сократились по всему южному мегасклону Восточно-Европейской равнины, а в ее западной половине в пределах лесостепной и степной зон в XXI в. он наблюдался эпизодически. Убедительным подтверждением сокращения поверхностного стока воды в период снеготаяния в целом в данном регионе является резкое падение максимальных расходов весеннего половодья на реках (рис. 3) (Сафина, Голосов, 2018). Сокращение доли весеннего стока в суммарных расходах воды при росте меженного зимнего и летнего стока указывает на увеличение вклада подземного стока в питание рек (Фролова и др., 2015). Но рост числа оттепелей в холодное время года с периодически полным сходом снега и выпадением зимних стокоформирующих дождей способствует формированию тало-дождевого смыва, который в частности фиксируется в Ростовской области (Полуэктов, 2020). Тало-дождевой сток и смыв весьма характерен для стран Центральной и Западной Европы, где он наблюдается много десятилетий (Голосов, 2006).

Влияние изменений севооборотов и почвозащитных методов обработки почв на тренды эрозии

Несмотря на то что климатические факторы и их изменения во времени во многом определяют интенсивность поверхностного стока со склонов и тем самым темпы смыва, использование почвозащитных технологий обработки почвы и набор высеваемых сельскохозяйственных культур также весьма значимо влияют на развитие процессов водной эрозии на обрабатываемых землях. В последние десятилетия в крупнейших сельскохозяйственных странах мира, ранее повсеместно использовавших отвальную обработку почвы, стали массово применять почвозащитные технологии, а именно плоскорезную и нулевую обработку. Нулевая обработка почвы многократно (на порядок и более) снижает смыв почвы, так как ее поверхность защищена растительными остатками и собственно возделываемыми сельскохозяйственными культурами круглогодично (Harrold&Edwards, 1974). Данная технология наиболее широко используется на равнинах Южной и Северной Америк. Плоскорезная обработка почвы на глубину 8–10 см также способствует существенному снижению смыва. По данным 16-летних наблюдений на стоковых площадках было установлено, что среднемноголетний смыв при отвальной и плоскорезной обработке в случае традиционного для умеренной климатической зоны севооборота составил 2.8 т/га и 0.2 т/га соответственно (Madarasz et al., 2021). Посевные площади, на которых используются почвозащитные технологии обработки почвы, в мире выросли

почти на 70% в период с 2009 до 2016 г. (Kassam et al., 2018). При этом основная часть земель, на которых используются почвозащитные технологии, находится в США, Канаде, Аргентине, Бразилии и Австралии. В Южной и Северной Америке на долю земель с использованием почвозащитных технологий приходится 62 и 28% от общей площади посевных площадей соответственно. В Европе таких земель только 5%, а в РФ порядка 3%. Таким образом, вклад применения почвозащитных технологий обработки почвы в сокращение темпов смыва почв на сельскохозяйственных землях Северной и Южной Америк является доминирующим.

В России в последние десятилетия во многих регионах происходят существенные изменения структуры севооборотов, так как собственники земель, прежде всего крупные агрофирмы, ориентируются на рыночные цены различных сельскохозяйственных продуктов. Общая статистика по стране несколько скрадывает данные изменения, но если проследить динамику площадей под посевами различных групп сельскохозяйственных культур по отдельным регионам, то выясняются интересные закономерности. Например, в Центрально-Чернозёмном регионе в последние годы происходит бурный рост площадей посевов технических культур (кукурузы, сои, сахарной свеклы и т. п.) и сокращение площади посевов кормовых культур (рис. 4).

В степной зоне в отдельных регионах также, начиная с 1990-х гг., происходили существенные изменения доли посевов отдельных культур (рис. 5), что способствовало резкому снижению почвозащитного коэффициента в целом в степной зоне (табл. 6).

В настоящее время не проводятся регулярные расчеты почвозащитного коэффициента севооборотов с учетом изменений набора высеваемых сельскохозяйственных культур по регионам России с большой долей пахотных земель в структуре

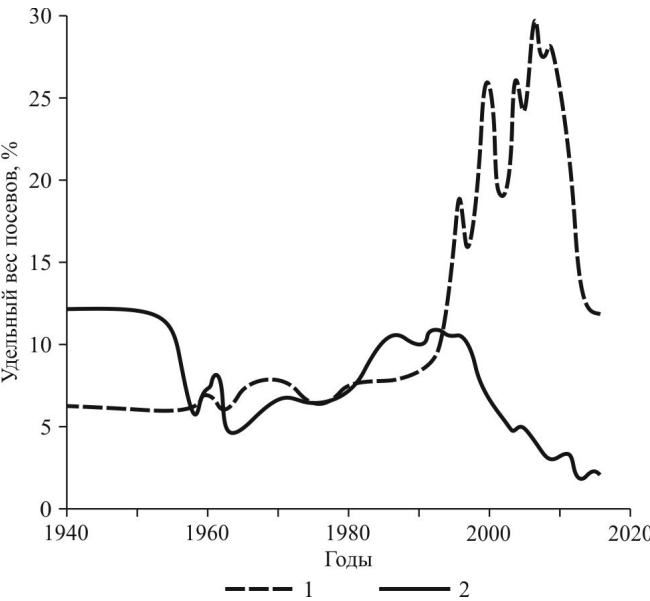


Рис. 5. Соотношение удельного веса подсолнечника и многолетних трав в структуре посевов Ростовской области с 1940 по 2015 г. (Шишкина, 2017). 1 — подсолнечник; 2 — многолетние травы

Fig. 5. The ratio of the specific weight of sunflower and perennial grasses in the structure of crops in the Rostov region from 1940 to 2015 (Shishkina, 2017). 1 — sunflower; 2 — perennial herbs

Таблица 6. Динамика почвозащитной способности агроценозов в ландшафтных зонах Европейской части России за периоды 1980–1990 и 2012–2014 гг. (Литвин и др., 2017)

Table 6. Dynamics of the soil-protecting capacity of agrocnoses in landscape zones of European Russia during the periods of 1980–1990 and 2012–2014 (Litvin et al., 2017)

Ландшафтная зона	Агроэрозионные индексы для дождевого/талого стока		
	периоды (годы)		динамика, +/- %
	1980–1990	2012–2014	
Северная и среднетаежная	0.22/0.61*	0.18/0.42	–15.2/–31.7
Южно-таежная лесная	0.28/0.66	0.23/0.55	–17.4/–17.3
Лесная в целом	0.27/0.66	0.23/0.54	–17.3/–18.0
Лесостепная	0.37/0.77	0.38/0.81	4.3/5.0
Степная	0.38/0.70	0.43/0.82	13.3/17.1

* В числителе — почвозащитный коэффициент в теплое время года; в знаменателе — почвозащитный коэффициент в период снеготаяния.

* The numerator is the soil-protective coefficient in the warm season; the denominator is the soil-protective coefficient during the snowmelt period.

землепользования. Между тем это необходимо делать для предупреждения усиления темпов ливневого смыва и предотвращения возможности возникновения очагов водной эрозии с потерями почв, превышающими допустимые значения. Кроме того, при выборе участков пашни, используемых для посевов пропашных культур, доля которых в севооборотах в отдельных регионах возрастает, необходимо учитывать степень расчлененности склонов ложбинной сетью, а также уклоны склонов. Концентрация стока воды в днищах ложбин способствует ускоренному выносу значительных объемов почвенного материала (Belyaev et al., 2005).

Прогноз развития эрозии почв на пахотных землях на фоне климатических изменений

Существующие модели изменений климата указывают на продолжение роста среднегодовых температур воздуха, что способствует росту повторяемости экстремальных событий, в том числе ливневых осадков высокой интенсивности (Bezak et al., 2021, 2022). Как было показано ранее, многие крупные аграрные страны уже перешли на массовое использование почвозащитных технологий обработки почвы, которые предотвращают возможность формирования интенсивного смыва почв при выпадении дождей с большим слоем осадков и высокой интенсивностью. В России доля таких земель пока мала, но при этом продолжается постепенное расширение площадей пашни. В частности, некоторые фермеры начинают обрабатывать днища сухих долин, где переотложены смытые ранее с пашни хорошо гумусированные почвенные агрегаты. Одновременно расширяется доля посевов сельскохозяйственных культур с низкой почвозащитной способностью. На фоне постепенного прекращения талого стока со склонов в период весеннего снеготаяния, который в 1960–1970-е годы практически ежегодно наблюдался на большей части пашни, современный локализованный на отдельных полях ливневой сток и смыв не вызывает у аграриев беспокойства и понимания необходимости вкладывания средств в переход на почвозащитные технологии. Однако при условии реализации прогнозных сценариев климатических изменений в большинстве сельскохозяйственных регионов России следует ожидать уже в ближайшие десятилетия резкого роста повторяемости выпадения экстремальных ливней. Это может привести к катастрофическому росту объемов смыва, аналогичному тому, что наблюдался на Великих равнинах США 80–90 лет назад.

В случае если прогнозы дальнейшего потепления климата окажутся ошибочными, и напротив, начнется период похолодания, о чем говорят ряд исследова-

телей, находящихся в настоящее время в явном меньшинстве, произойдет рост талого стока и смыва. В этом случае внедрение почвозащитных технологий обработки почвы также способно значительно сократить темпы смыва и сохранить почвенное плодородие.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Равнины умеренного климатического пояса являются основным сельскохозяйственным регионом мира, на который приходится основная доля пахотных земель. Это связано с высоким природным плодородием распространенных здесь почв, а также с благоприятными климатическими условиями для выращивания урожая различных сельскохозяйственных культур. Особенностью климата умеренного пояса длительное время являлись достаточно холодная зима и теплое лето с суммарным слоем годовых осадков от 400 до 1000 мм, сравнительно равномерно выпадающих в течение года. В зависимости от степени континентальности климата суммарные потери почв от развития процессов водной эрозии складывались из талого, тало-ливневого и ливневого стока. Причем талый сток и смыв формировались в регионах с континентальным климатом, тогда как в регионах, расположенных в зонах преобладания морского климата, в основном наблюдается тало-ливневой смыв, а часто только ливневой.

Климатические изменения, связанные с глобальным потеплением, привели к резкому сокращению талого стока и смыва на юге лесной и в лесостепной зонах уже в 1990-е гг. В XXI в. в западной половине Восточно-Европейской равнины талый сток на склонах формируется эпизодически. Также существенно сократилась его повторяемость и на востоке Восточно-Европейской равнины. Рост повторяемости экстремальных ливней отмечается на большей части южного мегасклона Русской равнины, с наибольшим ростом на западе лесостепной зоны. При дальнейшем потеплении климата возможен почти двукратный рост числа экстремальных ливней в западной половине лесостепной и степной зон.

В последнее десятилетие на фоне восстановления площади пахотных земель в лесостепной зоне Европейской части России резко возросла площадь посевов пропашных культур, на долю которых в отдельных регионах приходится более 30%, что в сочетании с ростом повторяемости экстремальных ливней повышает вероятность формирования сильного смыва на пашне. Массовое внедрение почвозащитных технологий обработки почвы на равнинах Южной и Северной Америки в последние десятилетия способствовало снижению темпов смыва прак-

тически на порядок по сравнению с 1960–1970-ми гг. Однако их использование в ряде ландшафтных зон России неоправданно в связи с неподходящими гидрометеорологическими условиями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. М.: Изд-во ГЕОС. 2006. 296 с.

Грин А.М. Опыт стационарного изучения процессов стока и смыва. В сб.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. М.: Наука. 1970. С. 89–95.

Жолинский Н.М., Кораблёва И.Н., Тарбаев В.А. и др. Современные тенденции изменения водной эрозии почвы на склоновых агроландшафтах Саратовского Правобережья. Известия Оренбургского государственного аграрного университета. 2019. № 4(78). С. 34–37.

Караулова Л.Н. Изменения структуры посевных площадей Курской области. В сб.: Биотехнологические приемы производства и переработки сельскохозяйственной продукции. В сб.: Материалы Всероссийской (национальной) научно-практической конференции. 2021. Том 1. Часть 1. Курск, HYPERLINK «https://elibrary.ru/publisher_about.asp?pubsid=7612» Курская государственная сельскохозяйственная академия имени И.И. Иванова. С. 175–179.

Коронкевич Н.И. Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения. М.: Наука. 1990. 203 с.

Литвин Л.Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: НКЦ «Академ-книга». 2002. 256 с.

Литвин Л.Ф., Голосов В.Н., Добровольская Н.Г. и др. Стационарные исследования эрозии почв при снеготаянии в центральном Нечерноземье. В сб.: Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ. 1998. Вып. 11. С. 57–76.

Литвин Л.Ф., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф. и др. География динамики земледельческой эрозии почв на Европейской территории России. Почвоведение. 2017. № 11. С. 1390–1400.

DOI: 10.7868/S0032180X17110089

Полуэктов Е.В. Эрозия почв и плодородие. Новочеркасск: Изд-во Лик. 2020. 229 с.

Полуэктов Е.В., Балакай Д.Т. Эрозия почв при выпадении ливней на юге европейской части России. Мелиорация и гидротехника. 2022. Т. 12, № 2. С. 1–19.

Пространственно-временные закономерности развития современных процессов природно-ан-

тропогенной эрозии на Русской равнине / Под ред. В.Н. Голосова, О.П. Ермолаева. Казань: Изд-во АН РТ. 2019. 372 с.

Рысин И.И., Голосов В.Н., Григорьев И.И. и др. Влияние изменений климата на динамику темпов роста оврагов Вятско-Камского междуречья. Геоморфология. 2017. № 1. С. 90–102.

Сафина Г. Р., Голосов В.Н. Влияние изменений климата на внутригодовое распределение стока малых рек южной половины Европейской территории России. Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. 2018. Т. 160. № 1. С. 111–125.

Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Агафонова С.А. и др. Внутригодовое распределение стока равнинных рек Европейской территории России и его изменение. Водное хозяйство России. 2015. № 4. С. 4–20.

Шарифуллин А.Г., Гусаров А.В., Голосов В.Н. Современный тренд эрозионно-аккумулятивных процессов в малом распаханном водосборе, Республика Татарстан. Геоморфология. 2018. № 3. С. 93–108.

Шишкина Д.Ю. Экологическая оценка динамики сельскохозяйственных земель Ростовской области. Известия вузов Северо-Кавказского региона. Серия: Естественные науки. 2017. № 3–1. С. 122–128.

Barabanov A.T., Dolgov S.V., Koronkevich N.I., et al. Surface runoff and snowmelt infiltration into the soil on plowlands in the forest-steppe and steppe zones of the east European plain. Eurasian Soil Sci. 2018. Vol. 51. No. 1. P. 66–72.

DOI: 10.1134/S1064229318010039

Belyaev, V.R., Golosov, V.N., Kislenko, K.S., et al. Combining direct observations, modelling and ¹³⁷Cs tracer for evaluating individual event contribution to long-term sediment budgets. In: J. Schmidt, Cochrane, T., Phillips, C., Elliott, S., Davies, T. and Basher, L. (Eds.) Sediment Dynamics in Changing Environments. IAHS Publication. 2008. No. 325. Wallingford, UK: IAHS Press. P. 114–122.

Belyaev, V.R., Wallbrink, P.J., Golosov, V.N., et al. A comparison of methods for evaluating soil redistribution in the severely eroded Stavropol region, southern European Russia. Geomorphology. 2005. Vol. 65. No. 3–4. P. 173–193.

Bezak, N., Borrelli, P., & Panagos, P. Exploring the possible role of satellite based rainfall data in estimating inter- and intra-annual global rainfall erosivity. Hydrology and Earth System Sciences. 2022. Vol. 26. No. 7. P. 1907–1924.

doi.org/10.5194/HESS-26-1907-2022

Bezak, N., Mikos, M., Borrelli, P., et al. An in-depth statistical analysis of the rainstorms erosivity in Europe.

- Catena. 2021. Vol. 206. Article 105577. doi.org/10.1016/J.CATENA.2021.105577
- Borrelli, P., Robinson D.A., Panagos, P., et al. Land use and climate change impacts on global soil erosion by water (2015–2070). *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2020. Vol. 117. P. 21994–22001.
- Cendrero, A., Remondo, J., Beylich, A., et al. Denudation and geomorphic change in the Anthropocene; a global overview. *Earth Sci. Rev.* 2022. Article 104186. doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104186.
- Contractor, S., Donat M.G., Alexander L. Changes in Observed Daily Precipitation Over Global Land Areas Since 1950. *Journal of Climate*. 2020. Vol. 34. No. 1. P. 3–19. doi:10.1175/jcli-d-19-0965.1
- Edwards W.M., Owens L.B. Large storm effects on total soil erosion. *J Soil & Water Cons.* 1991. No. 1. P. 75–78.
- Golosov V.N., Shamshurina E.N., Kolos G.I., et al. Spatiotemporal changes in the erosion and deposition processes in a small catchment in the north of the Central Russian upland. *Eurasian Soil Science*. 2024. Vol. 57. No. 5. P. 838–852. DOI: 10.1134/S1064229323603682
- Golosov V., Walling D.E. Using fallout radionuclides to investigate recent overbank sedimentation rates on river floodplain: an overview. *Sediment Dynamics from the Summit to the Sea*. IAHS Publ. 2014. Vol. 367. IAHS Press, Wallingford, UK. P. 228–234. doi: 10.5194/piahs-367-228-2015
- Golosov, V.N., Walling, D.E., Konoplev, A.V., et al. 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. *J. Environ. Radioact.* 2018. Vol. 186, P. 78–89. doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.06.022.
- Harrold L.L., Edwards W.M. No-tillage system reduces erosion from continuous corn watersheds. *Trans ASAE*. 1974. Vol. 17. No. 3. P. 414–416. DOI: 10.13031/2013.36871
- Izrael Yu.A., De Cort M., Jones A.R., et al. The atlas of cesium-137 contamination of Europe after the Chernobyl accident. Minsk (Belarus). 1996. 192 p.
- Kassam A., Friedrich T. & Derpsch R. Global spread of Conservation Agriculture. *International Journal of Environmental Studies*. 2018. doi.org/10.1080/00207233.2018.1494927
- Krasilnikov, P., Makarov, O., Alyabina, I., et al. Assessing soil degradation in northern Eurasia. *Geoderma Regional*. 2016. Vol. 7. No. 1. P. 1–10. doi.org/10.1016/j.geodrs.2015.11.002
- Lal R. Soil erosion impact on agronomic productivity and environment quality. *Crit. Rev. Plant Sci.* 1998. Vol. 17. P. 319–464. https://doi.org/10.1016/S0735-2689(98) 00363-3.
- Lal R. Soil degradation by erosion. *Land Degradation & Development*. 2001. Vol. 12. P. 519–539. DOI: 10.1002/ldr.472
- Madarasz, B., Jakab, G., Szalai, Z., et al. Long-term effects of conservation tillage on soil erosion in Central Europe: a random forest-based approach. *Soil Tillage Res.* 2021. Vol. 209. Article 104959. https://doi.org/10.1016/J.STILL.2021.104959
- Maltsev, K.A., & Yermolaev, O.P. Potential soil loss from erosion on arable lands in the European part of Russia. *Eurasian soil science*. 2019. Vol. 52. No. 12. P. 1588–1597. DOI: 10.1134/S106422931912010X
- Matthews, F., Verstraeten, G., Borrelli, P., et al. EUSED collab: a network of data from European catchments to monitor net soil erosion by water. *Sci. Data*. 2024. Vol. 10. No. 515. https://doi.org/10.1038/s41597-023-02393-8
- Panin, A.V., Walling, D.E., 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. P. 185–204. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00043-5.
- Nadal-Romero, E., Lasanta, T., García-Ruiz, J.M. Runoff and sediment yield from land under various uses in a Mediterranean mountain area: long-term results from an experimental station. *Earth Surf. Process. Landforms*. 2013. Vol. 38. No. 4. P. 346–355. https://doi.org/10.1002/esp.3281
- Remund, D., Liebisch, F., Liniger, H.P., et al. The origin of sediment and particulate phosphorus inputs into water bodies in the Swiss Midlands – A twenty-year field study of soil erosion. *Catena*. 2021. Vol. 203, Article 105290. https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105290
- Smetanova, A., Verstraeten, G., Notebaert, B., et al. Landform transformation and long-term sediment budget for a Chernozem-dominated lowland agricultural catchment. *Catena*. 2017. Vol. 157. P. 24–34. https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.05.007.
- Tsymbarovich, P., Kust, G., Kumani, M., et al. Soil erosion: an important indicator for the assessment of land degradation neutrality in Russia. *Int. Soil Water Conserv. Res.* 2020. Vol. 8. No. 4. P. 418–429. https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2020.06.002
- Zolina O. Change in intense precipitation in Europe. In: Kundzewicz, Z.W. (Ed.), *Changes in Flood Risk in Europe*. Special Publication. 2012. No. 10. IAHS Press. Wallingford. Oxfordshire. UK. P. 97–120.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках государственного задания НИЛ ЭПиРП им. Н.И. Маккавеева географического ф-та МГУ (проект № 121051100166-4).

ОБ АВТОРЕ

Голосов Валентин Николаевич — доктор географических наук, ведущий научный сотрудник Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. E-mail: gollossov@gmail.com

WATER SOIL EROSION UNDER CLIMATE AND LAND USE CHANGE: CURRENT STATUS AND FORECAST

Valentin Golosov

*Lomonosov Moscow State University
Faculty of Geography
gollossov@gmail.com*

Abstract. Under the conditions of a changing climate, slope runoff from arable lands undergoes varying degrees of significant changes in different parts of the temperate climate zone. The article, based on a review of published data and the author's generalizations, examines the main trends in the transformation of soil erosion in the largest agricultural regions of the world with an emphasis on the European Territory of Russia (ETR). For ETR, based on observations of slope runoff during snowmelt, a clear trend of its reduction was revealed, starting from the 1990s up until the complete cessation of the forest-steppe zone in the west and its replacement by mixed snowmelt/rainfall erosion in the west of the steppe zone. A general reduction in the rate of soil losses within the southern megaslope of ETR was revealed for all landscape zones except for the south of the steppe zone based on estimates of the rate of sediment deposition in the bottoms of the dry valleys of first-order catchments. It is shown that climate warming contributes to an increase in the frequency of extreme rainfall events, which is especially significant in Western and Central Europe. This trend is still less evident within the ETR. Structural changes in land use have affected Russian agriculture to the greatest extent in recent decades. Here, up until the beginning of the 21st century, there was a significant reduction in arable land, which since the beginning of the second decade of the 21st century has been replaced by the restoration of arable land areas in the forest-steppe and steppe zones. In North and especially in South America, over the past two decades, zero tillage has been used on significant areas of previously arable land, which has significantly reduced the rate of soil erosion. At the same time, in a number of regions of the forest-steppe zone located within the East European Plain, since 2014, the share of row crops has increased sharply (up to 30% of the total area of cultivated land), which has increased the likelihood of severe erosion.

Key words: soil losses, fertility, cesium method, soil conservation measures

REFERENCES

- Barabanov A. T., Dolgov S. V., Koronkevich N. I., et al. (2018). Surface runoff and snowmelt infiltration into the soil on plowlands in the forest-steppe and steppe zones of the east European plain. *Eurasian Soil Sci.* Vol. 51. No. 1. P. 66–72.
DOI: 10.1134/S1064229318010039
- Belyaev, V.R., Golosov, V. N., Kislenko, K.S., et al. (2008) Combining direct observations, modelling and ¹³⁷Cs tracer for evaluating individual event contribution to long-term sediment budgets. In: J. Schmidt, Cochrane, T., Phillips, C., Elliott, S., Davies, T. and Basher, L. (Eds.) *Sediment Dynamics in Changing Environments*. IAHS Publication. No. 325. Wallingford, UK: IAHS Press, P. 114-122.
- Belyaev, V. R., Wallbrink, P. J., Golosov, V. N., et al. (2005). A comparison of methods for evaluating soil redistribution in the severely eroded Stavropol region, southern European Russia. *Geomorphology*. Vol. 65. No. 3-4. P. 173-193.
- Bezak, N., Borrelli, P., & Panagos, P. (2022). Exploring the possible role of satellite based rainfall data in estimating inter- and intra-annual global rainfall erosivity. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 26. No. 7. P. 1907-1924.
doi.org/10.5194/HESS-26-1907-2022
- Bezak, N., Mikos, M., Borrelli, P., et al. (2021). An in-depth statistical analysis of the rainstorms erosivity in Europe. *Catena*. Vol. 206. Article 105577.
doi.org/10.1016/J.CATENA.2021.105577

- Borrelli, P., Robinson D. A., Panagos, P., et al. (2020). Land use and climate change impacts on global soil erosion by water (2015-2070). *Proceedings of the National Academy of Sciences*. Vol. 117. P. 21994-22001.
- Cendrero, A., Remondo, J., Beylich, A., et al. (2022). Denudation and geomorphic change in the Anthropocene; a global overview. *Earth Sci. Rev. Article 104186*. doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104186.
- Contractor, S., Donat M.G., Alexander L. (2020). Changes in Observed Daily Precipitation Over Global Land Areas Since 1950. *Journal of Climate*. Vol. 34. No. 1. P. 3–19. doi: 10.1175/jcli-d-19-0965.1
- Edwards W.M., Owens L. B. (1991). Large storm effects on total soil erosion. *J Soil & Water Cons.* No. 1. P. 75-78.
- Frolova N.L., Kireeva M.B., Agafonova S.A., et al. (2015). Intra-annual distribution of runoff of lowland rivers in European Russia and its change. *Water Management of Russia*. No. 4. P. 4-20. (in Russ.).
- Gerasimenko V.A., Rozhkov A.G. (1976) Outstanding rainfall in the Central Black Earth Region and the manifestation of erosion processes. *Scientific-Technical Bulletin on the problem of "Soil protection from erosion"*. Vol. 4. No. 11. P. 13–18. (in Russ.)
- Golosov V.N. (2006). Erosion-accumulative processes in river basins of cultivated plains. Moscow: GEOS Publishing House. 296 p. (in Russ.)
- Green A.M. (1970). Experience of stationary study of runoff and erosion processes. In: *Modern exogenous processes of relief formation*. Moscow: Nauka. P. 89–95. (in Russ.)
- Zholinsky N.M., Korableva I.N., Tarbaev V.A. et al. (2019). Modern trends in changes in water soil erosion on slope agricultural landscapes of the Saratov Right Bank. *Izvestiya of the Orenburg State Agrarian University*. Vol. 78. No. 4. P. 34–37. (in Russ.)
- Karaulova L.N. (2021). Changes in the structure of sown areas in the Kursk region. In: *Biotechnological methods of production and processing of agricultural products*. Proceedings of the All-Russian (National) Scientific and Practical Conference. Vol. 1. Part 1. Kursk, Kursk State Agricultural Academy named after I.I. Ivanov. P. 175–179. (in Russ.)
- Koronkevich N.I. (1990). Water balance of the Russian Plain and its anthropogenic changes. Moscow: Nauka. 203 p. (in Russ.)
- Golosov V.N., Yermolaev O.P. (Eds.) (2019). 12. Spatio-temporal patterns of development of modern processes of natural and anthropogenic erosion on the Russian Plain. Kazan': Publishing House AS RT. 372 c. (in Russ.)
- Golosov V.N., Shamshurina E.N., Kolos G.I., et al. (2024). Spatiotemporal changes in the erosion and deposition processes in a small catchment in the north of the Central Russian upland. *Eurasian Soil Science*. Vol. 57. No. 5. P. 838–852. DOI: 10.1134/S1064229323603682
- Golosov V., Walling D. E. (2014). Using fallout radionuclides to investigate recent overbank sedimentation rates on river floodplain: an overview. *Sediment Dynamics from the Summit to the Sea*. IAHS Publ. Vol. 367. IAHS Press, Wallingford, UK. P. 228–234. doi: 10.5194/piahs-367-228-2015
- Golosov, V.N., Walling, D.E., Konoplev, A.V., et al. (2018). 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. *J. Environ. Radioact.* Vol. 186, P. 78–89. doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.06.022.
- Harrold L.L., Edwards W.M. (1974). No-tillage system reduces erosion from continuous corn watersheds. *Trans ASAE*. Vol. 17. No. 3. P. 414–416. DOI: 10.13031/2013.36871
- Izrael Yu.A., De Cort M., Jones A.R, et al. (1996). The atlas of cesium-137 contamination of Europe after the Chernobyl accident. Minsk (Belarus). 192 p.
- Kassam A., Friedrich T. & Derpsch R. (2018) Global spread of Conservation Agriculture. *International Journal of Environmental Studies*. doi.org/10.1080/00207233.2018.1494927
- Krasilnikov, P., Makarov, O., Alyabina, I., et al. (2016). Assessing soil degradation in northern Eurasia. *Geoderma Regional*. Vol. 7. No. 1. P. 1–10. doi.org/10.1016/j.geodrs.2015.11.002
- Lal R. (1998). Soil erosion impact on agronomic productivity and environment quality. *Crit. Rev. Plant Sci*. Vol. 17. P. 319–464. https://doi.org/10.1016/S0735-2689(98) 00363-3.
- Lal R. (2001). Soil degradation by erosion. *Land Degradation & Development*. Vol. 12. P. 519-539. DOI: 10.1002/ldr.472
- Litvin L. F., Golosov V. N., Dobrovolskaya N. G., et al. (1998). Stationary studies of soil erosion during snowmelt in the central Non-Black Earth Region. In: *Soil erosion and channel processes*. Moscow: Moscow State University Press. Vol. 11. P. 57-76. (in Russ.)
- Litvin L.F. (2002). Geography of soil erosion of agricultural lands in Russia. Moscow: Scientific and Production Center "Akademkniga". 256 p. (in Russ.)
- Litvin, L. F., Kiryukhina Z. P., Krasnov S. F., et al. (2017). Dynamics of agricultural soil erosion in the European territory of Russia. *Eurasian Soil Science*. No. 11. P. 1390–1400. (in Russ.) DOI: 10.7868/S0032180X17110089.
- Madarasz, B., Jakab, G., Szalai, Z., et al. (2021). Long-term effects of conservation tillage on soil erosion

in Central Europe: a random forest-based approach. *Soil Tillage Res.* Vol. 209. Article 104959.

<https://doi.org/10.1016/J.STILL.2021.104959>

Maltsev, K. A., & Yermolaev, O. P. (2019). Potential soil loss from erosion on arable lands in the European part of Russia. *Eurasian soil science.* Vol. 52. No. 12. P. 1588-1597. DOI: 10.1134/S106422931912010X

Matthews, F., Verstraeten, G., Borrelli, P., et al. (2024). EUSED collab: a network of data from European catchments to monitor net soil erosion by water. *Sci. Data.* Vol. 10. No. 515.

<https://doi.org/10.1038/s41597-023-02393-8>

Nadal-Romero, E., Lasanta, T., García-Ruiz, J.M. (2013). Runoff and sediment yield from land under various uses in a Mediterranean mountain area: long-term results from an experimental station. *Earth Surf. Process. Landforms.* Vol. 38. No. 4. P. 346–355.

<https://doi.org/10.1002/esp.3281>

Panin, A.V., Walling, D.E., Golosov, V.N. (2001). 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.* Vol. 40. P. 185–204.

[https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00043-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00043-5)

Poluektov E. V. (2020). Soil erosion and fertility. Novocherkassk: Publishing house Lik. 229 p. (in Russ.)

Poluektov E. V., Balakay G. T. (2022). Soil erosion as a result of heavy rains in the south of the European part of Russia. *Land Reclamation and Hydraulic Engineering.* Vol. 12. No. 2. P. 1–19. (in Russ.).

<https://doi.org/10.31774/2712-9357-2022-12-2-1-19>

Remund, D., Liebisch, F., Liniger, H. P., et al. (2021). The origin of sediment and particulate phosphorus inputs into water bodies in the Swiss Midlands – A twenty-year field study of soil erosion. *Catena.* Vol. 203, Article 105290.

<https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105290>

Rysin I.I., Golosov V.N., Grigoriev I.I. et al. (2017). The impact of climate change on the dynamics of gully growth rates in the Vyatka-Kama interfluvium. *Geomorphologiya.* No. 1. P. 90–102. (in Russ.).

DOI: 10.15356/0435-4281-2017-1-90-103

Safina G.R., Golosov V.N. (2018). The effect of climate change on the annual flow distribution of small rivers in the southern half of the European territory of Russia. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki.* Vol. 160. No. 1. P. 111–125. (in Russ.)

Sharifullin A.G., Gusarov A.V., Golosov V.N. (2018). Assessment of contemporary trend of erosion/sedimentation processes in a small cultivated catchment in the Republic of Tatarstan (European Russia). *Geomorphologiya.* No. 3. P. 93–108. (in Russ.)

DOI: 10.7868/S0435428118030082

Shishkina D.Yu. (2017). Environmental assessment of the dynamics of agricultural lands in the Rostov region. *Izvestiya of universities of the North Caucasus region. Series: Natural sciences.* No. 3-1. P. 122-128. (in Russ.).

Smetanova, A., Verstraeten, G., Notebaert, B., et al. (2017). Landform transformation and long-term sediment budget for a Chernozem-dominated lowland agricultural catchment. *Catena.* Vol. 157. P. 24–34. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.05.007>

Tsymbarovich, P., Kust, G., Kumani, M., et al. (2020). Soil erosion: an important indicator for the assessment of land degradation neutrality in Russia. *Int. Soil Water Conserv. Res.* Vol. 8. No. 4. P. 418–429. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2020.06.002>

Zolina O. Change in intense precipitation in Europe (2012). In: Kundzewicz, Z.W. (Ed.), *Changes in Flood Risk in Europe. Special Publication.* No. 10. IAHS Press. Wallingford. Oxfordshire. UK. P. 97-120.

ACKNOWLEDGMENTS

The work was carried out within the framework of the state assignment of the Research Laboratory of Soil Erosion and Fluvial Processes of the Faculty of Geography of Lomonosov Moscow State University (project No. 121051100166-4)

УДК 551.435.1:551.794(470.318)

ЭВОЛЮЦИЯ ВЕРХНИХ ЗВЕНЬЕВ ЭРОЗИОННЫХ СИСТЕМ РУССКОЙ РАВНИНЫ В ОБЛАСТИ МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

А.В. Панин^{1*}, А.Ю. Сидорчук², О.К. Борисова¹, В.Р. Беляев², Ю.Р. Беляев²,
М.В. Власов³, Е.А. Еременко², Ю.Н. Фузеина², Е.Д. Шеремяцкая¹

¹ Институт географии Российской академии наук

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

³ ООО «ФРЭКОМ»

*a.v.panin@igras.ru

Поступила в редакцию 05.09.2024

После доработки 01.10.2024

Принята к публикации 10.11.2024

Аннотация. Верховья речных систем на Восточно-Европейской равнине между границами поздневалдайского (морская изотопная стадия 2 — МИС 2) и московского (МИС 6) оледенений развивались в течение последних 150 000 лет. В течение этого времени имели место, по меньшей мере, три климатических эпизода, характеризовавшихся очень высоким относительно современного поверхностным стоком, вызывавшим интенсивную глубинную и регрессивную эрозию: в конце МИС 6, во второй половине МИС 2 и в среднем голоцене. Водоразделы, осваиваемые эрозионными системами, имеют мозаичное геологическое строение, от трудно эродлируемых морен до легкоразмываемых песчаных отложений. В моренах основное углубление эрозионных форм произошло в доголоценовое время. Даже относительно крупные формы, такие как балки, еще не достигли вогнутых продольных профилей. Общей тенденцией их развития было углубление. Короткие эпизоды врезания, происходившие во время климатических интервалов с повышенным водным стоком, чередовались с длительными периодами стабилизации. В голоцене наиболее крупные эрозионные события, связываемые с эпизодами аномальной интенсивности атмосферных осадков (вероятно, ливневых), приурочены к интервалу времени от 6 до 3 тысяч лет назад. В разные отрезки этого интервала на участках с достаточно высокими уклонами и сложенных песчаными отложениями зарождались единичные овраги. Эти овраги быстро достигли предельных размеров и в настоящее время имеют выработанные вогнутые продольные профили. Все остальные овраги, прорезающие морены и коренные породы, образовались в доголоценовое время, но до сих пор далеки от выработанного состояния и имеют выпуклые, выпукло-вогнутые, ступенчатые формы продольных профилей. Разнообразие водосборных площадей, начальных уклонов склонов и свойств геологического субстрата, обуславливающих его устойчивость к эрозии, привело к большим различиям в эволюции верхних звеньев речных систем в пределах области московского оледенения по сравнению с более однородными ландшафтными условиями внеледниковых областей.

Ключевые слова: овраг, балка, врезание, аккумуляция, МИС 6, МИС 2, позднеледниковье, голоцен

ВВЕДЕНИЕ

На территории Восточно-Европейской равнины (Карта четвертичных..., 2010; Спиридонов, 1983; Velichko, Faustova et al., 2011), а также на сопредельных территориях (Astakhov, 2011; Karabanov, Matveev, 2011) границы четвертичных оледенений выделяются по литологическим и геоморфологическим признакам. Наиболее четко выделяются границы последнего оледенения, соответствующего морской

изотопной стадии 2 (МИС 2), и предпоследнего московского оледенения (МИС 6) (рис. 1). Между границами этих двух оледенений ледниковые отложения в основном имеют возраст МИС 6 (московский), по российской геологической номенклатуре (Velichko, Faustova et al., 2011). Согласно карте четвертичных образований России (2010), основной литологической единицей на этой территории является московская (МИС 6) морена, которая занимает около 60% площади и частично перекрывается покровными

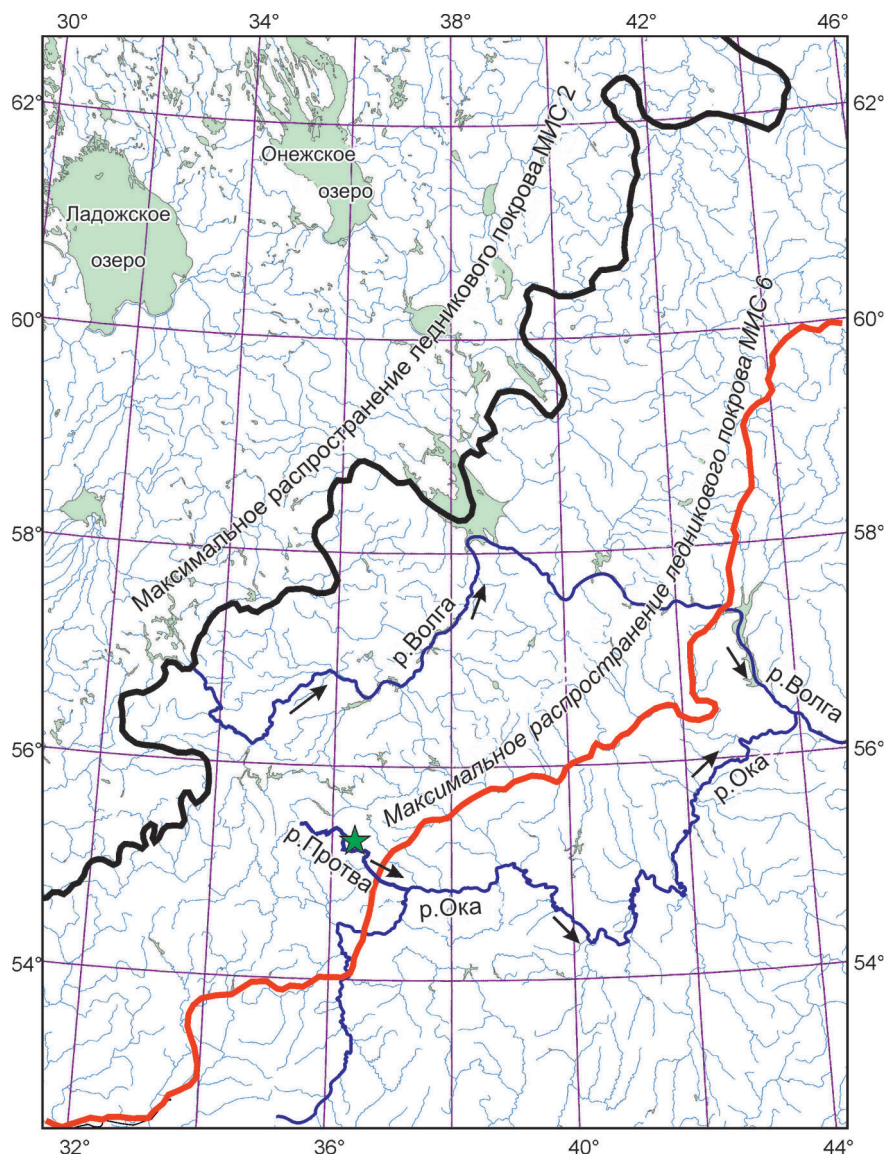


Рис. 1. Южные границы покровных оледенений МИС 6 (московского — красный) и МИС 2 (поздневалдайского — черный) на Восточно-Европейской равнине (адаптировано из (Карта..., 2010)). Звездочкой показано положение изучаемого ключевого района

Fig. 1. Southern boundaries of the MIS 6 (Moscovian — red) and MIS 2 (Late Valdai — black) glaciations on the East European Plain (adapted from (Map..., 2010)). The asterisk shows the position of the key study area

суглинками. Флювиогляциальные отложения, в основном песчано-гравийные, занимают 21%, озерно-ледниковые отложения, в основном алевритистые и глинистые, — 19% территории. Первичный ледниковый рельеф МИС 6, представленный конечно-моренными грядами, располагается в северной части территории. В южной части распространены гораздо менее контрастный пологохолмистый и пологоволнистый рельеф, сформированный в основном мертвым льдом. Здесь неглубокие ложбины стока талых ледниковых вод разделяют невысокие моренные холмы МИС 6, общая амплитуда рельефа составляет несколько десятков метров. В течение последних 150 тысяч лет типичный ледниковый рельеф за счет деятельности эрозионных процессов преобразовался из первичной моренной равнины в так называемую вторичную моренную равнину (Спиридонов, 1983).

Такие же процессы трансформации первичного ледникового рельефа эрозионными процессами были широко распространены на всей территории, подверженной оледенению МИС 6, в других регионах Европы — в Польше (Astakhov, 2011) и Германии (Karabanov, Matveev, 2011; Moskalewicz et al., 2016), а также в Северной Америке (Veldkamp, Van den Berg et al., 2002).

В данной статье обсуждается развитие малых эрозионных форм (МЭФ) между границами оледенений МИС 2 и МИС 6 за последние 150 000 лет, производится сопоставление с развитием МЭФ во внеледниковых областях. Основная информация была собрана авторами на ключевом участке, расположенном в юго-западной части территории в краевой зоне московского оледенения, с дополнительными данными из опубликованных источников.

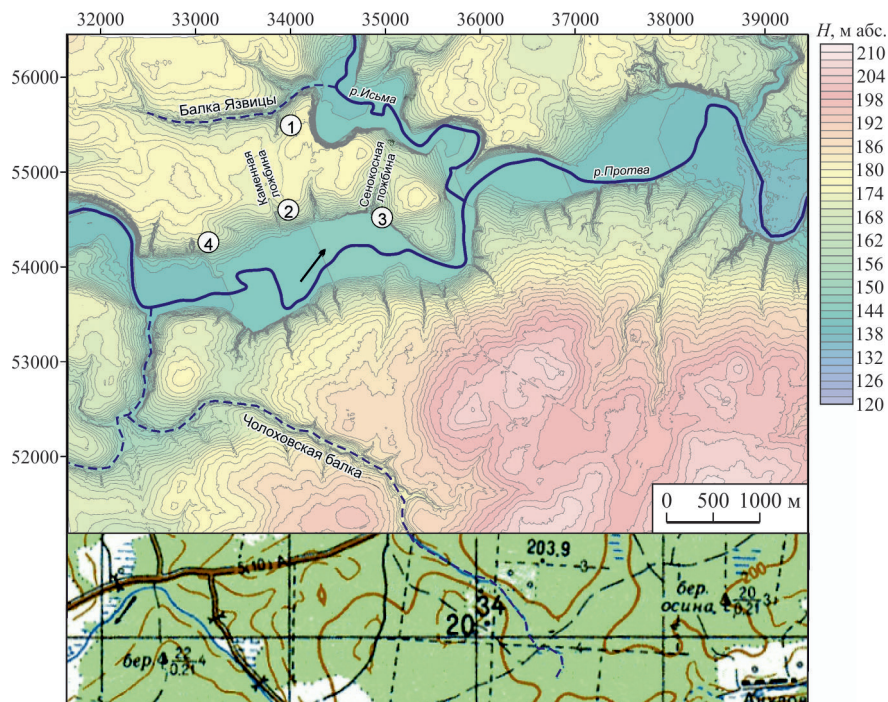


Рис. 2. Геоморфологическое строение ключевого участка в бассейне р. Протвы. Рельеф получен с лидарной ЦМР, южная часть — с топографической карты. Цифрами показано расположение оврагов: 1 — Узкий; 2 — Каменный; 3 — Сенокосная балка; 4 — Волчий

Fig. 2. Geomorphological structure of the key area in the Protva River basin. The relief was obtained from the lidar DEM, the southern part — from the topographic map. Figures show the location of ravines: 1 — Uzkiy; 2 — Kamenny; 3 — Senokosnaya Balka; 4 — Volchiy

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Геолого-геоморфологическое строение территории

Исследуемый ключевой участок расположен в краевой зоне московского (МИС 6) оледенения, на юго-восточном макросклоне Смоленско-Московской возвышенности, вблизи г. Боровска (север Калужской области) (рис. 2). Основные черты рельефа сформировались в конце среднего плейстоцена в результате деятельности ледниковых и водно-ледниковых процессов в конце МИС 6.

В настоящее время рельеф территории представляет собой вторичную моренную равнину, расчлененную долинами р. Протвы и ее притоков. Рельеф междуречий сглажен, склоны пологие (обычно менее 5°). Наиболее распространенными элементами рельефа являются моренные холмы и западины, ложбины стока талых ледниковых вод (ЛСТЛВ) и древние озерные котловины, часто занятые современными болотами. Междуречья сложены супесями и легкими суглинками ярко-красно-коричневого цвета с валунами, что очень характерно для морены МИС 6. Флювиогляциальные отложения возраста МИС 6 (пески и супеси с галькой и гравием) слагают днища ЛСТЛВ. Слой покровных суглинков мощностью 1.2–1.8 м перекрывает отложения возрастов МИС 6 и МИС 5. Во время ледниковых стадий МИС 4 и МИС 2 территория находилась в перигляциальной зоне (Спиридонов, 1983; Velichko, Faustova et al., 2011).

Глубина вреза долины реки Протвы и ее основных притоков достигает 40–50 м, а общая амплитуда рельефа в пределах ключевого района — 70–80 м (Строение..., 1996). Густота речной сети (реки и ручьи) составляет 1.3–1.4 км/км². На небольшой площади в 44 км² насчитывается более 40 оврагов.

Методы литологических и палеогеографических исследований

Строение ледникового и водно-ледникового рельефа ключевого района изучалось по космическим и аэрофотоснимкам и крупномасштабным топографическим картам. Для изучения литологии и стратиграфии осадочных пород на территории района было пробурено около 200 скважин (Строение..., 1996). Основное внимание было сосредоточено на рельефе и отложениях нескольких крупных балок и ложбин в водосборном бассейне р. Протвы. Наземная геодезическая съемка этих эрозионных форм была выполнена с помощью высокоточного GPS-навигатора (комплект Trimble 4000 SSE/SST). Для анализа использовалась цифровая модель современного рельефа и цифровая модель рельефа поверхности морены МИС 6.

Отложения в долинах, балках и оврагах изучались по обнажениям, траншеям, шурфам и скважинам. Гранулометрический состав отложений, выполняющих эрозионные формы, изучался 8- и 31-фракционным анализом. Фракции $>0,1$ мм отделялись сухим просеиванием на вибросите

Analysette 3 Pro после предварительного разрушения агрегатов. Фракции ≤ 0.1 мм диспергировали пирофосфатом натрия и разделяли в 8-фракционном анализе методом пипетки, а в 31-фракционном анализе — с помощью лазерной дифракционной установки Analysette 22 Comfort.

Радиоуглеродное датирование отложений проводилось в нескольких лабораториях со следующими индексами: МГУ — Московский университет (закрыта), ИГАН — Институт географии РАН, Ки — Институт радиогеохимии окружающей среды, г. Киев (Украина). Подробная характеристика образцов, по которым получены упоминаемые в статье даты, опубликована в (Panin et al., 2009).

Для реконструкции палеоклиматических условий осадконакопления применялся спорово-пыльцевой анализ. Палинологические данные использовались также в качестве биостратиграфического маркера. Пыльцевые диаграммы последнего (микулинского) межледникового на Восточно-Европейской равнине демонстрируют характерную последовательность региональных пыльцевых зон (Гричук, 1961), что делает отложения последнего межледникового надежным биостратиграфическим маркером. Корреляция региональных пыльцевых зон миккулинского межледникового с эемским межледниковьем в Западной и Центральной Европе хорошо установлена (Velichko, Borisova et al., 1991; Borisova, Novenko et al., 2007). Общепринятым эквивалентом последнего межледникового в глобо-

ководных отложениях является подэтап 5е МИС 5 (Zagwijn, 1996; Kukla, Bender et al., 2002).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Послеледниковый рельеф в окрестностях южной границы оледенения МИС 6

Цифровая модель рельефа (ЦМР) моренной равнины МИС 6 построена на основе абсолютных высот кровли морены, определенных по более чем 70 кернам для территории площадью 18 км². Данные о расположении скважин опубликованы (Строение..., 1996). На ЦМР (рис. 3) показана система невысоких плоских моренных холмов с вершинными поверхностями на высоте 180–205 м над уровнем моря, разделенных неглубокими ЛСТЛВ с днищами на высоте 160–170 м над уровнем моря.

Схема расположения холмов и ЛСТЛВ почти ортогональна, субширотного и субмеридионального направления, повторяет дочетвертичную морфоструктуру этой территории (Карагодина и др., 1970). В целом рельеф унаследован, но малая амплитуда рельефа кровли отложений МИС 6 (всего 20–35 м) является результатом седиментационных процессов при таянии льда — накопления основной морены на междуречьях и флювио- и лимногляциальных отложений в ЛСТЛВ.

Пологоволнистая ледниковая равнина прорезана современными долинами рек — Протвы и ее

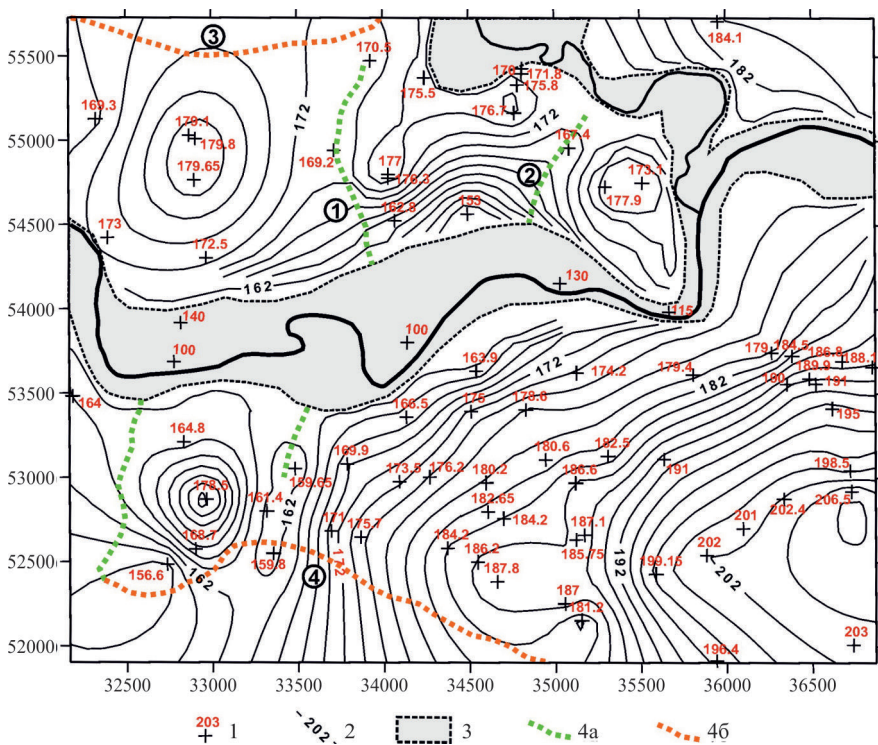


Рис. 3. Рельеф кровли морены МИС 6 на ключевом участке в бассейне р. Протвы. 1 — положение скважин с абсолютной высотой кровли морены МИС 6; 2 — изолинии высот кровли морены; 3 — речные долины; 4 — малые эрозионные формы: а — унаследованные, в ложбинах стока талых ледниковых вод, б — первичные, на склонах моренных холмов

Fig. 3. Relief of the MIS 6 moraine top at the key site in the Protva River basin. 1 — position of cores with the height (a.s.l.) of the MIS 6 moraine top; 2 — isolines of the moraine top height; 3 — river valleys; 4 — small erosion forms: a — inherited, in hollows of glacial meltwater runoff, b — primary, on the slopes of moraine hills

главного притока Исьмы. Скважины на исследованном участке долины достигают коренных пород — каменноугольных известняков и глин на высотах 105–115 м над уровнем моря, то есть на 25–30 м ниже самых глубоких врезов современной Протвы (Строение..., 1996; Комплексный..., 1992; Антонов, Гунова и др., 2019). Отчасти это локальное переуглубление долины могли вызвать карстовые процессы, но они (в силу своей локальности) не могли сформировать общую геометрию глубокого и широкого вреза долины Протвы. Предположительно, эта линейная отрицательная форма была сформирована в конце МИС 6 потоками подледниковых вод. Впоследствии она была заполнена флювиогляциальными отложениями в позднеледниковое время МИС 6 и в ходе сложной эволюции долины в МИС 5 — МИС 1.

Послеледниковая эволюция верхних звеньев речной сети

Современная речная сеть на территории, покрытой ледниковым покровом в МИС 6, частично унаследовала каналы стока талых ледниковых вод, частично заложилась на склонах моренных холмов. Нами изучены процессы эрозии и осадконакопления вдоль таких каналов стока разного размера и с разной степенью послеледниковой трансформации. В результате в верхних звеньях эрозионной сети были выделены два основных типа малых эрозионных форм (МЭФ) (см. рис. 3):

1. МЭФ, унаследовавшие ложбины стока талых ледниковых вод, преимущественно меридионального направления. ЛСТЛВ были заполнены песчано-алевритистыми отложениями и до врезания МЭФ имели почти плоское дно и пологие склоны.

2. МЭФ с U-образным поперечным профилем с крутыми склонами и широким дном, часто с ручьями (балки). Такие МЭФ в основном врезаны в плотные суглинки с обилием гравия и валунов — морены МИС 6 или более ранних оледенений — и в основном имеют широтное направление. На некоторых участках эти формы также наследуют водно-ледниковый рельеф. Часто они меняют направление на продольное, наследуя фрагменты ЛСТЛВ, заполненных песками и алевритами.

Геологическое строение и история развития МЭФ первого типа

Исследованы две МЭФ первого типа — Каменная ложбина (номер 1 на рис. 3) и Сенокосная ложбина (номер 2 на рис. 3) (рис. 4). Каменная ложбина (рис. 4,А) имеет длину 650 м, площадь бассейна 0.66 км². Она простирается между долинами р. Протвы и ручья Язвицы. Скважина 4-1, пройден-

ная в одном из обводненных понижений в средней части Каменной ложбины, вскрыла слой покровного суглинка мощностью около 2 м и флювиогляциальной супеси мощностью 2.5 м, перекрывающей морену МИС 6. Траншея в южной части Каменной ложбины вскрывает около 2 м отложений, перекрывающих морену МИС 6, из которых нижние 0.5–0.7 м представлены склоновыми (солифлюкционными) и флювиогляциальными отложениями, верхние 1.3–1.5 м — покровными суглинками. В траншее в северной части Каменной ложбины вскрыты озерные отложения МИС 6, перекрытые склоновыми (солифлюкционными) и флювиогляциальными отложениями мощностью около 1.5 м.

Такое литологическое строение свидетельствует о том, что Каменная ложбина сформировалась во время оледенения МИС 6 в результате водно-ледниковой эрозии и аккумуляции. В дальнейшем Каменная ложбина была заполнена склоновыми отложениями с последующим формированием покровных суглинков. За период с конца МИС 6 до голоцена следов эрозии здесь не обнаружено. В бассейне р. Протвы было пробурено еще несколько МЭФ 1-го типа с целью изучения состава заполняющих их отложений. Все эти МЭФ были заполнены покровными суглинками, непосредственно перекрывающими флювиогляциальные отложения МИС 6 (Карагодина и др., 1970).

В Каменную ложбину с двух сторон врезаются два оврага — Узкий на севере и Каменный на юге. Узкий овраг (рис. 5) имеет длину около 250 м и площадь бассейна 0.16 км². В верхней части овраг пререзает флювиогляциальные и озерные пески и алевриты. В нижней части овраг размывает более плотную морену на склоне балки Язвицы. Несколько ¹⁴С-дат показывают, что овраг достиг своей полной длины около 1700 лет назад и после этого был стабилен. Длина Каменного оврага составляет около 400 м, площадь бассейна — 0.5 км². В верхнем течении на протяжении около 150 м он врезается в широкую заболоченную плоскую часть днища Каменной ложбины; нижняя часть оврага пререзает склон долины реки Протвы.

Еще одна МЭФ первого типа — Сенокосная ложбина — имеет длину 550 м и площадь бассейна 0.27 км² (номер 2 на рис. 3). Она пересекает междуречье долин рек Протвы и Исьмы (рис. 4,Б). На севере Сенокосная ложбина сливается с фрагментом аккумулятивной песчаной террасы в долине р. Исьмы (долинный зандр), предположительно сформированной талыми водами ледникового покрова МИС 6. В северной части Сенокосная ложбина имеет асимметричный ящикообразный поперечный профиль с крутизной западного скло-

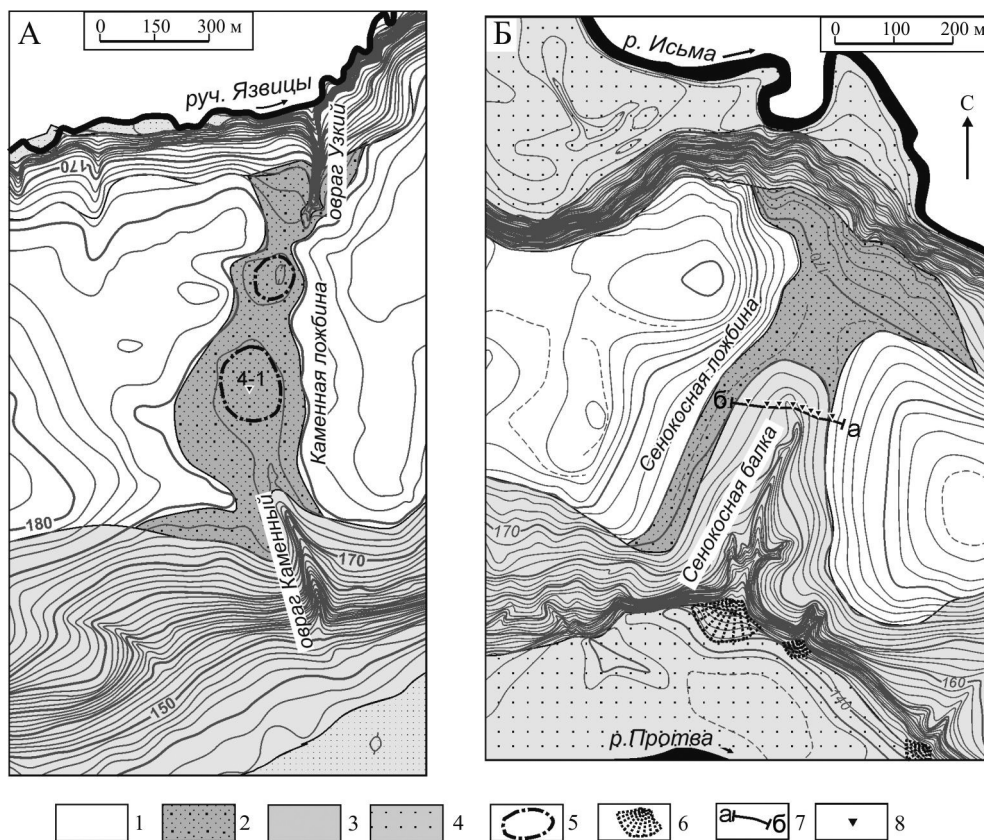


Рис. 4. Рельеф МЭФ 1-го типа: Каменная ложбина (слева) и Сенокосная ложбина (справа). 1 — междуречья; 2 — ложбины стока талых ледниковых вод; 3 — овраги; 4 — пойма реки; 5 — заболоченные понижения; 6 — конусы выноса оврагов; 7 — траншея; 8 — скважины

Fig. 4. Relief of small erosion forms type 1: Kamennaya hollow (left) and Senokosnaya hollow (right). 1 — interfluvies; 2 — glacial meltwater runoff hollows; 3 — gullies; 4 — river floodplain; 5 — waterlogged depressions; 6 — gully fans; 7 — trench; 8 — cores

на $10-12^\circ$ и восточного — $6-8^\circ$. В южной части ее поперечный профиль V-образный с симметричными слабовыпуклыми склонами $7-8^\circ$.

Покровные суглинки мощностью 1–5 м перекрывают склоны и днище Сенокосной ложбины на всем ее протяжении (рис. 6). В составе покровных суглинков преобладают алевроитистые частицы (преимущественно крупнозернистые) — от 68 до 71% (рис. 7). Содержание глинистых частиц составляет 20–23%, песка — 6–8%.

Нижняя часть этих отложений может быть интерпретирована как результат делювиальных и солифлюкционных процессов на склонах. Механический состав этих отложений отличается от покровных суглинков более высоким содержанием песка (20–45%) и включениями гравия.

Бурение выявило довольно сложное строение отложений под покровным суглинком. Склоны первичной ЛСТЛВ сложены мореной МИС 6 типичного красно-коричневого цвета. В основном она состоит из суглинка с многочисленными включениями

гравия и мелких валунов с прослоями и линзами песка с гравием, супеси и глины. Для морены характерен полимодальный гранулометрический состав (рис. 7). Выявлены два максимума — в песке (от 30 до 80%) и в алевроите (до 40%), с разрывом в размерах частиц 60–80 мкм. Гранулометрический состав морены принципиально отличается от состава покровных суглинков наличием максимума в песчаной фракции.

Погребенная ЛСТЛВ, сформировавшаяся в конце МИС 6, врезана в морену. Ее глубина составляет около 8 м, ширина — 120 м (см. рис. 6). Она заполнена светло-серым, преимущественно мелко- и среднезернистым песком. Над песком залегает прослойка темно-серой супеси и суглинка общей мощностью 40–50 см. Постепенное уменьшение интенсивности темного цвета сверху вниз этой прослойки позволяет предположить, что она может быть остатком погребенной почвы.

Более узкая U-образная эрозионная форма шириной 20–50 м (древний овраг) врезана во

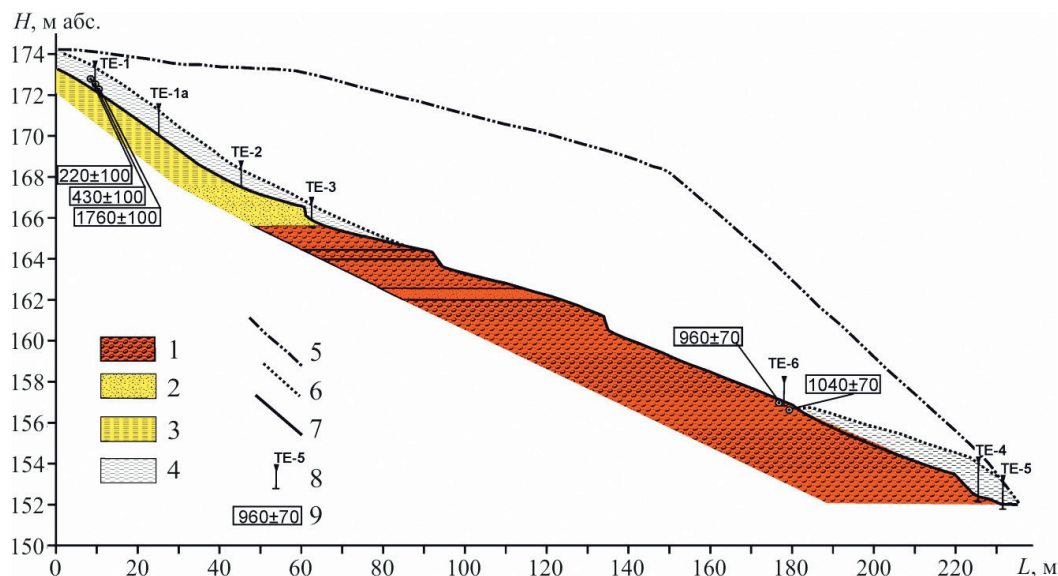


Рис. 5. Продольный профиль Узкого оврага. 1 — морена МИС 6; 2 — флювиогляциальный песок; 3 — озерный алеврит; 4 — голоценовое заполнение оврага; 5 — исходный склон; 6 — поверхность овражной террасы; 7 — дно оврага; 8 — положение поперечных профилей со скважинами; 9 — ^{14}C -даты

Fig. 5. Long profile of the Uzkiy gully. 1 — MIS 6 moraine; 2 — fluvioglacial sand; 3 — lacustrine silts; 4 — Holocene gully fill; 5 — original slope; 6 — gully terrace surface; 7 — gully bottom; 8 — position of cross profiles with cores; 9 — ^{14}C -dates

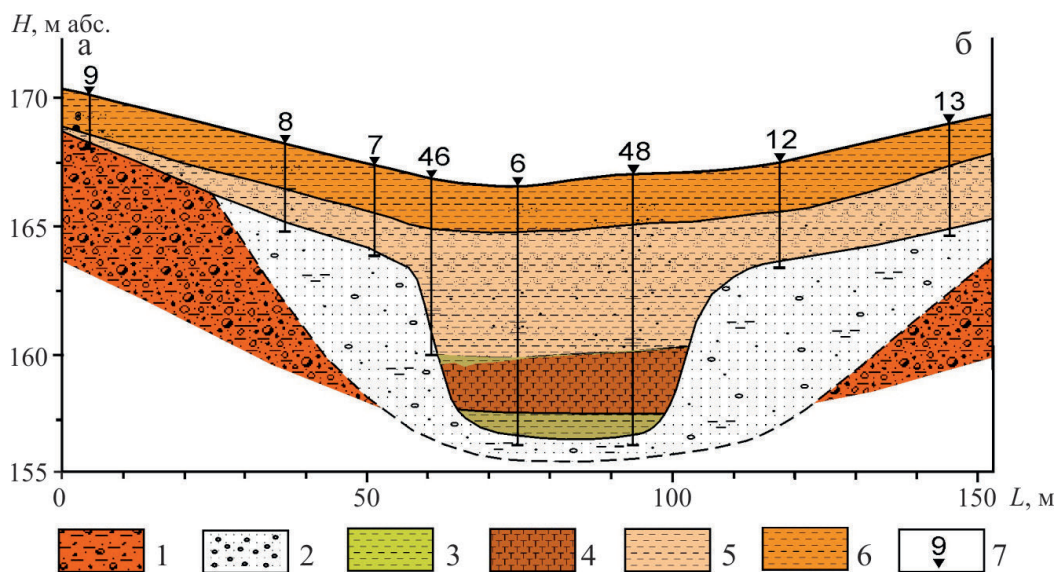


Рис. 6. Поперечный профиль Сенокосной ложбины. 1 — морена МИС 6; 2 — флювиогляциальные пески и гравий; 3 — коричнево-серые суглинки; 4 — торф; 5 — склоновые пески и суглинки; 6 — покровные суглинки; 7 — скважины

Fig. 6. Cross profile of the Senokosnaya hollow. 1 — MIS 6 moraine; 2 — fluvioglacial sands and gravels; 3 — brown-grey loams; 4 — peat; 5 — slopewash sands and loams; 6 — cover loams; 7 — cores

флювиогляциальное песчаное заполнение котловины. Этот древний овраг, в свою очередь, заполнен отложениями общей мощностью около 10 м (см. рис. 6). Самая глубокая часть погребенного оврага в сечении а—б заполнена коричнево-серым средним суглинком (№ 3 на рис. 6) и торфом с рас-

тительным детритом (№ 4) общей мощностью около 3.5 м. Это органическое вещество перекрывается склоновыми отложениями — светло-коричневым суглинком с линзами серой супеси и темно-серой супеси с пятнами желтого песка (№ 5) общей мощностью около 4.5 м. Самый верхний слой состоит из

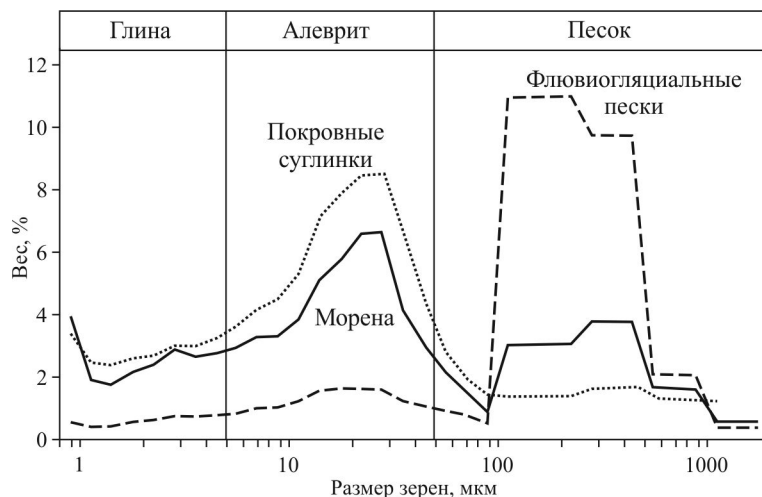


Рис. 7. Гранулометрический состав различных отложений в Сенокосной ложбине

Fig. 7. Grain size composition of different sediments in the Senokosnaya hollow

покровного суглинка (№ 6) мощностью около 2 м. В других скважинах состав отложений аналогичен, хотя мощность слоев может варьировать.

Спорово-пыльцевой анализ органических отложений (торфа и буро-серого суглинка) показал последовательность пыльцевых зон, характерных для последнего (микулинского) межледникового (Еременко и др., 2010). Торфяные отложения этого возраста широко распространены на территории, перекрывавшейся покровным ледником МИС 6. Отложения торфа последнего межледникового встречаются в старицах на речных террасах, в понижениях на поверхности морены МИС 6 и в древних оврагах и балках (Тюренов, Виноградова, 1973).

Морфология и характер отложений Сенокосной ложбины позволяют реконструировать ее послеледниковую историю. На стадии деградации ледника МИС 6 талые воды образовали русло, которое впоследствии было частично заполнено флювиогляциальным песком. В самом конце среднего плейстоцена (в позднеледниковые оледенения МИС 6) в средней части дна этой котловины активизировались эрозионные процессы и образовался овраг глубиной 10 м, который впадал в долину Протвы, а в верховье почти достигал местного водораздела. Интенсификация врезания приходится на время смены ландшафтно-климатических условий с перигляциальных в конце МИС 6 на межледниковые в МИС 5е. В начале МИС 5е процесс эрозионного врезания приостановился. С накоплением суглинка (слой 6) овраг постепенно заполнялся. Средняя часть МИС 5е (климатический оптимум последнего межледникового) была временем накопления торфа на дне оврага. Позднее, в МИС 5, торф был перекрыт делювиальными (склоновыми) отложениями. После этого

дно и склоны Сенокосной ложбины перекрыл слой покровных суглинков, частично переработанных солифлюкцией.

Новая активизация эрозионных процессов в голоцене привела к формированию современных оврагов. Как и в Каменной ложбине, две МЭФ рассекают Сенокосную ложбину с двух сторон — небольшой безымянный овраг на севере и Сенокосная балка на юге. Сенокосная балка (рис. 8) имеет длину около 500 м и площадь бассейна 0.23 км². В верхних 300 м она прорезает суглинки и пески в днище Сенокосной ложбины. В нижней части балка врезана в более устойчивую морену на крутом склоне долины Протвы. Балка образует крупный конус выноса на пойме р. Протвы. Согласно ¹⁴C-дате $10\,380 \pm 110$ ВР, этот участок поймы существовал уже к началу голоцена. Вероятно, овражная эрозия и аккумуляция на конусе выноса начались еще в бореальном периоде и усилились в результате действия сильного лесного пожара. В пределах балки рассеяны многочисленные частицы древесного угля, они образуют отчетливые слои в более молодых отложениях с датами ¹⁴C в диапазоне 2240–2700 лет ВР. В настоящее время верховья балки стабильны (Panin et al., 2009).

Геологическое строение и история эволюции МЭФ второго типа

Исследованы две МЭФ типа 2 — крупные балки: ручья Язвицы и Чолоховская (см. рис. 2, 3). Площадь бассейна балки Язвицы (№ 3 на рис. 3) составляет 6.5 км², длина — 3.5 км, глубина в нижней части долины достигает 22 м. Литологическое строение дна этой МЭФ изучено на десяти поперечных профилях в более чем 50 скважинах и обнажениях (рис. 9).

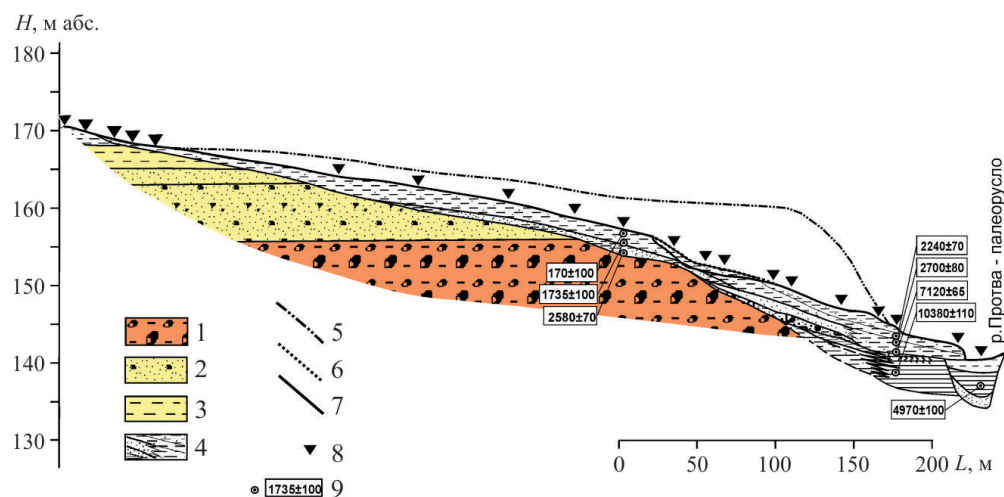


Рис. 8. Продольный профиль Сенокосной балки. 1 — морена МИС 6; 2 — флювиогляциальный песок с гравием; 3 — озерный алеврит; 4 — голоценовые отложения (пески и суглинки); 5 — исходный склон; 6 — поверхность балочной террасы; 7 — тальвег; 8 — положение поперечных профилей со скважинами; 9 — ^{14}C -даты

Fig. 8. Long profile of the Senokosnaya gully. 1 — MIS 6 moraine; 2 — fluvio-glacial sand with gravel; 3 — lacustrine silts; 4 — Holocene deposits (sands and loams); 5 — original slope; 6 — gully terrace surface; 7 — thalweg; 8 — position of cross profiles with cores; 9 — ^{14}C -dates

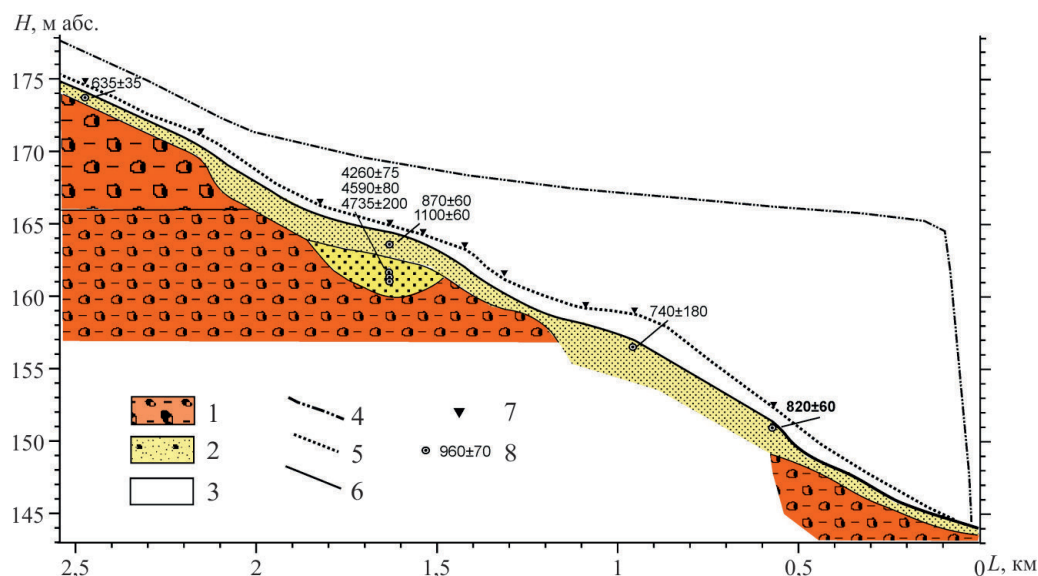


Рис. 9. Продольный профиль балки Язвицы. 1 — морена МИС 6; 2 — песок с гравием; 3 — отложения балочной террасы (песок и суглинок); 4 — исходный склон; 5 — поверхность балочной террасы; 6 — тальвег; 7 — профили со скважинами; 8 — ^{14}C -даты

Fig. 9. Long profile of the Yazvitsa balka. 1 — MIS 6 moraine; 2 — sand with gravel; 3 — balka terrace deposits (sand and loam); 4 — initial slope; 5 — balka terrace surface; 6 — thalweg; 7 — profiles with cores; 8 — ^{14}C -dates

Балка Язвицы врезана в тяжелый суглинок с валунами — морену МИС 6. Отложения, перекрывающие морену в Язвицкой балке, относительно маломощные. В их основании по всей ширине дна залегает гравийный базальный горизонт мощностью 15–25 см с пологоволнистым основа-

нием. Он перекрывается мелко- и среднезернистым хорошо отсортированным песком, переходящим вверх по склону в супесь.

Структура и текстура отложений (наличие базальной фации, уменьшение крупности материала от нижних слоев к верхним) позволяют интерпре-

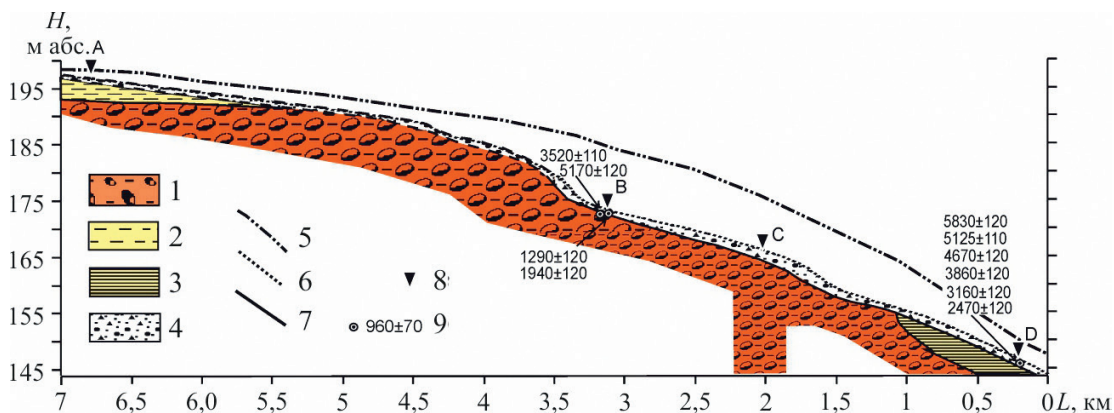


Рис. 10. Продольный профиль Чолоховской балки. 1 — морена МИС 6; 2 — озерно-ледниковые алевриты; 3 — отложения МИС 5е; 4 — голоценовые отложения (песок и суглинок); 5 — исходный склон; 6 — поверхность балочной террасы; 7 — тальвег; 8 — положение поперечных профилей со скважинами; 9 — ^{14}C -даты

Fig. 10. Long profile of the Cholokhovskaya balka. 1 — MIS 6 moraine; 2 — glacio-lacustrine silts; 3 — MIS 5e deposits; 4 — Holocene deposits (sand and loam); 5 — original slope; 6 — surface of the balka terrace; 7 — thalweg; 8 — position of cross profiles with cores; 9 — ^{14}C -dates

тировать их как русловой аллювий постоянного водотока. Такой русловой аллювий встречается по крайней мере в 2,5 км от устья долины. Это позволяет предположить, что в прошлом постоянный водоток начинался дальше вверх по долине более чем на 1000 м по сравнению с современным водотоком. Общая мощность балочного аллювия в большинстве разрезов составляет 60–90 см. Радиоуглеродная дата, полученная по древесному углю из этого слоя, составляет 4735 ± 200 BP (MGU-1474), что примерно соответствует границе атлантического и суббореального периодов голоцена. Предположительно, все более древние отложения Язвицы были вымыты.

Отложения, перекрывающие русловой аллювий, представлены преимущественно легкими суглинками, часто с выраженной слоистостью (с чередованием песчано-суглинистых и иловатых слоев). В верхней части балки эти отложения в основном имеют склоновое происхождение. В средней части они представляют собой отложения слившихся конусов выноса небольших оврагов и промоин, расчленяющих склоны балки. Нижний слой склоновых отложений содержит обильные включения углей размером до 2–3 см. По древесному углю из основания склоновых отложений были получены следующие радиоуглеродные даты: 635 ± 75 (Ki-5243), 740 ± 180 (IGAN-1643), 820 ± 60 (MGU-1457), 1100 ± 60 (MGU-1475). Поскольку эти даты должны включать биологический возраст деревьев, они могут завышать время самого пожара на 100 лет. Тем не менее интервал в 450 лет между этими датами скорее всего указывает на несколько пирогенных событий.

Описанная последовательность отложений показывает, что в основной части балки Язвицы преобладала глубинная эрозия, так как там сохранилась лишь небольшая доля отложений. Предположительно, долина ручья длиной 3,5 км сформировалась в основном в результате эрозионных событий в позднеледниковую эпоху МИС 6 и МИС 2. Из-за высокой противоэрозионной устойчивости морены глубина вреза была невелика, а продольный профиль дна достаточно крутой, чтобы вызвать последующий вынос отложений. Последнее событие врезания датируется концом атлантического периода голоцена, когда постоянный поток переносил отложения в нижних 2500 м балки. В период 600–1100 лет назад в результате серии пожаров на водосборе усилились склоновые процессы, и тыловые участки дна балки Язвицы были покрыты склоновыми шлейфами.

Площадь водосбора Чолоховской балки составляет $13,6 \text{ км}^2$ (рис. 2, цифра 4 на рис. 3). Общая длина балки составляет около 7 км, а постоянный водоток (Чолоховский ручей) начинается в 3 км от ее устья. С помощью высокоточного GPS-навигатора (Trimble 4000 SSE/SST) по дну балки были проложены четыре профиля. Для изучения отложений на дне и на склонах балки было выкопано более 40 шурфов.

Чолоховская балка имеет выпуклый продольный профиль (рис. 10). В верхнем течении (7–4,5 км от устья) глубина и ширина балки по бровкам невелики (1–2 м и 30–60 м соответственно). В среднем течении (4,5–1,1 км) глубина балки увеличивается, достигая максимума 10–12 м в 2,5–3,5 км от устья.

Вместе с глубиной увеличивается и общая ширина балки по бровкам — чуть более 100 м, но ширина ее днища не превышает 40–50 м. В нижнем течении (1100 м) глубина балки постепенно уменьшается до 3–4 м вблизи устья, а общая ширина по бровкам и ширина днища значительно увеличиваются (до 150–170 и 100–120 м соответственно). Чолоховская балка наследует ЛСТЛВ субширотного направления.

В верховьях балки встречаются флювиогляциальные или лимногляциальные пески и алевриты (рис. 10, разрез А). В самой нижней части Чолоховской балки (рис. 10, разрез D) скважиной вскрыты древние озерно-аллювиальные отложения мощностью 2–3 м, перекрытые голоценовым аллювием. По палинологическим данным, эти отложения накапливались в течение последнего межледниковья (МИС 5е) (Рычагов, Алешинская и др., 1989).

Вдоль большей части Чолоховской балки, там, где она врезана в тяжелый суглинок с валунами — морену МИС 6, отсутствуют выполняющие отложения старше голоцена.

Голоценовый аллювий в средней части Чолоховской балки имеет двучленное строение (рис. 10, разрезы В и С). В основании пачки отложений лежит базальный горизонт мощностью до 0.8–0.9 м, состоящий из крупнозернистого песка и гравия. Последняя фаза его формирования, по данным радиоуглеродного датирования, — конец атлантического периода голоцена (5170 ± 120 ВР). Базальный грубообломочный материал перекрыт песком и суглинком, датруемыми в пределах 3520 ± 110 — 1940 ± 120 ВР. Склоновые отложения с углями в основании, датированные 1280 ± 120 ВР, перекрывают балочный аллювий в тыловой части днища. Предположительно, они являются результатом возросшей эрозии склонов в результате лесного пожара.

В нижней части балки современное русло ручья врезано в донные отложения, образуя хорошо выраженную террасу (рис. 10, сечение D). Базальный слой аллювия мощностью 0.5–1 м состоит в основном из гальки и валунов, вымытых из нижележащей морены. Из верхней части этого слоя получены даты 5830 ± 120 и 5125 ± 110 ВР. Базальный аллювий перекрыт 1–1.5 м мелкозернистого песка и супеси, выше — 50–70 см суглинка. По частицам древесного угля, найденным в основании слоя суглинка, была получена дата 4670 ± 120 ВР.

Наиболее выраженный пояс меандрирования русла ручья (пойма) имеет ширину около 40 м. Аллювий здесь также имеет двучленное строение. Нижний слой гравия с галькой имеет мощность 30–40 см, верхний слой суглинка — 1–1.5 м. Несколько

радиоуглеродных дат, полученных из различных участков поймы ручья, относят его формирование к позднесуббореальному — раннесубатлантическому периоду (3860 ± 120 , 3160 ± 120 , 2470 ± 120 ВР). На поперечном профиле D в нижнем течении балки более древний базальный горизонт аллювия под террасой залегает на 0.7–1 м выше, чем более молодой базальный аллювий под поймой ручья. Это позволяет сделать вывод о том, что в позднем голоцене процесс врезания балки продолжался, по крайней мере, в ее нижнем течении.

Чолоховская балка сформировалась в результате эрозионного события позднеледниковья МИС 6. Это подтверждается наличием отложений последнего межледниковья в заполнении самого глубокого разреза в нижнем течении Чолоховской балки (Рычагов, Алешинская и др., 1989). Отложения временного интервала от поздних подэтапов МИС 5 до начала среднего голоцена в обеих балках отсутствуют.

В обеих балках присутствуют аллювиальные отложения среднего и позднего голоцена. Строение этих отложений указывает на то, что некогда постоянные водотоки с типичным руслом существовали почти по всей длине балок, тогда как современные постоянные ручьи начинаются значительно ниже верховьев балок. Наличие руслового аллювия выше по течению от верховьев современных постоянных ручьев свидетельствует о более высоком уровне стока в среднем голоцене.

Конец этого этапа ознаменовался активизацией пирогенной эрозии, что привело к накоплению склоновых отложений в днищах балок, особенно в балке Язвицы.

Овражная эрозия в верховьях речной сети

На голоценовом этапе врезания в ложбинах, а также на склонах долин рек и балок закладывались овраги. В пределах изученной ключевой территории насчитывается около 40 оврагов, 19 из которых были исследованы (Panin et al., 2009).

История развития оврагов отражена в строении коррелятных отложений, вынесенных при врезании оврагов и отложенных на конусах выноса. Конусы выноса большинства из 19 оврагов частично уничтожены боковой эрозией рек или ручьев (Panin et al., 2009). Лучшее всего коррелятные отложения сохранились на конусе выноса Волчьего оврага (объем конуса составляет около 48% объема оврага). Эта МЭФ является типичным примером берегового оврага на крутом склоне речной долины.

Волчий овраг расположен на левом борту долины Протвы. Он врезается в крутой (7 – 10°) и высо-

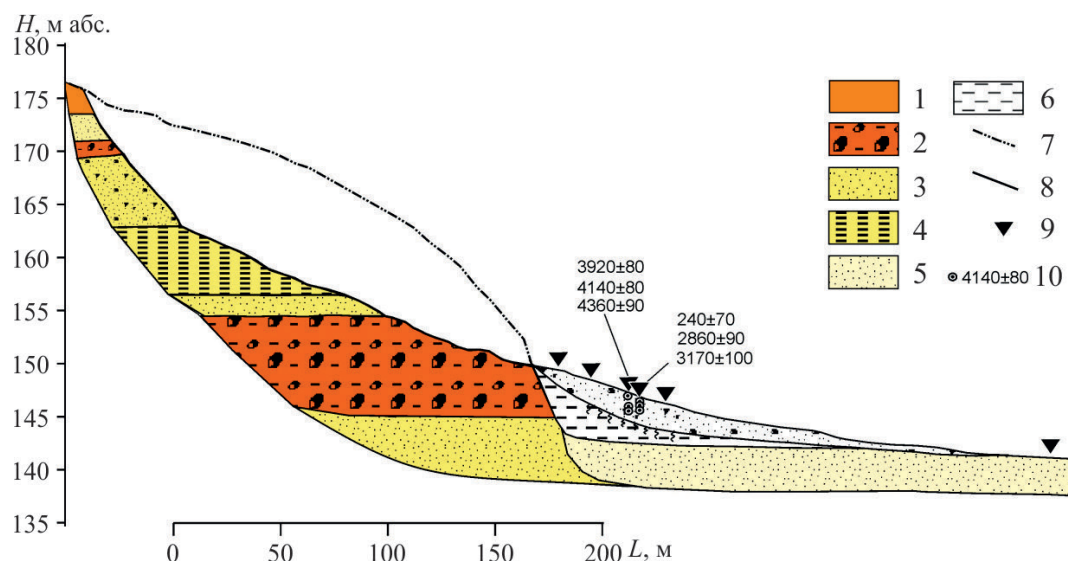


Рис. 11. Продольный профиль Волчьего оврага. 1 — покровные суглинки; 2 — морена; 3 — флювиогляциальный песок; 4 — озерно-ледниковые алевриты; 5 — пойменные отложения р. Протвы (песок и суглинок); 6 — отложения конуса выноса; 7 — исходный склон; 8 — тальвег; 9 — поперечные профили со скважинами; 10 — ^{14}C -даты

Fig. 11. Long profile of the Volchiy gully. 1 — cover loams; 2 — moraine; 3 — fluvioglacial sand; 4 — glacio-lacustrine silts; 5 — floodplain deposits of the Protva River (sand and loam); 6 — gully fan deposits; 7 — original slope; 8 — thalweg; 9 — cross profiles with cores; 10 — ^{14}C -dates

кий (20–22 м) склон долины. Овражная система состоит из основного оврага и трех отвершков. На всем протяжении овраг имеет четко выраженные бровки и прямые склоны крутизной от 20–30°. В верхней части овраг пререзает маломощный слой покровных суглинков, затем флювиогляциальные пески и тонкий супесчаный слой морены (рис. 11). Ниже овраг пререзает 15-метровую толщу легко размываемых флювиогляциальных песков и алевритов. Подстилающий моренный слой — тяжелый суглинок с крупным песком и гравием — пререзан оврагом в самой нижней его части. В тальвеге оврага выражено несколько ступеней длиной 15–20 м, но в целом его продольный профиль имеет вогнутую форму. Профиль оврага полностью развит, и за почти четыре десятилетия наблюдений в овраге не проявлялась эрозионная активность.

Конус выноса Волчьего оврага имеет округлую форму в плане диаметром около 200 м. Отложения конуса можно разделить на две толщи, соответствующие двум этапам аккумуляции (рис. 11). Верхняя пачка, выклинивающаяся к краям конуса, представлена песком с гравием и мелкими валунами. Нижняя состоит из песка в верхней части и алеврита и глины в нижней.

Конус выноса лежит на суглинках склонового шлейфа долины Протвы. На поверхности этих суглинков развита почва с хорошо дифференци-

рованным профилем. На контакте между пролювием и погребенной почвой были обнаружены многочисленные крупные куски древесного угля как в овражных отложениях, так и в погребенной почве. ^{14}C -даты, полученные по углям (4140 ± 80 , Ки-11553 и 4360 ± 90 , Ки-11554), позволяют определить время возникновения пожаров. Еще несколько радиоуглеродных дат по отложениям конуса выноса (см. рис. 11) позволяют проследить историю развития оврага. Первоначально овраг сформировался между 4.5 и 5 тысячами календарных лет ВР, когда лесной пожар или серия пожаров уничтожили растительность на склоне и тем самым вызвали овражную эрозию. Развитие оврага, вероятно, началось в средней части склона, сложенной наиболее легко размываемыми песчаными и алевритовыми отложениями. Первая фаза роста овражной системы заняла около 3200 лет. За это время, когда сформировалась основная часть эрозионного объема оврага, было отложено около 95% объема конуса выноса. Скорость аккумуляции в центральной части конуса в это время была практически постоянной и в среднем достигала 0.7 мм/год. На равномерность скорости аккумуляции указывает низкая изменчивость размера частиц отложений. Вторая фаза развития оврага — его стабилизация — соответствует длительной устойчивости отложений конуса выноса.

ДИСКУССИЯ

Рельеф — один из самых инертных компонентов ландшафта, уступающий в этом отношении только литогенной основе. Изменения климатических условий влияют на рельефообразующие процессы, но, несмотря на их изменение, в рельефе долгое время сохраняются реликтовые формы, соответствующие совершенно иным условиям рельефообразования. Главный вопрос заключается в том, как долго такие реликтовые геоморфологические особенности будут сохраняться в ландшафте и каковы механизмы их трансформации в меняющихся ландшафтно-климатических условиях. В отличие от развития речных долин (Macklin et al., 2012), реакция на изменение климата верхних звеньев гидрографической сети изучена не так хорошо.

Большинство исследователей сходятся во мнении, что формирование МЭФ и основные этапы эрозии в балках и древних оврагах Русской равнины происходили в холодные фазы ледниково-межледниковых климатических ритмов, а в межледниковья склоны и днища малых эрозионных форм стабилизировались почвенным покровом (Дедков, 1975; Асеев, Дедков, 1981; Хруцкий, Косцова, 1981; Хруцкий, 1985; Бутаков, 1986; Бутаков, Ермолаев и др., 1991; Хруцкий и др., 1998а,б; Сычева, 2003, 2005; Беляев, Григорьева и др., 2008; Панин, 2017; Panin, Borisova et al., 2020). Доголоценовое увеличение эрозии и последующая ее стабилизация в начале голоцена также известны для разных регионов Европы. В южной Англии активизация эрозии и значительное углубление кумбов (coombs) — глубоких оврагов в коренных карбонатных породах — произошли во время похолодания молодого дриаса (Kerney, Brown et al., 1964). Болотные почвы, сформировавшиеся на прилегающей равнине при стабильных условиях в аллереде, были затем погребены под отложениями конусов выноса. В голоцене днища балок стабилизировались почвами. В юго-восточной Англии фаза глубинной эрозии наблюдалась 21–18 тыс. лет назад, но крупное врезание МЭФ произошло не позднее 88 тыс. лет назад (МИС 5а) (Murton, Bateman et al., 2003). Активная эрозия в небольших балках во время различных холодных фаз последнего ледниково-межледникового климатического ритма была выявлена и в других регионах Великобритании, например, в южных Пеннинах (Warwick, 1964) и на юго-западе Англии (Gardiner, 1995). В Бельгии крупные древние овраги начали формироваться в доголоценовых перигляциальных условиях (Langohr et al., 1985). На севере Франции обнаружены две основные фазы углубления вторичного оврага длиной 1 км в днище балки:

донный овраг сформировался в перигляциальных условиях до 30 тыс. лет назад и претерпел еще одну фазу врезания в позднеледниковье (Lahousse et al., 2003). В Парижском бассейне большинство оврагов сформировалось в условиях перигляциального климата, а врезание, начавшееся с суббореала, объясняется усилившейся тектонической деятельностью и воздействием человека (Lague, 2005). На Украине активное врезание эрозионной сети произошло в конце ледниковой эпохи МИС 6, а следующая фаза углубления балок относится к позднеледниковому периоду (Matoshko, 2012). В краевой зоне последнего (МИС 2) оледенения в Балтийском регионе активизация линейного роста эрозионной сети произошла на границе оледенения и межледниковья (Басаликас, Швядас, 1981).

Полученные в нашем исследовании данные по области московского (МИС 6) оледенения также подтверждают эту точку зрения. На исследуемой территории активизация линейного роста в верхних звеньях эрозионной сети произошла в конце оледенения МИС 6. Активизация эрозионных процессов была очень масштабной: верховья оврагов почти достигали местных водоразделов, как в Сенокосной ложбине. В оптимум следующего межледниковья (МИС 5е) верховья эрозионных систем были устойчивы, а овраги трансформировались в более пологие формы — балки. В болотах, занимавших тогда днища ложбин в верховьях балок, происходило торфонакопление. Похолодание в МИС 5d-а вызвало новое увеличение аккумуляции, по крайней мере, в вершинах эрозионных форм.

Пролувиальные отложения возраста МИС 4 — МИС 2 в балках и ложбинах на исследуемой территории не обнаружены, хотя предположительно в этот период склоновые отложения и покровные суглинки должны были хотя бы частично заполнять эрозионные формы (Хруцкий, 1985; Бутаков, 1986). Вполне возможно, что эти отложения были вынесены из малых эрозионных форм на следующем этапе врезания в позднеледниковье (Панин, 2017; Panin, Borisova et al., 2020). Эрозионное событие в конце МИС 2 было менее мощным, чем в конце МИС 6. Поскольку овраги, образовавшиеся в конце МИС 2, были короче оврагов МИС 6, более древние отложения заполнения МЭФ частично сохранились вблизи водоразделов. Поэтому в более мелких эрозионных формах, таких как Каменная и Сенокосная ложбины, отложения временного интервала от МИС 4 до МИС 2 не были размыты полностью во время эрозионного события в конце МИС 2, хотя они были уничтожены в более крупных эрозионных формах — Чолоховской балке и Язвцах. Таким об-

разом, в двух последних ледниково-межледниковых ритмах углубление небольших долин происходило в самом конце холодных частей ритмов в позднеледниковые как МИС 6, так и МИС 2–4, в переходные фазы к межледниковьям. В межледниковые эпохи днища МЭФ были стабильны.

Существуют различные мнения о механизме углубления МЭФ в перигляциальных областях. Одни исследователи считают, что активизация линейной эрозии в днищах небольших балок произошла из-за увеличения стока, вызванного снижением проницаемости поверхности в условиях вечной мерзлоты (Дедков, 1975; Асеев, Дедков, 1981; Бутаков, 1986; Бутаков, Ермолаев и др., 1991). Альтернативная точка зрения объясняет увеличение эрозии снижением плотности растительного покрова в условиях аридного климата (Хруцкий, 1995, 1998а,б). Наши результаты подтверждают первую точку зрения, но с поправкой на то, что сток мог увеличиться не только за счет влияния многолетней мерзлоты, но и за счет увеличения количества зимних осадков. Исследования морфологии палеодолин четко указывают на стадию высокого стока в конце МИС 2 (Sidorchuk et al., 2001; Starkel, Michezyska et al., 2015; Vandenberghe, 2019; Сидорчук и др., 2021). В районе исследований максимальный объем речного стока в конце МИС 2 может быть оценен по данным о крупном палеорусле р. Протвы (Sidorchuk et al., 2009). Руслонаполняющий расход, близкий к среднему максимальному с повторяемостью примерно раз в два года, рассчитанный по формуле Шези–Маннинга на основе морфометрических характеристик палеорусла Протвы, составил $1600 \text{ м}^3/\text{с}$ при площади бассейна 1800 км^2 . Таким образом, слой речного стока для среднего половодья составил 77 мм/сутки . Пересчет на средний максимальный слой стока половодья со 100-летней повторяемостью с использованием современных характеристик р. Протвы дает оценку 210 мм/сутки , в то время как современный слой стока для максимума половодья составляет 20 мм/сутки .

В голоцене основная фаза врезания наступила около пяти тысяч лет назад. В это время сформировались все основные послеледстоценовые овраги (Panin et al., 2009; Панин, Матлахова и др., 2011). Эти овраги имеют естественное происхождение, поскольку, судя по археологическим данным, интенсивное землепользование на этой территории началось гораздо позже (Кашкин, Краснов и др., 2006). Многочисленные находки древесного угля в отложениях этих оврагов свидетельствуют о том, что интенсификация овражной эрозии была спровоцирована лесными пожарами.

Сравнение эволюции верхних звеньев речных систем на территориях Восточно-Европейской равнины, подвергавшихся покровным оледенениям в течение МИС 6, и тех, которые оставались вне оледенения (Panin, Borisova et al., 2020), показывает как сходства, так и различия (рис. 12). Общая последовательность основных эрозионных событий на двух территориях сходна. Это сходство связано с общим ходом гидроклиматических изменений на всей Восточно-Европейской равнине в течение двух ледниково-межледниковых циклов, охватывающих временной интервал от МИС 6 до голоцена (МИС 1). По геолого-геоморфологическим характеристикам флювиальных систем Восточно-Европейской равнины можно выделить три основных события высокого поверхностного стока: 1) в конце МИС 6 (Panin, Borisova et al., 2020; Sycheva, Frechen et al., 2020; настоящая статья); 2) в конце МИС 2 (Panin et al., 2015; Starkel, Michezyska et al., 2015; Panin, Matlakhova, 2015); 3) в позднем голоцене (Panin, Adamiec et al., 2017). Все эти события вызвали интенсивную эрозию в верхних звеньях эрозионных систем как на территориях, подвергавшихся покровным оледенениям на территории Восточно-Европейской равнины, так и вне их. Еще одно событие с высоким стоком и врезанием, соответствующее МИС 3, пока обнаружено только в долинах рек (Starkel, Michezyska et al., 2015; Panin et al., 2015).

Основные различия заключаются в морфологии эрозионных форм, характерных для разных этапов климатического макроцикла и их дальнейшей эволюции. В регионах с покровным оледенением в течение МИС 6 после отступления ледникового покрова формировался ледниковый, флювиогляциальный и озерно-ледниковый рельеф. В конце оледенения МИС 6 территория представляла собой первичную моренную равнину, которая еще не была преобразована флювиальными процессами. Пологохолмистые междуречья сложены тяжелыми суглинками с гравием и валунами — мореной МИС 6. ЛСТЛВ между пологими холмами были заполнены песчаными отложениями, подстилаемыми мореной. Таким образом, неоднородность рельефа и литологии на территории оледенения в целом была гораздо выше, чем в регионах к югу от границы оледенения МИС 6.

Врезание малых эрозионных форм определялось благоприятным сочетанием поверхностного стока, площади водосбора, начальной крутизны склонов, литологического состава отложений на склонах и свойств растительности. Сочетание этих факторов было неодинаковым для разных МЭФ, что обусловило отличия в их дальнейшей эволюции. Напри-

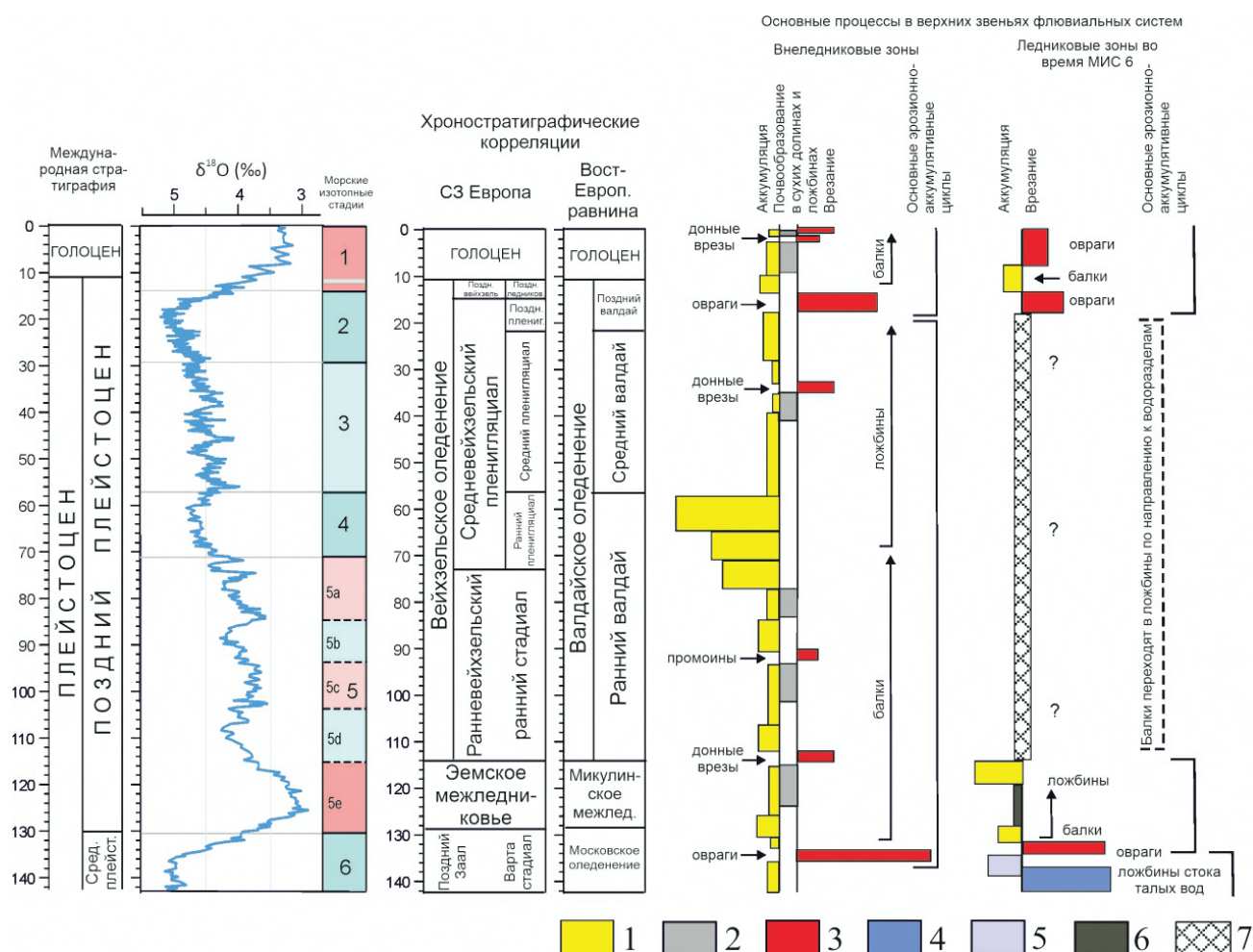


Рис. 12. Сравнение эволюции верхних звеньев эрозионных систем в области московского (МИС 6) оледенения и во внеледниковых областях Восточно-Европейской равнины. 1 – преобладающая аккумуляция в малых эрозионных формах; 2 – почвообразование; 3 – преобладающее врезание; 4 – формирование ложбин стока талых ледниковых вод; 5 – аккумуляция флювиогляциальных отложений; 6 – локальное торфо-накопление в балках; 7 – преобладание транспорта наносов

Fig. 12. Comparison of the evolution of the upper reaches of erosion systems in the area of the Moscovian (MIS 6) glaciation and in the extra-glacial areas of the East European Plain. 1 – predominant accumulation in small erosional forms; 2 – soil formation; 3 – predominant incision; 4 – formation of glacial meltwater runoff troughs; 5 – accumulation of fluvio-glacial deposits; 6 – local peat accumulation in gullies; 7 – predominance of sediment transport

мер, из двух МЭФ с пологими склонами, развитых на песчаных отложениях, во время эрозионного события в конце МИС 6 врезание началось в Сенокосной ложбине, но не происходило в Каменной ложбине, предположительно, из-за различий в начальной крутизне склонов.

Высокий поверхностный сток в конце ледниковых эпох МИС 6 и МИС 2 привел к формированию балок Язвицы и Чолоховская, прорезающих моренные суглинки. Высокие расходы воды и большие критические скорости начала эрозии в мало податливых размыву отложениях обусловили большие уклоны продольного профиля этих эрозионных

форм. Поэтому последующая аккумуляция могла происходить только в самых верховьях этих балок, и, следовательно, на большем их протяжении в днище нет отложений старше голоцена.

Мы сравнили продольные профили балок с одинаковыми характеристиками, одна из которых относится к внеледниковой области (балка Переполье (Panin, Borisova et al., 2020)), другие – к области, подвергавшейся покровному оледенению в МИС 6 (Язвицы и Чолоховская балка). Для облегчения сопоставления профили были приведены в безразмерный вид по расстояниям и высотам (рис. 13). Сравнение показывает, что Язвицы и Чо-

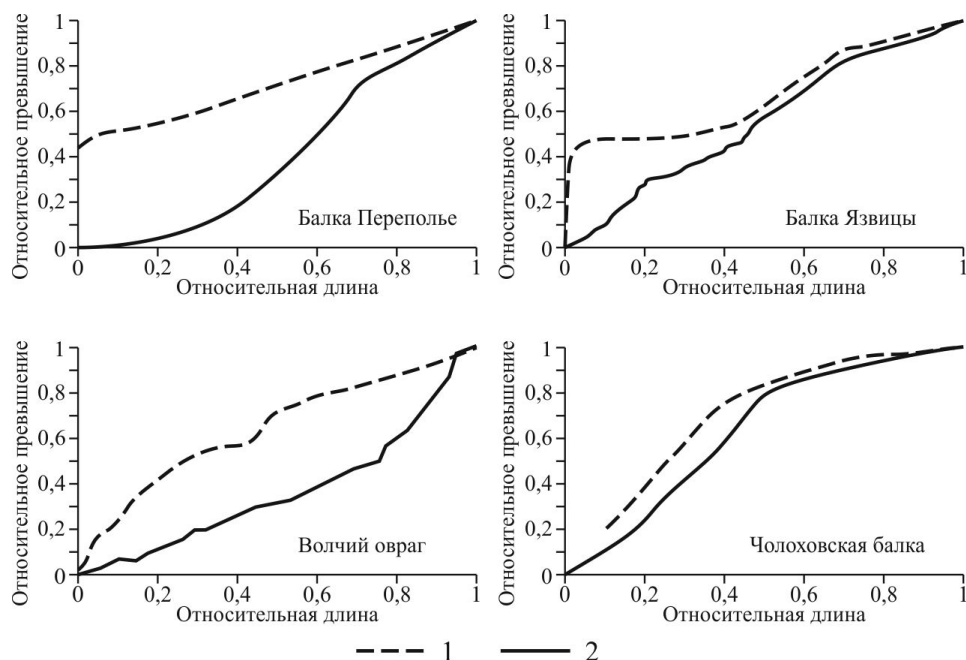


Рис. 13. Сравнение продольных профилей эрозионных форм, расположенных во внеледниковой части Восточно-Европейской равнины (балка Переполье) и в области московского оледенения (балки Язвицы и Чолоховская, Волчий овраг). 1 — исходный склон; 2 — тальвеги МЭФ

Fig. 13. Comparison of long profiles of erosion forms located in the non-glacial part of the East European Plain (the Perepolye gully) and in the area of the Moscovian glaciation (the Yazvitsy and Cholokhovskaya balkas and the Volchiy gully). 1 — original slope; 2 — thalwegs

лоховская балка гораздо менее врезаны, чем балка Переполье. Чолоховская балка имеет выпуклый продольный профиль, балка Язвицы — почти прямой, балка Переполье — вогнутый. Это различие является результатом литологического контроля — значительной противоэрозионной устойчивости морены на территориях, подвергавшихся оледенению МИС-6. Продольный профиль оврага Волчий, сформированный преимущественно в песках, хорошо развит и вогнут, несмотря на гораздо меньшую продолжительность его формирования.

Такие относительно крупные МЭФ, как балки, по-разному реагировали на климатические события позднего плейстоцена — голоцена в ледниковых и внеледниковых регионах. В районе оледенения МИС 6 большинство балок имеют слабо развитые выпуклые продольные профили. Общей тенденцией их развития к равновесному состоянию было врезание. Они реагировали на климатические изменения стабилизацией в периоды относительно низкого стока или медленным, но однонаправленным углублением в плотные подстилающие грунты (обычно моренные отложения) в периоды повышенного стока. Гораздо более древние балки во внеледниковых районах имели уже хорошо развитые вогнутые продольные профили, и они более

чутко реагировали на климатические изменения глубоким врезанием в периоды увеличения стока и быстрой аккумуляцией с последующей стабилизацией в периоды уменьшения стока. В результате строение балок в этих двух районах различается, что позволяет выделить северный (район оледенения МИС 6) и южный (внеледниковые районы) типы балок (рис. 14).

На значительное увеличение поверхностного стока в конце МИС 6 и МИС 2, проявившееся в обоих районах, балки северного типа в морене отреагировали углублением и уничтожением всех ранее накопленных отложений. В раннем и среднем голоцене в этих балках происходили горизонтальные деформации временных водотоков с аккумуляцией аллювия небольшой мощности (рис. 14,А). Увеличение стока в позднем голоцене выразилось в формировании новых врезов, поэтому для этих балок нехарактерны глубокие погребенные врезы. Балки южного типа (Panin et al., 2020) реагировали на то же увеличение стока значительным (10–15 м) углублением, которое, однако, могло не уничтожить заполнение старых врезов, если они были глубже новых (рис. 14,Б). Периоды резкого снижения стока выражались в быстрой аккумуляции и погребении врезов. Таким образом, для балок южного типа

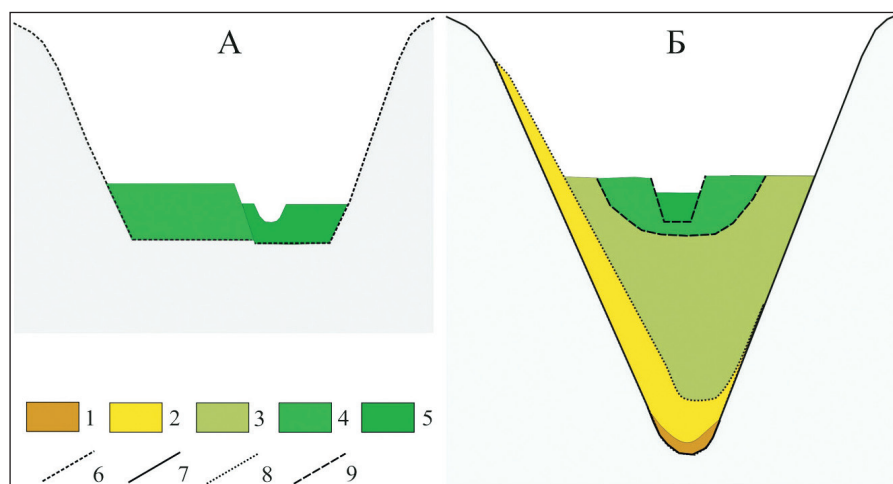


Рис. 14. Типичные профили северного (А) и южного (Б) типов балок на Восточно-Европейской равнине. 1–5 — серии отложений: 1 — микулинские и палеопочвы (МИС 5е), 2 — ранневалдайские (МИС 4), 3 — позднеледниковые (конец МИС 2), 4 — ранне- и среднеголоценовые, 5 — позднеголоценовые; 6–9 — главные эрозионные поверхности (ЭП): 6 — гетерохронная ЭП (от МИС 6 до голоцена), 7 — ЭП конца МИС 6, 8 — ЭП конца МИС 2, 9 — голоценовая ЭП

Fig. 14. Typical profiles of the northern (A) and southern (B) types of gullies on the East European Plain. 1–5 — sediment series: 1 — Mikulinian and palaeo-soils (MIS 5e), 2 — Early Valdaiian (MIS 4), 3 — Late Glacial (end of MIS 2), 4 — Early and Middle Holocene, 5 — Late Holocene; 6–9 — main erosion surfaces (ES): 6 — heterochronous ESs (from MIS 6 to Holocene), 7 — ES of the end of MIS 6, 8 — ES of the end of MIS 2, 9 — Holocene ES

характерны переуглубления, заполненные отложениями разного возраста и наглядно свидетельствующие о сложной эволюции этих форм. Небольшие эрозионные формы, врезанные в песчаные отложения на северной территории, также могут сохранять доголоценовые отложения, но преимущественно только в верхнем течении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эволюция верхних звеньев речных систем в регионах Восточно-Европейской равнины, занятых покровным оледенением в МИС 6, имела как сходства, так и различия в развитии по сравнению с аналогичными эрозионными формами в пределах более южных территорий равнины, не охваченных оледенением.

Основное сходство связано с общими изменениями температуры и влажности воздуха в течение двух ледниково-межледниковых циклов, охватывающих временной интервал от МИС 6 до голоцена (МИС 1). Фазы колебаний температуры и влажности воздуха были асинхронными. Их наложение и взаимодействие приводили к формированию квазипериодических колебаний поверхностного и речного стока и расхода воды. По крайней мере три основных события высокого поверхностного стока вызвали интенсивную эрозию в верховьях

речных систем как на территории, подвергавшейся покровному оледенению, так и вне ее на Восточно-Европейской равнине: 1) в конце МИС 6; 2) в конце МИС 2; 3) в позднем голоцене.

Различия между территориями в областях покровных оледенений и на внеледниковых территориях также весьма существенны. Изначальная неоднородность первичного ледникового и водно-ледникового рельефа и отложений в области московского (МИС 6) оледенения обусловила большие различия в эрозионно-аккумулятивных процессах. Разнообразие водосборных площадей, начальной крутизны склонов, растительности и свойств отложений, обуславливающих их противоэрозионную устойчивость, привело к большим различиям эволюции верхних звеньев речных систем по сравнению с более однородными ландшафтными условиями внеледниковых областей.

Эрозия на склонах, сложенных песками, в периоды высокого поверхностного стока приводила к формированию МЭФ с пологими продольными профилями и сделала возможной последующую аккумуляцию отложений после окончания периода высокого поверхностного стока. Эрозия на изначально крутых склонах, сложенных мореной, также происходила в периоды высокого поверхностного стока. Крутые продольные профили МЭФ, сформировавшихся на морене, способствовали

дальнейшему развитию эрозии в таких долинах в периоды не только высокого, но и обычного поверхностного стока. В балках области московского оледенения (северный тип балок) последовательные эрозионные врезы и заполняющие их отложения не сохранились, в отличие от балок внеледниковых регионов (южный тип балок), где погребенные врезы глубиной 10–15 м заполнены ранневалдайскими отложениями (МИС 4) и отложениями раннего и среднего голоцена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антонов С.И., Гунова В.С., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г. Развитие долины р. Протвы в позднем неоплейстоцене. Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2019. № 4. С. 88–99.

Асеев А.А., Дедков А.П. Смена климатов и развитие рельефа. В сб.: Климат, рельеф и деятельность человека. М.: Наука. 1981. С. 118–128.

Басаликас Ф.Б., Швядас К.И. Фазовость перигляциального преобразования рельефа безозерных холмисто-моренных возвышенностей (на примере Мядининской возвышенности и Эйшишского плато Литовской ССР. В сб.: Климат, рельеф и деятельность человека. М.: Наука. 1981. С. 155–163.

Беляев Ю.Р., Григорьева Т.М., Сычева С.А., Шеремецкая Е.Д. Развитие балочных верховий центра Среднерусской возвышенности в конце среднего – позднем плейстоцене. Геоморфология. 2008. № 1. С. 43–55.
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2008-1-43-55>

Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 1986. 143 с.

Бутаков Г.П., Ермолаев О.П., Мозжерин В.И. и др. Формы проявления эрозионно-аккумулятивных процессов на малых речных водосборах. В сб.: Эрозионные и русловые процессы. Луцк: Луцкий пед. ин-т. 1991. С. 19–42.

Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. В сб.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Наука. 1961. С. 25–71.

Дедков А.П. К вопросу о склоновой аккумуляции в перигляциальных условиях плейстоцена. В сб.: Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М.: Наука. 1975. С. 57–58.

Еременко Е.А., Каревская И.А., Панин А.В. Последледниковая трансформация флювиогляциальных ложбин в краевой зоне московского оледенения. Изв. РАН. Сер. геогр. 2010. № 2. С. 56–70.

Карагодина М.В., Воскресенский И.С., Сидорчук А.Ю. Геоморфологический очерк бассейна среднего течения р. Протвы. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1970. № 6. С. 93–96.

Карта четвертичных образований масштаба 1:2500000 территории Российской Федерации. Пояснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ. 2010. 220 с.

Кашкин А.В., Краснов Ю.А., Массалитина Г.А. и др. Археологическая карта России. Калужская область. М.: Ин-т археологии РАН. 2006. 310 с.

Комплексный анализ четвертичных отложений Сатинского учебного полигона / Под ред. Г.И. Рычагова и С.И. Антонова. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1992. 128 с.

Панин А.В. Развитие овражно-балочной подсистемы эрозионно-русловых систем в позднем плейстоцене-голоцене. В сб.: Эрозионно-русловые системы. М.: ИНФРА-М. 2017. С. 512–527.

Панин А.В., Матлахова Е.А., Беляев Ю.Р. и др. Осадконакопление и формирование террас в речных долинах центра Русской равнины во второй половине позднего плейстоцена. Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 2011. № 71. С. 47–74.

Рычагов Г.И., Алешинская З.В., Антонов С.И., Скорнякова Л.А. Новые разрезы микулинских отложений центра Русской равнины. В сб.: Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука. 1989. С. 35–42.

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.
<https://doi.org/10.31857/S0321059621060171>

Спиридонов А.И. О тектонических и климатических факторах развития речных долин. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1983. № 5. С. 14–20.

Строение и история развития долины р. Протвы / Под ред. Г.И. Рычагова и С.И. Антонова. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1996. 129 с.

Сычева С.А. Эволюция московско-валдайских палеоврезов междуречий Среднерусской возвышенности. Геоморфология. 2003. № 3. С. 76–91.
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2003-3-76-91>

Сычева С.А. Эволюция эрозионных палеоформ в климатическом цикле «оледенение–межледниковье». В сб.: Новые и традиционные идеи в геоморфологии. V Щукинские чтения. Труды. М.: МГУ. 2005. С. 169–173.

Тюремнов С.Н., Виноградова Е.А. Типы межледниковых торфяников Московской области. Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1973. № 40. С. 3–21.

- Хруцкий С.В., Косцова Э.В. Разновидности склонов в зависимости от их формирования в межледниковых и перигляциальных условиях. В сб.: Климат, рельеф и деятельность человека. М.: Наука. 1981. С. 148–155.
- Хруцкий С.В. Проблемы формирования балок в связи с изменениями климата плейстоцена. Геоморфология. 1985. № 1. С. 17–22.
- Хруцкий С.В., Семенов О.П., Косцова Э.В. (1998а) Процессы рельефообразования в перигляциалах плейстоцена и современные формы эрозионного рельефа. В сб.: Геоморфология. 1998. № 3. С. 104–108.
- Хруцкий С.В., Семенов О.П., Косцова Э.В. (1998б) Формы первичной гидрографической сети, их генезис и проблемы типизации. Геоморфология. 1998. № 4. С. 85–91.
- Astakhov V. Ice Margins of Northern Russia Revisited. Ice Margins of Northern Russia Revisited. In: Developments in Quaternary Science. Vol. 15. Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. A Closer Look. Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. (Eds.). Elsevier: Amsterdam. 2011. P. 323–336. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00025-8>
- Borisova O.K., Novenko E.Yu., Velichko A.A., Kremenetski K.V., Junge F.W., Boettger T. Vegetation and climate changes during the Eemian and Early Weichselian in the Upper Volga region (Russia). Quat. Sci. Rev. 2007. Vol. 26. P. 2574–2585. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.07.001>
- Curry B.B., Baker R.G. Palaeohydrology, vegetation, and climate since the late Illinois Episode (~130 ka) in south-central Illinois. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 2000. Vol. 155. P. 59–81. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00094-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00094-2)
- Gardiner V. Channel networks: progress in the study of spatial and temporal variations of drainage density. In: Changing river channels. Gurnell A., Petts G. (Eds.). Wiley: Chichester. 1995. P. 65–85.
- Kaiser K., Loenz S., Germer S. et al. Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in northeast Germany reflecting past climatic and human impact – an overview. J. Quat. Sci. 2012. Vol. 61, P. 103–132. <https://doi.org/10.3285/eg.61.2.01>
- Karabanov A.K., Matveyev A.V. The Pleistocene Glaciations in Belarus. In: Developments in Quaternary Science. Vol. 15. Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. A Closer Look. Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. (Eds.). Elsevier: Amsterdam. 2011. P. 29–35. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00003-9>
- Kerney M.P., Brown E.H., Chandler T.J. The late-glacial and post-glacial history of the chalk escarpment near Brook, Kent. Philosoph. Transact. Royal Society London. Ser. B. 1963. Vol. 248. P. 135–204. <https://doi.org/10.1098/rstb.1964.0010>
- Kukla G.J., Bender M.L., de Beaulieu J.L. et al. Last interglacial climates. Quat. Res. 2002. Vol. 58. P. 2–13. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2316>
- Lahousse P., Pierre G., Salvador P.G. Contribution à la connaissance des vallons élémentaires du Nord de la France: l'exemple de la creuse des Fossés (Authieule, Plateau Picard). Quaternaire. 2003. Vol. 14. P. 189–196.
- Langohr R., Sanders J. The Belgium Loess belt in the last 20,000 years: evolution of soils and relief in the Zonien Forest. In: Soils and Quaternary Landscape Evolution. Boardman J. (Ed.). Wiley: Chichester. 1985. P. 359–371.
- Larue J.P. The status of ravine-like incisions in the dry valleys of the Pays de Thelle (Paris basin, France). Geomorphology. 2005. Vol. 68. P. 242–256. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.11.018>
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. Paleoclimatology. 2005. Vol. 20. PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Macklin M.G., Lewin J., Woodward J.C. The fluvial record of climate change. Phil. Trans. R. Soc. A. 2012. Vol. 370. P. 2143–2172. <http://doi.org/10.1098/rsta.2011.0608>
- Matoshko A.V. Balkas – a new look at a common landform of the East European Plain, from a Quaternary perspective. Earth Surf. Process. Landforms. 2012. Vol. 37. P. 1489–1500. <https://doi.org/10.1002/esp.3255>
- Moskalewicz D., Sokołowski R.J., Fedorowicz S. River response to climate and sea level changes during the Late Saalian/Early Eemian in northern Poland – a case study of meandering river deposits in the Chłapowo cliff section. Geologos. 2016. Vol. 22. P. 1–14. <https://doi.org/10.1515/logos-2016-0001>
- Murton J.B., Bateman M.D., Baker C.A. et al. The Devensian periglacial record on Thanet, Kent, UK. Permafr. Periglac. Proc. 2003. Vol. 14. P. 217–246. <https://doi.org/10.1002/ppp.442>
- Panin A., Adamiec G., Buylaert J.-P. Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain. Quat. Sci. Rev. 2017. Vol. 166. P. 266–288. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.017>
- Panin A., Borisova O., Konstantinov E. et al. The Late Quaternary evolution of the upper reaches of fluvial systems in the southern East European Plain. Quaternary. 2020. Vol. 3. P. 31. <https://doi.org/10.3390/quat3040031>
- Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and

its palaeohydrological implications. *Catena*. 2015. Vol. 130. P. 46–61. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>

Panin A.V., Adamiec G., Arslanov K.A. et al. Absolute chronology of fluvial events in the Upper Dnieper river system and its palaeogeographic implications. *Geochronometria*. 2014. Vol. 41. No. 3. P. 278–293. <https://doi.org/10.2478/s13386-013-0154-1>

Panin A.V., Fuzeina J.N., Belyaev V.R. Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia. *Geomorphology*. 2009. Vol. 108. P. 71–91.

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.06.017>

Sidorchuk A., Borisova O., Panin A. Fluvial response to the late Valdai/Holocene environmental change on the East European Plain. *Glob. Planet. Change*. 2001. Vol. 28. P. 303–318.

[https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(00\)00081-3](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(00)00081-3)

Sidorchuk A.Y., Panin A.V., 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>

Starkel L., Michczyńska D.J., Gębica P. et al. Climatic fluctuations reflected in the evolution of fluvial systems of Central-Eastern Europe (60–8 ka cal BP). *Quat. Int.* 2015. Vol. 388. P. 97–118.

<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.017>

Sycheva S., Frechen M., Terhorst B., Sedov S., Khokhlova O. Pedostratigraphy and chronology of the Late Pleistocene for the extra glacial area in the Central Russian Upland (reference section Aleksandrov quarry). *Catena*. 2020. 194. 104689.

<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104689>

Vandenbergh J., Sidorchuk A. Large palaeomeanders in Europe: Distribution, formation process, age, environments and significance. In: *Palaeohydrology. Geography of the Physical Environment*. Herget, J., Fontana, A., Eds.; Springer Nature: Cham, Switzerland, 2019. P. 169–186.

https://doi.org/10.1007/978-3-030-23315-0_9

Veldkamp A., Van den Berg M.W., Van Dijke J.J., et al. Reconstructing Late Quaternary fluvial process controls in the upper Aller Valley (North Germany) by means of numerical modeling. *Netherlands J. Geosci.* 2002. Vol. 81. P. 375–388.

<https://doi.org/10.1017/S0016774600022666>

Velichko A.A., Borisova O.K., Gurtovaya Ye.Ye., Zelikson E.M. Climatic rhythm of the last interglacial in Northern Eurasia. *Quat. Int.* 1991. 10–12. P. 191–213. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(91\)90052-P](https://doi.org/10.1016/1040-6182(91)90052-P)

Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V. et al. Glaciations of the East European Plain: Distribution and chronology. In: *Developments in Quaternary*

Science. Vol. 15. Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. A Closer Look. Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.). Elsevier: Amsterdam, The Netherlands. 2011. P. 337–359.

<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00026-X>

Warwick G.T. Dry valleys in the southern Pennines. *Erdkunde*. 1964. Vol. 18. P. 116–123.

Zagwijn W.H. An analysis of Eemian climate in western and central Europe. *Quat. Sci. Rev.* 1996. Vol. 15. P. 451–469.

[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(96\)00011-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(96)00011-X)

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по планам НИР (ГЗ) кафедры геоморфологии и палеогеографии (проект № 121040100323-5) и научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева (проект № 121051100166-4) МГУ имени М.В. Ломоносова.

ОБ АВТОРАХ

Панин Андрей Валерьевич, д.г.н., заместитель директора, Институт географии РАН, a.v.panin@igras.ru

Сидорчук Алексей Юрьевич, д.г.н., гл.н.с., Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, fluvial05@gmail.com

Борисова Ольга Кимовна, д.г.н., гл.н.с., Институт географии РАН, borisova@igras.ru

Беляев Владимир Ростиславович, к.г.н., вед.н.с., Научно-иссл. лаб. эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, vladimir.r.belyaev@gmail.com

Беляев Юрий Ростиславович, к.г.н., доцент, кафедра геоморфологии и палеогеографии, Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, yrbel@mail.ru

Власов Максим Владимирович, к.г.н., гл. геолог, ООО «ФРЭКОМ», vlasov-maxim@mail.ru

Еременко Екатерина Андреевна, к.г.н., доцент, кафедра геоморфологии и палеогеографии, Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, eremenkoeaig@gmail.com

Фузеина Юлия Николаевна, к.г.н., доцент, кафедра геоморфологии и палеогеографии, Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, donaldw@bk.ru

Шеремяцкая Елена Дмитриевна, гл. специалист, Институт географии РАН, sheremetskaya@igras.ru

DEVELOPMENT OF THE UPPER REACHES OF EROSION SYSTEMS IN THE RUSSIAN PLAIN IN THE AREA OF THE MOSCOW GLACIATION

A.V. Panin¹, A.Yu. Sidorchuk², O.K. Borisova¹, V.R. Belyaev², Y.R. Belyaev², M.V. Vlasov³,
E.A. Eremenko², Y.N. Fuseina², E.D. Sheremetskaya¹

¹*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, a.v.panin@igras.ru*

²*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography*

³*FRECOM Ltd.*

Abstract. The headwaters of the river systems on the East European Plain between the boundaries of the Late Valdai (Marine Isotope Stage 2 – MIS 2) and the Moscow (MIS 6) glaciations developed during the last 150,000 years. During this time, there were at least three climatic episodes characterised by very high relative to modern surface runoff causing intense deep and backward erosion: at the end of MIS 6, in the second half of MIS 2 and in the middle Holocene. Watersheds cut by erosion systems have a mosaic geological structure, from hard-erodible glacial tills (moraines) to low-resistance sandy deposits. In moraines, the main deepening of erosional forms occurred in pre-Holocene time. Even relatively large forms such as balkas (dry valleys) have not yet reached concave longitudinal profiles. The general trend of their development was deepening. Short episodes of incision, occurring during climatic intervals with increased water flow, alternated with long periods of stabilisation. In the Holocene, the largest erosion events associated with episodes of anomalous intensity of atmospheric precipitation (probably heavy rainfall) are dated to the time interval from 6 to 3 thousand years ago. In different parts of this interval, single gullies appeared in areas with sufficiently high gradients and sandy substrates. These gullies quickly reached their ultimate size and now have graded concave longitudinal profiles. All other gullies cutting through moraines and bedrock were formed in pre-Holocene time, but are still far from being graded and have convex, convex-concave and stepped longitudinal profiles. The diversity of catchment areas, initial slope gradients, and properties of the geological substrate that determine its resistance to erosion has led to great differences in the evolution of the upper reaches of river systems within the Moscow glaciation area compared to the more homogeneous landscape conditions of the extra-glacial areas of the Russia Plain.

Keywords: dry valley (balka), gully, incision, aggradation, MIS 6, MIS 2, the Late Glacial, the Holocene

REFERENCES

- Antonov S.I., Gunova V.S., Rychagov G.I., Sudakova N.G. (2019) Development of the Protva River valley in the late Neopleistocene. *Vestnik Mosk. Ser. 5. Geografia*. No. 4. P. 88-99. (in Russ.)
- Aseev A.A., Dedkov A.P. Climate change and relief development. In: *Klimat, rel'yef i deyatel'nost' cheloveka*. Moscow: Nauka. 1981. P. 118-128. (in Russ.)
- Astakhov V. (2011) Ice Margins of Northern Russia Revisited. *Ice Margins of Northern Russia Revisited*. In: *Developments in Quaternary Science*. Vol. 15. Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. A Closer Look. Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. (Eds.). Elsevier: Amsterdam. P. 323–336. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00025-8>
- Basalikas F.B., Shviadas K.I. (1981) Phase of periglacial transformation of relief of lake-free hilly-marine uplands (on the example of Myadininka upland and Eishisha plateau of Lithuanian SSR. In: *Klimat, rel'yef i deyatel'nost' cheloveka*. Moscow: Nauka. P. 155-163. (in Russ.)
- Belyaev Y.R., Grigorieva T.M., Sycheva S.A., Sheremetskaya E.D. (2008) Development of the basaltic headwaters of the centre of the Central Russian Upland in the late Middle – Late Pleistocene. *Geomorfologiya*. No. 1. P. 43-55. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2008-1-43-55> (in Russ.)
- Borisova O.K., Novenko E.Yu., Velichko A.A., Kremenetski K.V., Junge F.W., Boettger T. (2007) Vegetation and climate changes during the Eemian and Early Weichselian in the Upper Volga region (Russia). *Quat. Sci. Rev.* Vol. 26. P. 2574–2585. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.07.001>
- Butakov G.P. (1986) Plejstocenovyj periglyacial na vostoke Russkoj ravniny (Pleistocene Periglacial in the East of the Russian Plain). *Kazan Univ. Press*. 143 pp. (in Russ.)
- Butakov G.P., Ermolaev O.P., Mozzherin V.I. et al. (1991) Forms of manifestation of erosion-accumulative processes on small river catchments. In: *Eroziionnyye i ruslovyye processy*. Lutsk: Lutsk Pedagogical Institute. P. 19-42. (in Russ.)

- Curry B.B., Baker R.G. (2000) Palaeohydrology, vegetation, and climate since the late Illinois Episode (~130 ka) in south-central Illinois. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* Vol. 155. P. 59–81.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00094-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00094-2)
- Dedkov A.P. (1975) To the question of slope accumulation in periglacial conditions of the Pleistocene. In: *Paleogeografiya i periglyacial'nyye yavleniya Pleistocena*. Moscow: Nauka. C. 57–58. (in Russ.)
- Eremenko E.A., Karevskaya I.A., Panin A.V. (2010) Post-glacial transformation of fluvio-glacial troughs in the marginal zone of the Moscow glaciation. *Izv. RAS. Ser. geogr. no. 2. C.* 56–70.
- Gardiner V. (1995) Channel networks: progress in the study of spatial and temporal variations of drainage density. In: *Changing river channels*. Gurnell A., Petts G. (Eds.). Wiley: Chichester. P. 65–85.
- Grichuk V.P. (1961) Fossil floras as a palaeontological basis for the stratigraphy of Quaternary deposits. In: *Rel'yef i stratigrafiya chetvertichnyh otlozhenij severo-zapada Russkoj ravniny*. Moscow: Nauka. P. 25–71. (in Russ.)
- Kaiser K., Loenz S., Germer S. et al. (2012) Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in northeast Germany reflecting past climatic and human impact – an overview. *J. Quat. Sci.* Vol. 61, P. 103–132.
<https://doi.org/10.3285/eg.61.2.01>
- Karabanov A.K., Matveyev A.V. (2011) The Pleistocene Glaciations in Belarus. In: *Developments in Quaternary Science*. Vol. 15. Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. A Closer Look. Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. (Eds.). Elsevier: Amsterdam. P. 29–35.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00003-9>
- Karagodina M.V., Voskresensky I.S., Sidorchuk A.Y. (1970) Geomorphological sketch of the basin of the middle course of the Protva River. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 5. Geogr. No. 6.* P. 93–96. (in Russ.)
- Karta chetvertichnyh obrazovanij masshtaba 1:2500000 territorii Rossijskoj Federacii. Poyasnitel'naya zapiska (Map of Quaternary formations at a scale of 1:2500000 of the territory of the Russian Federation. Explanatory note) (2010). SPb: VSEGEI. 220 pp. (in Russ.)
- Kashkin A.V., Krasnov Y.A., Massalitina G.A. et al. (2006) *Arheologicheskaya karta Rossii. Kaluzhskaya oblast'* (Archaeological map of Russia. Kaluga Region). Moscow: Institute of Archaeology RAS. 310 pp. (in Russ.)
- Kerney M.P., Brown E.H., Chandler T.J. (1963) The late-glacial and post-glacial history of the chalk escarpment near Brook, Kent. *Philosoph. Transact. Royal Society London. Ser. B.* Vol. 248. P. 135–204.
<https://doi.org/10.1098/rstb.1964.0010>
- Khrutsky S.V., Kostsova E.V. (1981) Varieties of slopes depending on their formation in interglacial and periglacial conditions. *Klimat, rel'yef i deyatel'nost' cheloveka*. Moscow: Nauka. 1981. P. 148–155.
- Khrutsky S.V., Semyonov O.P., Kostsova E.V. (1998a) Relief formation processes in Pleistocene periglacials and modern forms of erosional relief. In: *Geomorfologiya*. No. 3. P. 104–108.
- Khrutsky S.V., Semyonov O.P., Kostsova E.V. (1998b) Forms of the primary hydrographic network, their genesis and typification problems. *Geomorfologiya*. No. 4. P. 85–91.
- Khrutsky, S.V. (1985) Problems of gully formation in relation to Pleistocene climate changes. *Geomorfologiya*. No. 1. C. 17–22.
- Kukla G.J., Bender M.L., de Beaulieu J.L. et al. Last interglacial climates (2002) *Quat. Res.* Vol. 58. P. 2–13. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2316>
- Lahousse P., Pierre G., Salvador P.G. (2003) Contribution à la connaissance des vallons élémentaires du Nord de la France: l'exemple de la creuse des Fossés (Authieule, Plateau Picard). *Quaternaire*. Vol. 14. P. 189–196.
- Langohr R., Sanders J. (1985) The Belgium Loess belt in the last 20,000 years: evolution of soils and relief in the Zonien Forest. In: *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. Boardman J. (Ed.). Wiley: Chichester. P. 359–371.
- Larue J.P. (2005) The status of ravine-like incisions in the dry valleys of the Pays de Thelle (Paris basin, France). *Geomorphology*. 2005. Vol. 68. P. 242–256.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.11.018>
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*. Vol. 20. PA1003.
<https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Macklin M.G., Lewin J., Woodward J.C. (2012) The fluvial record of climate change. *Phil. Trans. R. Soc. A*. Vol. 370. P. 2143–2172.
<http://doi.org/10.1098/rsta.2011.0608>
- Matoshko A.V. (2012) Balkas – a new look at a common landform of the East European Plain, from a Quaternary perspective. *Earth Surf. Process. Landforms*. Vol. 37. P. 1489–1500.
<https://doi.org/10.1002/esp.3255>
- Moskalewicz D., Sokołowski R.J., Fedorowicz S. (2016) River response to climate and sea level changes during the Late Saalian/Early Eemian in northern Poland – a case study of meandering river deposits in the Chłapowo cliff section. *Geologos*. Vol. 22. P. 1–14.
<https://doi.org/10.1515/logos-2016-0001>
- Murton J.B., Bateman M.D., Baker C.A. et al. (2003) The Devensian periglacial record on Thanet, Kent, UK. *Permafr. Periglac. Proc.* Vol. 14. P. 217–246.

<https://doi.org/10.1002/ppp.442>

Panin A., Adamiec G., Buylaert J.-P. (2017) Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 166. P. 266–288. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.017>.

Panin A., Borisova O., Konstantinov E. et al. (2020) The Late Quaternary evolution of the upper reaches of fluvial systems in the southern East European Plain. *Quaternary*. Vol. 3. P. 31.

<https://doi.org/10.3390/quat3040031>.

Panin A., Matlakhova E. (2015) Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications. *Catena*. Vol. 130. P. 46–61. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>

Panin A.V., Adamiec G., Arslanov K.A. et al. (2014) Absolute chronology of fluvial events in the Upper Dnieper river system and its palaeogeographic implications. *Geochronometria*. Vol. 41. No. 3. P. 278–293.

<https://doi.org/10.2478/s13386-013-0154-1>

Panin A.V., Fuzeina J.N., Belyaev V.R. (2009) Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia. *Geomorphology*. Vol. 108. P. 71–91.

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.06.017>

Panin A.V., Matlakhova E.A., Belyaev Y.R. et al. (2011) Sedimentation and terrace formation in river valleys of the centre of the Russian Plain in the second half of the Late Pleistocene. *Bull. Komis. po Izuch. Chetv. Per.* № 71. P. 47–74. (in Russ.)

Panin, A.V. (2017) Development of the gully and gully subsystem of erosion-channel systems in the late Pleistocene-Holocene. In: *Erozionno-ruslovyye sistemy*. Moscow: INFRA-M. P. 512–527. (in Russ.)

Rychagov G.I., Aleshinskaya Z.V., Antonov S.I., Skornyakova L.A. (1989) New sections of the Mikulin deposits of the centre of the Russian Plain. In: *Chetvertichnyj period. Stratigrafiya*. Moscow: Nauka. P. 35–42. (in Russ.)

Rychagov G.I., Antonov S.I. (Eds.). (1992) *Kompleksnyj analiz chetvertichnyh otlozhenij Satinskogo uchebnogo poligona (Complex Analysis of Quaternary Sediments of the Satino Training Area)*. Moscow Univ. Press. 128 pp. (in Russ.)

Rychagov G.I., Antonov S.I. (Eds.). (1996) *Structure and history of the Protva River valley development (1996)* / Edited by. Moscow Univ. Press. 129 pp. (in Russ.)

Sidorchuk A., Borisova O., Panin A. (2001) Fluvial response to the late Valdai/Holocene environmental change on the East European Plain. *Glob. Planet. Change*. Vol. 28. P. 303–318.

[https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(00\)00081-3](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(00)00081-3)

Sidorchuk A.Y., Panin A.V., Borisova O.K. (2009) Morphology of river channels and surface runoff in the

Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period. *Geomorphology*. Vol. 113. P. 137–157. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.03.007>

Sidorchuk A.Yu., Ukraintsev V.Yu., Panin A.V. (2021) Estimating Annual Volga Runoff in the Late Glacial Epoch from the Size of River Paleochannels. *Water Resources*. Vol. 48. No. 6. P. 864–876.

<https://doi.org/10.1134/S0097807821060178>

Spiridonov A.I. (1983) On tectonic and climatic factors of river valley development. *Vestn. Mosk. Un-ta. Ser. 5. Geogr.* No. 5. P. 14–20. (in Russ.)

Starkel L., Michczyńska D.J., Gębica P. et al. (2015) Climatic fluctuations reflected in the evolution of fluvial systems of Central-Eastern Europe (60–8 ka cal BP). *Quat. Int.* Vol. 388. P. 97–118.

<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.017>.

Sycheva S., Frechen M., Terhorst B., Sedov S., Khokhlova O. *Pedostratigraphy and chronology of the Late Pleistocene for the extra glacial area in the Central Russian Upland (reference section Aleksandrov quarry)*. *Catena*. 2020. 194. 104689.

<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104689>

Sycheva S.A. (2005) Evolution of erosion palaeoforms in the climatic cycle 'glaciation-interglacial' In: *Novyye i tradicionnyye idei v geomorfologii. V Shchukinskiye chteniya*. Trudy. Moscow Univ. Press. P. 169–173.

Sycheva, S.A. (2003) Evolution of the Moscovian-Valdaian palaeocuts on the watersheds in the Middle Russian Upland. *Geomorfologiya*. No. 3. P. 76–91. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2003-3-76-91>

Tyuremnov S.N., Vinogradova E.A. (1973) Types of interglacial peat bogs of the Moscow region. *Bull. Komis. po Izuch. Chetv. Per.* № 40. P. 3–21.

Vandenberghe J., Sidorchuk A. Large palaeomeanders in Europe: Distribution, formation process, age, environments and significance. In: *Palaeohydrology. Geography of the Physical Environment*. Herget, J., Fontana, A., Eds.; Springer Nature: Cham, Switzerland, 2019. P. 169–186.

https://doi.org/10.1007/978-3-030-23315-0_9

Veldkamp A., Van den Berg M.W., Van Dijke J.J., et al. (2002) Reconstructing Late Quaternary fluvial process controls in the upper Aller Valley (North Germany) by means of numerical modeling. *Netherlands J. Geosci.* Vol. 81. P. 375–388.

<https://doi.org/10.1017/S0016774600022666>

Velichko A.A., Borisova O.K., Gurtovaya Ye.Ye., Zelikson E.M. (1991) Climatic rhythm of the last interglacial in Northern Eurasia. *Quat. Int.* 10–12. P. 191–213. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(91\)90052-P](https://doi.org/10.1016/1040-6182(91)90052-P)

Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V. et al. (2011) Glaciations of the East European Plain: Distribution and chronology. In: *Developments in Quater-*

nary Science. Vol. 15. Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. A Closer Look. Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.). Elsevier: Amsterdam, The Netherlands. P. 337–359.

<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00026-X>

Warwick G.T. (1964) Dry valleys in the southern Pennines. *Erdkunde*. Vol. 18. P. 116–123.

Zagwijn W.H. (1996) An analysis of Eemian climate in western and central Europe. *Quat. Sci. Rev.* Vol.15. P. 451–469.

[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(96\)00011-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(96)00011-X)

ACKNOWLEDGEMENTS

The work was carried out under the State Taskforce of the Department of Geomorphology and Palaeogeography (project No. 121040100323-5) and the Research Laboratory of Soil Erosion and Channel Processes named after N.I. Makkaveev (project No. 121051100166-4) of Lomonosov Moscow State University (project No. 121051100166-4).

ПРОБЛЕМЫ ИЗМЕРЕНИЯ РАСХОДА ДОННЫХ НАНОСОВ С УЧЕТОМ ДИСКРЕТНОГО ХАРАКТЕРА ИХ ДВИЖЕНИЯ

В.М. Католиков, Р.В. Заварзин

*Государственный гидрологический институт
v.katolikov@mail.ru, zavarzr@gmail.com*

Поступила в редакцию 01.09.2024

После доработки 01.10.2024

Принята к публикации 10.11.2024

Аннотация. Статья посвящена актуальной проблеме методики корректного расчета расхода донных наносов, которая должна опираться на объективный механизм их движения. В настоящее время существует несколько методических предложений по расчету расхода донных наносов при их грядовой форме движения. Для проверки и сопоставления этих методик были проведены эксперименты в 100-метровом и 8-метровом гидравлических лотках при режимах течения, приближенных к условиям равнинных рек. Результаты этих экспериментов представлены в данной статье.

В ходе экспериментов при различных условиях течения были сформированы донные рельефы, на которых были выделены гряды и волны двух других уровней. Формулируется и обосновывается принципиальное различие между грядами — формами движения донных наносов с переносом массы, и волнами, являющимися формой поверхности раздела междудвигающимися грядами и расположенными ниже русловыми отложениями. Сопоставление расходов донных наносов, измеренных объемным (эталонным) способом непосредственно в лотке и рассчитанных по параметрам гряд и волн, показывает, что наиболее близким к эталонному является расход донных наносов, рассчитанный по параметрам гряд. При этом суммирование расходов наносов, полученных по параметрам гряд и волн других уровней, приводит к значительному завышению общего расхода наносов в среднем на 66%.

Кроме этого, в статье приводятся результаты сопоставления геометрических параметров гряд и волн, обосновывается вывод о необходимости учета только грядовой формы движения донных наносов при расчете их расхода и вывод о необходимости учета высоты волн при расчете гарантированных глубин при проектировании судоходных прорезей.

Ключевые слова: донные гряды, волновые формы, волны II уровня, высота гряд, длина гряд, высота волн, длина волн

ВВЕДЕНИЕ

Фундаментальным понятием, на котором базируется гидроморфологическая теория руслового процесса, является дискретность механизма движения донных руслоформирующих наносов. Понятие «дискретность транспорта речных наносов и руслового процесса» было введено в начале 50-х гг. XX в. Н.Е. Кондратьевым (Кондратьев, 1951, 1953, 2000). Неотъемлемым элементом дискретности (прерывистости) движения руслоформирующих наносов является целостность дискретных морфологических элементов (объектов), возникающих при движении массы наносов. На пространственной границе между

этими формами происходит разрыв непрерывности движения наносов в бесструктурной форме, т. е. относящихся к более низкому структурному уровню.

Именно наличие такого разрыва непрерывности движения наносов на границе между дискретными морфологическими формами и отличает гряды как дискретную форму движения донных наносов от волн на границе раздела между потоком и массойдвигающихся донных наносов.

В рамках методологического подхода МГУ понятие «дискретность» используется применительно к волнообразному русловому рельефу с выделением дискретных волн различных структурных уровней

в предположении, что все эти волны рельефа являются формами движения донных наносов (Чалов, 2008). Многие исследования (Сидорчук, 1984, 2005; Алексеевский, 1998), проведенные как в гидравлических лотках, так и на реальных реках, подтверждают, что действительно на дне потока формируются:

- 1) грядовые формы движения донных наносов (по терминологии ГГИ);
- 2) расположенные под грядами волны руслового рельефа.

Согласно гидроморфологической теории руслового процесса ГГИ, гряды, являясь формой движения донных наносов, переносят «массу» наносов. Волны, расположенные ниже, являются лишь формой границы раздела между водным потоком и инертными донными отложениями.

Динамическое различие этих волновых форм речного дна проявляется и в форме их взаимодействия с речным потоком. Первые из них (гряды) активно воздействуют на гидравлические характеристики потока и его кинематическую структуру, вторые не оказывают такого влияния и только отражают внутренние волновые свойства турбулентного потока.

Генетические различия между волнами разного порядка можно установить или доказать в ходе экспериментов в гидравлических лотках по степени их участия в переносе массы донных наносов, т. е. в расходе донных наносов, при равномерном установившемся режиме водного потока и движении донных наносов. С этой целью были проведены экспериментальные исследования, результаты которых представляются в настоящей статье.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Экспериментальные исследования проводились по методике, разрабатываемой и многократно апробированной в Отделе русловых процессов ГГИ. Важнейшим условием проведения экспериментов является соблюдение условия динамического равновесия.

Согласно методике, скоростное поле потока и характеристики русловых форм фиксируются после того, как система «поток—деформируемое дно» достигнет динамически равновесного состояния. Критерием такого состояния является неизменность уклона водной поверхности, равенство расходов наносов, подаваемых в поток, и расходов наносов в конце лотка, а также неизменность параметров русловых форм во времени и по длине рабочего участка лотка (Клавен, Копалиани, 2011).

Экспериментальные исследования проводились в Русловой лаборатории ГГИ. Всего было проведено семь экспериментов, из них 3 в лотке длиной 100 м и 4 в лотке длиной 8 м (табл. 1).

В качестве донного материала был использован песок, гранулометрический состав которого приведен в табл. 2. При заданных гидравлических условиях эксперимента обеспечивалось движение всех фракций донных наносов.

На первых подготовительных этапах экспериментов в гидравлическом лотке формируется грядовое дно, для этого в лоток с ровным песчаным дном подается заданный расход воды. Во время данного этапа задается положение, соответствующее необходимой глубине потока. После окончания подготовительного этапа и достижения условия динамического равновесия по всей длине рабочего участка лотка образовались гряды.

На рис. 1 представлены фотографии грядового дна, полученного в ходе первого эксперимента в 100-метровом лотке и эксперимента в 8-метровом лотке. На фотографиях видно, что в 100-метровом лотке грядовый рельеф состоит из трехмерных гряд, расположенных в хаотичном порядке. По ширине лотка расположено в среднем от 5 до 10 гряд. При этом часто встречаются гряды, гребни

Таблица 1. Условия экспериментов

Table 1. Experimental conditions

Эксперимент №		Q , л/с	$H_{\text{пот}}$, см	$V_{\text{ср}}$, см/с	Fr	t^* , мин
100-метровый лоток	1	35.0	10.0	34.8	0.35	584
	2	55.0	15.0	36.7	0.30	655
	3	45.0	12.5	36.3	0.33	630
8-метровый лоток	4	2.9	4.5	28.2	0.42	312
	5	3.5	5.5	22.9	0.31	217
	6	4.4	5.7	33.2	0.44	170
	7	6.0	6.6	36.7	0.46	143

*Время эксперимента без учета времени формирования донного рельефа.

Таблица 2. Гранулометрический состав донных наносов

Table 2. Granulometric composition of bed load

	$d_{10\%}$, мм	$d_{50\%}$, мм	$d_{90\%}$, мм	$d_{90\%}/d_{10\%}$
100-метровый лоток	0.15	0.29	0.68	4.53
8-метровый лоток	0.12	0.15	0.25	2.08



Рис. 1. Грядовое движение донных наносов в первом и в четвертом экспериментах:

А) 100-метровый лоток; Б) 8-метровый лоток

Fig. 1. Dunes movement in the first and fourth experiments: a) 100-meter flume; b) 8-meter flume

которых напозаывают друг на друга, что приводит к формированию гряд с несколькими гребнями. В 8-метровом лотке гряды также трехмерны, по ширине лотка расположены 1–3 гряды.

Для получения продольных профилей грядового рельефа дна осуществлялось повторное продольное эхолотирование. В 100-метровом лотке первый, второй и третий продольники были расположены на расстоянии 30, 50 и 70 см от правого стекла соответственно. Длина каждого продольника составила 600 см. Временной интервал между измерениями каждого продольника в первом эксперименте составлял 15–16 минут, а во втором и в третьем – 27 минут. В 8-метровом лотке измерения осуществлялись также по трем продольникам, расположенным на расстоянии 5.25, 10.5 и 15.75 см от правого стекла. Интервалы между измерениями в 4-м эксперименте составляли 10 минут, а в 5, 6 и 7 – 15 минут.

В 100-метровом лотке длина участка, покрытого песком, составляла 20 м. При этом эхолотирование параметров гряд проводилось лишь на 6-метровом участке. В 8-метровом лотке длина участка укладки песка была 5 м, эхолотирование дна по продольникам проводилось на участке длиной 2.5 метра.

Каждый эксперимент проходил в несколько этапов длительностью по 2–4 часа. После окончания каждого этапа подача воды прекращалась

и проводилось измерение выноса песка. Таким образом, в каждом эксперименте было получено от 3 до 5 измерений выноса песка. Такое количество измерений позволяет получить достаточно точную среднюю величину выноса песка. Измеренный объем песка делится на длительность эксперимента, и таким образом вычисляется эталонный расход донных наносов.

Измерения выноса проводились без высушивания и взвешивания, и данные измерений отражают расход наносов в рыхлом теле. По этой причине применение расчетных формул осуществляется без учета коэффициента пористости.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для выделения гряд различных типов продольные профили были обработаны методом последовательной интерполяции. Именно данный метод выделения элементов руслового рельефа применяется в работе (Сидорчук, 2005).

Суть данного метода заключается в следующем. На продольном профиле дна выделяются точки смены градиента с отрицательного на положительный. Данные точки фиксируют ложбины между волнами первого уровня. Далее ложбины соединяются линией, которая определяет поверхность волн второго уровня. Выделение ложбин на волнах второго уровня делается также путем определения

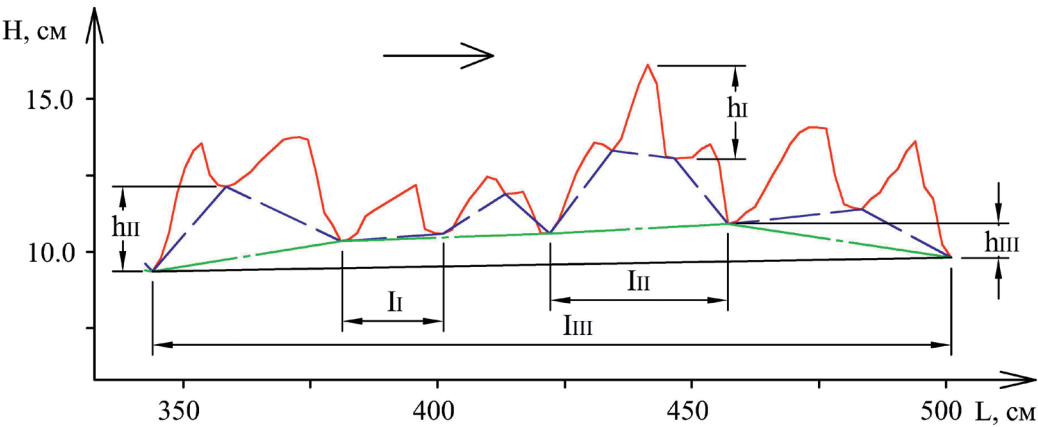


Рис. 2. Пример выделения волн различных уровней (эксперимент 3, продольник 5).

h_I, h_{II}, h_{III} — высоты волн I, II и III уровней, l_I, l_{II}, l_{III} — длины волн I, II и III уровней

Fig. 2. Example of identifying waves of different levels (experiment 3, longitudinal 5).

h_I, h_{II}, h_{III} — heights of waves of levels I, II and III, l_I, l_{II}, l_{III} — lengths of waves of levels I, II and III

точек смены градиента. Поверхность волн третьего уровня определяется аналогично путем соединения линий подвалов волн предыдущего уровня. Такая обработка продолжается до тех пор, пока на профиле не останется ни одной точки смены градиента.

Геометрические характеристики иерархического комплекса волн

В результате обработки продольных профилей дна удалось выделить волны трех уровней. Пример выделения волн представлен на рис. 2. На рисунке красная линия является поверхностью волн I порядка, синяя линия — волн II порядка и зеленая линия — волн III порядка. Отметки на

вертикальной оси отсчитываются от дна лотка, отметки горизонтальной оси — от начала рабочего участка.

Каждая выделенная на профиле волна была измерена. В данном случае высота волн представляется как превышение высотной отметки гребня над нижерасположенным подвалом, а длина волн — как разность продольных отметок ложбин, ограничивающих волну. На рис. 2 приведен пример измерения геометрических характеристик нескольких волн разных уровней.

В ходе обработки было обнаружено большое количество волн I уровня с высотами менее 0.3 см, тогда как средняя высота волн, измеренная ручным способом, составляет от 1.3 до 2.0 см. Включение

Таблица 3. Характеристики длин волн в 100-метровом лотке

Table 3. Wavelength characteristics in the 100-meter hydraulic flumes

Уровень	Характеристики	Эксперимент 1 ($Q = 35$ л/с, $H = 10.0$ см.)	Эксперимент 2 ($Q = 55$ л/с, $H = 15.0$ см.)	Эксперимент 3 ($Q = 45$ л/с, $H = 12.5$ см.)
I	N	475	475	485
	l_{cp} , см	14.6	14.7	14.6
	h_{cp} , см	1.76	1.71	1.76
	$h_{cp} \cdot k_{cp}$, см	2.38	2.31	2.38
II	N	132	139	141
	l_{cp} , см	46.8	48.3	46.1
	h_{cp} , см	1.78	1.57	1.67
III	N	29	35	42
	l_{cp} , см	141.0	152.0	131.2
	h_{cp} , см	1.51	1.18	1.12

в расчет средней высоты волн выступов высотой менее 0.3 см приводит к неоправданному занижению средней высоты волны. Исходя из этого при расчете средней высоты волн I уровня проводилась фильтрация выступов высотой менее 0.3 см.

Осредненные характеристики волн трех уровней, зафиксированных при анализе рельефа в экспериментах в 100-метровом лотке, представлены в табл. 3, в которой N — количество волн, $l_{\text{ср}}$ — средняя длина волн, $h_{\text{ср}}$ — средняя высота волн.

Обработка рельефа дна, полученного в ходе экспериментов в 8-метровом лотке, также проводилась с фильтрацией малых выступов высотой менее 0.3 см. В данных экспериментах из-за малой длины участка эхолотирования удалось выделить волны лишь двух уровней.

Как видно на рис. 1, гряды, сформировавшиеся на песчаном дне в обоих лотках, трехмерные. Гряды такого типа в каждой точке поперечного профиля имеют разную высоту и хаотичную плановую форму. По этой причине во время эхолотирования измеряемый продольный створ пересекает гряды в самых разных точках их гребня. Кроме того, большая часть значений высоты гряд на продольнике измерена не в точке наибольшей высоты гряды, а ближе к периферии гребней. В итоге при осреднении высот гряд по продольному профилю получится не истинная средняя высота гряд, а ее заниженная величина. Это обстоятельство приводит к неоправданному занижению удельного расхода донных наносов.

В работе (Замышляев, Снисченко, 1982) были предложены поправочные коэффициенты, позволяющие корректировать измеренную высоту волн I уровня (гряд). Данные коэффициенты различны для каждого типа поперечного профиля гряды и находятся в диапазоне от 1.2 до 1.6. В условиях отсутствия специальных исследований по типизации трехмерных гряд поправочный коэффициент в настоящей работе при расчете средней высоты гряд был принят равным 1.35. Для волн II уровня коэффициент не применялся.

Анализируя данные о количестве волн различных уровней в двух экспериментах, можно заметить, что при увеличении уровня волн их количество уменьшается в 3–4 раза, тогда как средняя длина волн — увеличивается в 3–4 раза. При этом средняя высота волн при увеличении уровня во всех экспериментах уменьшается. В первых трех экспериментах высоты волн I уровня выше волн II уровня на 40%, тогда как волны II уровня выше волн III уровня на 24%, то есть уменьшаются в среднем на 27%.

Динамика иерархического комплекса волн

Согласно гидроморфологической теории руслового процесса перемещение гряд (микроформ) происходит путем перемещения по их напорному склону частиц песка (донных наносов) в бесструктурной форме под действием крупномасштабных вихрей в потоке. Перемещаясь по напорному склону, частицы песка попадают в подвалье, где они оседают на время полного перемещения гряды. Побочни и осередки (мезоформы) перемещаются за счет движения по их поверхности гряд. Гряды, перемещающиеся по напорному склону мезоформ, поступают в подвалье мезоформы, где остаются на время, соответствующее полному перемещению мезоформы. Из этого следует, что измерение расхода донных наносов необходимо проводить либо по параметрам микроформ, либо отдельно по параметрам мезоформ.

Согласно подходу МГУ, рельеф дна состоит из волн шести уровней (порядков) (Алексеевский, 1998; Сидорчук, 2015), которые в зависимости от гидравлических условий могут перемещаться либо активно, либо пассивно (Сидорчук, 2015). Активные волны перемещаются под прямым действием скоростей в потоке, тогда как пассивные — за счет транспорта по их поверхности активных волн и транзитных наносов, движущихся в бесструктурной форме. При этом в русловом рельефе могут находиться сразу несколько активных уровней волн, расположенных друг на друге. В таком случае измерение расхода донных наносов необходимо проводить, суммируя расходы всех активных типов волн и расход транзитных наносов.

Из вышесказанного следует, что для корректного анализа подхода МГУ необходимо определение характера движения волн. Для этого было выполнено сравнение продольных профилей, измеренных с временным интервалом. Анализу подвергались продольные профили, измеренные во всех экспериментах, но в данной статье приводятся рисунки только одного продольного профиля, измеренного в ходе третьего эксперимента (рис. 3 и 4).

На рис. 3 приведена динамика комплекса волн, где волны I уровня перемещаются по поверхности волн II уровня. На первом продольном профиле выделены и пронумерованы волны II уровня, также зафиксированы точки ложбин, являющихся границами между волнами. На втором профиле выделяются волны, найденные на первом продольнике; таким же образом идентифицируются волны на каждом последующем продольнике. Точки ложбин

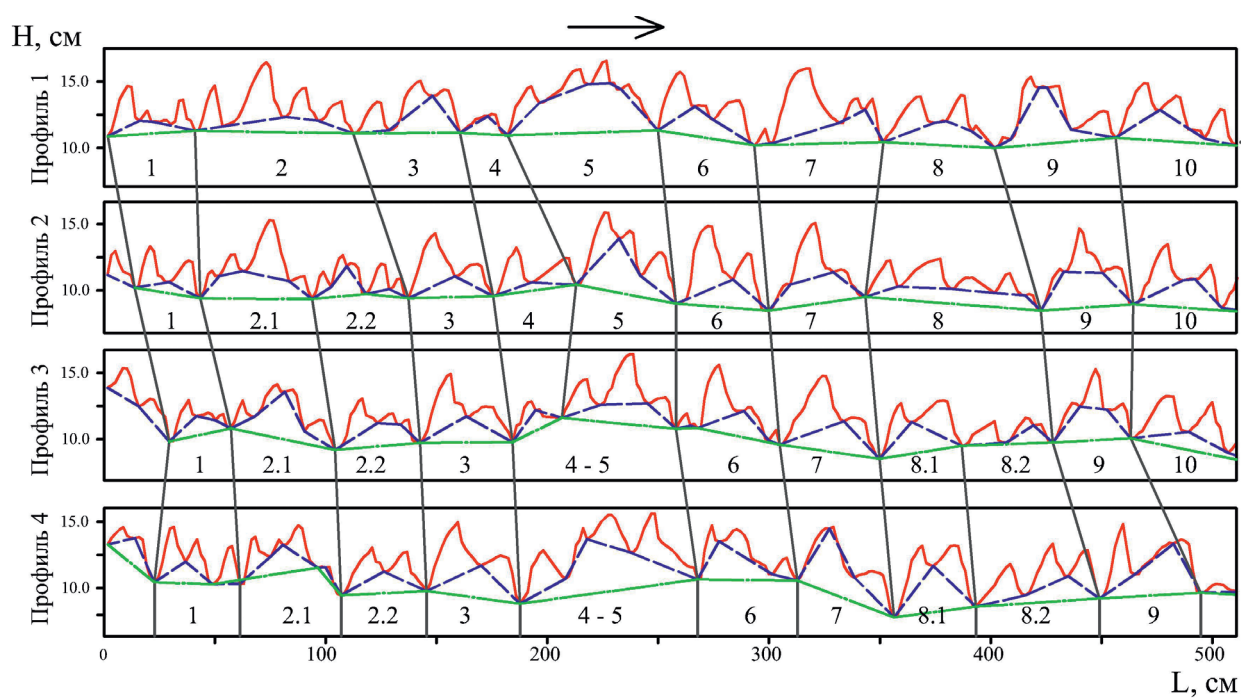


Рис. 3. Динамика комплекса волн I, II и III уровней (эксперимент 3, продольник 5)

Fig. 3. Dynamics of the complex of waves of levels I, II and III (experiment 3, longitudinal 5)

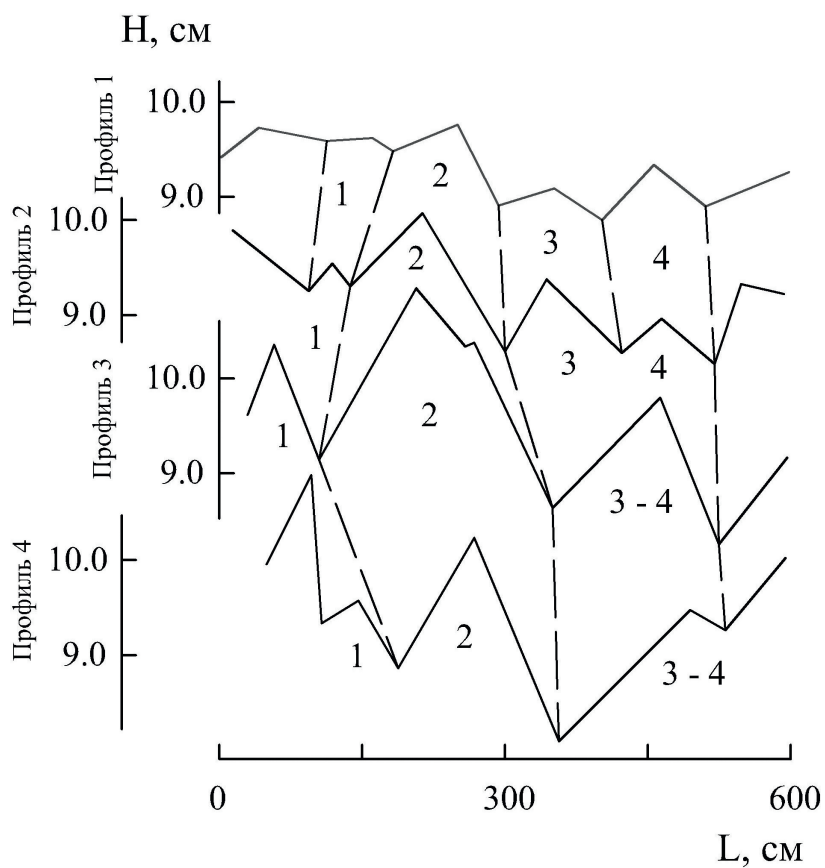


Рис. 4. Динамика волн III уровня (эксперимент 3, продольник 5)

Fig. 4. Dynamics of waves of level III (experiment 3, longitudinal 5)

каждой волны соединяются линией с ложбинами, найденными на следующем профиле, и таким образом фиксируются перемещения волн.

Как можно заметить на рис. 3, основная масса волн I уровня равномерно движется вниз по течению. Большинство волн, зафиксированных на первом профиле, легко опознаются на следующих профилях. За временной промежуток между измерениями форма волн изменяется несильно, т. к. форма волн находится под постоянным прямым воздействием турбулентных вихрей в потоке. Исходя из этого, можно сделать вывод о том, что волны I уровня являются активными.

Волны II уровня оказываются значительно менее стабильными. Положение гребней волн относительно их оснований меняется почти в каждом случае. Кроме того, часть волн, например волны 1, 4, 5, 7 и 8, имеют сдвиг одной из ложбин вверх по течению. Такие сдвиги объясняются изменением формы волн и не описывают их динамические характеристики. Также можно заметить на рисунке, что волны 2 и 8 на одном из этапов своего развития делятся на две волны, а волны под номерами 4 и 5, наоборот, соединяются в одну волну.

Согласно подходу МГУ, пассивные волны движутся путем накапливания в своем подвалье наносов, которые перемещаются в форме активных волн. Из этого следует, что активные волны, попадая в подвалье пассивной волны, должны терять свою форму и прекращать движение.

Анализируя движение основной массы волн II уровня, можно утверждать, что подвалья волн II уровня перемещаются одновременно с подвальями волн I уровня. Одновременно с этим волны I уровня, находясь в подвалье волны II уровня, не теряют свою форму. Волны двух уровней движутся одновременно. Таким образом, движение волн II уровня нельзя считать пассивным. Активными эти волны также нельзя назвать, т. к. они находятся под движущимися волнами I уровня и напрямую не взаимодействуют с потоком.

На рис. 4 приведена динамика волн III уровня. На всем 6-метровом участке лотка удалось выделить лишь 4 волны III уровня. При этом все четыре волны оказываются нестабильными. Волна 1 фиксируется лишь на первом и втором профиле, волна 2 на втором и третьем профиле расширяется вниз по течению, а волны 3 и 4 объединяются на третьем профиле. Корректно определить активность или пассивность волн данного уровня нельзя по тем же причинам, которые описаны выше для волн II уровня. Измерение сдвига волн данного уровня затруднено в силу нестабильности их формы.

Все вышеперечисленные выводы о характере движения иерархического комплекса волн относятся ко всем экспериментам.

Для расчета удельного расхода донных наносов как по методу ГГИ, так и по методу МГУ необходимо измерять параметры волн I уровня, которые, по определению ГГИ, являются грядами. Беря во внимание гипотезу о возможном участии волн II уровня в транспорте наносов, параметры этих волн необходимо также измерять для выполнения сравнительного анализа.

Оценка среднего смещения волн I уровня выполняется по характеристикам пространственно-временной корреляции массивов промерных данных. Такая технология нахождения скорости движения гряд подробно описана в работе (Костюченко, Заварзин, 2022), и данный подход хорошо себя зарекомендовал в ходе экспериментальной проверки (Заварзин, Петровская, 2023).

Ввиду случайного изменения формы волн II уровня измерения их сдвига проводятся по отметкам подвалей отдельных волн устойчивой формы.

Для применения данного метода отметки дна продольных профилей представляют в табличном виде. Далее для последовательно измеренных профилей находятся коэффициенты корреляции с различными сдвигами. Итоговая скорость гряд находится путем деления расстояния сдвига с наибольшей корреляцией на временной интервал. Данная операция проводится для всех измеренных продольных профилей дна. Полученные средние скорости волн I уровня для каждого продольного профиля осредняются, и итоговая скорость (C_r) приводится в таблицах 5–8.

Для измерения сдвига волн II уровня выполнялась ручная обработка промерных данных. Сдвиг волн измерялся исходя из положения их подвалей на каждом последующем измерении аналогично схеме на рис. 3. Для получения значения скорости сдвиг делится на время между измерениями, результаты приведены в таблицах 5–8. Сдвиг волн III уровня корректно зафиксировать невозможно ввиду их нестабильности (рис. 4).

Расход донных наносов

Одной из целей данной работы является определение степени участия волн различных уровней в транспорте донных наносов. По полученным характеристикам волн I и II уровней можно рассчитать расход наносов. Величина эталонного (фактического) расхода донных наносов измеряется по выносу песка в песколовку.

Подход, лежащий в основе всех существующих методов измерения расхода донных наносов

Таблица 4. Характеристики длин волн в 8-метровом лотке
Table 4. Wavelength characteristics in the 8-meter hydraulic flumes

Уровни	Характеристики	Эксперимент 4 ($Q = 2.9$ л/с, $H = 4.5$ см)	Эксперимент 5 ($Q = 3.5$ л/с, $H = 5.5$ см)	Эксперимент 6 ($Q = 4.5$ л/с, $H = 5.7$ см)	Эксперимент 7 ($Q = 6.0$ л/с, $H = 6.6$ см)
I	N	164	132	153	163
	$l_{\text{ср}}$, см	14.7	15.6	12.1	13.3
	$h_{\text{ср}}$, см	1.38	1.61	1.34	1.48
	$h_{\text{ср}} \cdot k_{\text{тр}}$, см	1.86	2.17	1.81	2.00
II	N	49	37	37	43
	$l_{\text{ср}}$, см	44.7	46.9	36.4	42.4
	$h_{\text{ср}}$, см	1.01	1.11	1.03	1.46

Таблица 5. Расход донных наносов, измеренный по волнам I уровня в 100-метровом лотке
Table 5. The discharge of bed load measured by level I waves in the 100-meter hydraulic flume

Струя №	Характери- стики	Эксперимент 1			Эксперимент 2			Эксперимент 3		
		$Q = 35 \text{ л/с}, H = 10 \text{ см}$			$Q = 55 \text{ л/с}, H = 15 \text{ см}$			$Q = 45 \text{ л/с}, H = 12.5 \text{ см}$		
			$Q_{\text{стр}},$ $\text{см}^3/\text{мин}$	$Q_{\text{полн}},$ $\text{см}^3/\text{мин}$		$Q_{\text{стр}},$ $\text{см}^3/\text{мин}$	$Q_{\text{полн}},$ $\text{см}^3/\text{мин}$		$Q_{\text{стр}},$ $\text{см}^3/\text{мин}$	$Q_{\text{полн}},$ $\text{см}^3/\text{мин}$
1 (0.0–30.0)	—	0	10.43	37.90	0	7.04	25.05	0	6.90	26.74
	α	0.54			0.52			0.51		
	$h_{\text{ср}}, \text{см}$	2.30			2.51			2.46		
2 (30.0–50.0)	$C_{\text{г}}, \text{см/мин}$	0.33	9.14		0.21	5.25		0.22	6.50	
	$q_{\text{эле}}, \text{см}^2/\text{мин}$	0.41			0.28			0.27		
	α	0.51			0.51			0.51		
3 (50.0–70.0)	$h_{\text{ср}}, \text{см}$	2.61	8.79		2.19	5.38		2.39	6.48	
	$C_{\text{г}}, \text{см/мин}$	0.38			0.22			0.31		
	$q_{\text{эле}}, \text{см}^2/\text{мин}$	0.50			0.25			0.38		
4 (70.0–100.0)	α	0.50	9.54		0.52	7.37		0.52	6.86	
	$h_{\text{ср}}, \text{см}$	2.27			2.23			2.30		
	$C_{\text{г}}, \text{см/мин}$	0.33			0.25			0.23		
	$q_{\text{эле}}, \text{см}^2/\text{мин}$	0.37			0.29			0.27		
	—	0			0			0		
Эталонный расход наносов $Q_{\text{эт}}, \text{см}^3/\text{мин}$		30.51			28.71			48.59		

по характеристикам гряд, был сформулирован в начале XX в. австрийским исследователем Ф. Экснером (Ехнер, 1925). В последующем данный подход активно разрабатывался в ГГИ в рамках гидроморфологической теории руслового процесса. Согласно этому подходу, расход наносов рассматривается как функция высоты и скорости перемещения гряд: $q_{\text{эле}} = \alpha \cdot h_{\text{ср}} \cdot C_{\text{г}}$,

где $q_{\text{эле}}$ — элементарный расход донных наносов в рыхлом теле в объемных единицах, α — коэффициент формы гряды (в настоящей работе измеряемый для каждого профиля отдельно).
В табл. 4 и 5 представлены расчеты расхода донных наносов для экспериментов в 100-метровом лотке. Расход наносов в струях ($Q_{\text{стр}}$) рассчитывался путем осреднения удельных расходов на соседних

Таблица 6. Расход донных наносов, измеренный по волнам II уровня в 100-метровом лотке
Table 6. The discharge of bed load measured by level II waves in the 100-meter hydraulic flume

Струя №	Характеристики	Эксперимент 1			Эксперимент 2			Эксперимент 3		
		$Q = 35 \text{ л/с}, H = 10 \text{ см}$			$Q = 55 \text{ л/с}, H = 15 \text{ см}$			$Q = 45 \text{ л/с}, H = 12.5 \text{ см}$		
			$Q_{\text{стр}}, \text{ см}^3/\text{мин}$	$Q_{\text{полн}}, \text{ см}^3/\text{мин}$		$Q_{\text{стр}}, \text{ см}^3/\text{мин}$	$Q_{\text{полн}}, \text{ см}^3/\text{мин}$		$Q_{\text{стр}}, \text{ см}^3/\text{мин}$	$Q_{\text{полн}}, \text{ см}^3/\text{мин}$
1 (0.0–30.0)	—	0	7.03	29.30	0	3.55	15.18	0	6.84	21.65
	α	0.54			0.50			0.51		
	$h_{\text{ср}}, \text{ см}$	1.76			1.62			1.62		
2 (30.0–50.0)	$C_{\text{г}}, \text{ см/мин}$	0.29	7.12		0.17	2.97		0.33	5.12	
	$q_{\text{эле}}, \text{ см}^2/\text{мин}$	0.28			0.14			0.27		
	α	0.53			0.49			0.52		
	$h_{\text{ср}}, \text{ см}$	1.96			1.45			1.60		
3 (50.0–70.0)	$C_{\text{г}}, \text{ см/мин}$	0.42	7.40		0.22	3.58		0.29	4.48	
	$q_{\text{эле}}, \text{ см}^2/\text{мин}$	0.44			0.16			0.24		
	α	0.52			0.50			0.55		
	$h_{\text{ср}}, \text{ см}$	1.67			1.60			1.65		
4 (70.0–100.0)	$C_{\text{г}}, \text{ см/мин}$	0.35	7.75		0.25	5.09		0.23	5.21	
	$q_{\text{эле}}, \text{ см}^2/\text{мин}$	0.30			0.20			0.20		
	—	0			0			0		
	Эталонный расход наносов $Q_{\text{эт}}, \text{ см}^3/\text{мин}$				30.51			28.71		

Таблица 7. Расход донных наносов, измеренный по волнам I уровня в 8-метровом лотке
Table 7. The discharge of bed load measured by level I waves in the 8-meter hydraulic flume

Характеристики	Эксперимент 4 ($Q = 2.9 \text{ л/с}, H = 4.5 \text{ см}$)	Эксперимент 5 ($Q = 3.5 \text{ л/с}, H = 5.5 \text{ см}$)	Эксперимент 6 ($Q = 4.5 \text{ л/с}, H = 5.7 \text{ см}$)	Эксперимент 7 ($Q = 6.0 \text{ л/с}, H = 6.6 \text{ см}$)
α	0.51	0.50	0.50	0.47
$h_{\text{ср}}, \text{ см}$	1.86	2.17	1.81	2.00
$C_{\text{г}}, \text{ см/мин}$	0.15	0.11	0.18	0.33
$B, \text{ см}$	21.0	21.0	21.0	21.0
$Q_{\text{полн}}, \text{ см}^3/\text{мин}$	3.00	2.52	3.42	6.51
$Q_{\text{эт}}, \text{ см}^3/\text{мин}$	3.05	2.16	3.64	6.92

продольных профилях и умножения этого значения на ширину струи. Полный расход наносов ($Q_{\text{полн}}$) рассчитывается как сумма расходов в струях. Для сравнения в таблицу были добавлены данные эталонного расхода донных наносов $Q_{\text{эт}}$, измеренного по выносу песка.

В табл. 7 и 8 представлены расчеты расхода донных наносов для экспериментов в 8-метровом лотке. В этой серии экспериментов расход наносов рассчитывался сразу для всей ширины лотка.

Анализируя полученные данные о расходе донных наносов, можно заметить, что во всех экспериментах, кроме третьего, расход наносов, измеренный по волнам I уровня, оказывается наиболее близкими к эталонному расходу. Отклонение измеренного расхода по волнам I уровня от эталонного расхода не превышает 18.5%.

Расход, измеренный по волнам II уровня, во всех случаях, кроме эксперимента 7, оказывается ниже эталонного расхода в среднем на 37%. При попытке

Таблица 8. Расход донных наносов, измеренный по волнам II уровня в 8-метровом лотке**Table 8.** The discharge of bed load measured by level II waves in the 8-meter hydraulic flume

Характеристики	Эксперимент 4 ($Q = 2.9$ л/с, $H = 4.5$ см)	Эксперимент 5 ($Q = 3.5$ л/с, $H = 5.5$ см)	Эксперимент 6 ($Q = 4.5$ л/с, $H = 5.7$ см)	Эксперимент 7 ($Q = 6.0$ л/с, $H = 6.6$ см)
α	0.52	0.53	0.51	0.51
$h_{\text{ср}}$, см	1.01	1.11	1.03	1.48
$C_{\text{г}}$, см/мин	0.14	0.15	0.18	0.45
B , см	21.0	21.0	21.0	21.0
$Q_{\text{полн}}$, см ³ /мин	1.54	1.85	1.98	7.13
$Q_{\text{эт}}$, см ³ /мин	3.05	2.16	3.64	6.92

суммирования расходов по волнам I и II уровней ошибка возрастает и составляет в среднем 65.5%, но в ряде случаев, например в экспериментах 1, 5 и 7, ошибка превышает 100%.

Из всех приведенных результатов выбивается третий эксперимент. В этом эксперименте расход, измеренный по волнам I уровня, составляет лишь 55% от эталонного. В таком случае суммирование расходов волн двух уровней дает более точные результаты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При появлении на дне потока микроформ (по терминологии гидроморфологической теории руслового процесса) непрерывное движение донных наносов в бесструктурной форме прерывается в подвалье, обуславливая целостность и замкнутость грядовой формы, переносящей «массу» донных наносов. Тот же разрыв непрерывности движения донных наносов в виде микроформ происходит при формировании на дне потока средних грядовых форм (ленточных гряд и побочней), обуславливая целостность и замкнутость этих форм.

Продольные профили грядового дна, измеренные в лабораторных условиях, показывают, что наличие на дне потока волн поверхности раздела (II уровень) не приводит к разрыву непрерывности движения донных наносов в грядовой форме по поверхности волн. Каждая волна II уровня закреплена за группой из 3–4 гряд (волн I уровня) и движется по отметкам их подвалей. Грядовые формы перемещаются в их подвалях вниз по течению, сохраняя непрерывность или неразрывность своего движения.

В силу всего вышесказанного объединение волн руслового рельефа в одну генетическую систему, с нашей точки зрения, неоправданно и необъективно, а изучение обоих видов «волн» должно основываться на разных методах. Необходимо проведение дополнительных исследований, направленных на

анализ геометрических параметров волн II уровня.

Важнейшим выводом из данной работы является то, что при расчете расхода донных наносов следует учитывать только грядовые формы движения донных наносов первого уровня. Только лишь гряды переносят наносы, в то время как волны II уровня являются лишь формой, лежащей под грядами и не контактирующей с потоком напрямую.

В ходе измерения параметров гряд было обнаружено, что в массиве данных по высотам гряд содержится большое количество выступов на дне с высотами менее 0.3 см. Большое количество таких выступов приводит к неоправданному занижению средней высоты гряд. Для правильной идентификации гряд на профиле и необходима разработка специальных рекомендаций по вводу коэффициента фильтрации при выделении гряд на продольнике.

При расчете средней высоты гряд был применен коэффициент трехмерности, увеличивающий среднюю высоту гряд. Данный коэффициент определяется плановой формой гряд, однако в условиях отсутствия типизации плановой формы гряд коэффициент принимается равным 1.35. В дальнейшем для корректного применения данного коэффициента необходимо проведение работы по типизации плановой формы трехмерных гряд.

Справедливость применения двух вышеописанных приемов обработки подтверждается результатами сопоставления расхода наносов, измеренного по грядам, и эталонного, измеренного в песколовке.

При определении возможных максимальных отметок дна, например в судоходных прорезях, следует учитывать как высоту гряд, так и высоту волн II уровня. Для создания рекомендаций по учету волн II уровня при определении максимальных отметок дна необходимо проведение дополнительных исследований с использованием данных промеров на реальных реках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 202 с.

Заварзин Р.В., Петровская О.А. Измерения расхода донных наносов, перемещающихся в грядовой форме: экспериментальное исследование косвенных методов измерения // Водные пути и русловые процессы. Гидротехнические сооружения водных путей. Вып. 6. Ч. 1. СПб.: ГУМРФ им. адм. С.О. Макарова. 2023. 214–232 с.

Замышляев В.И., Снисченко Б.Ф. Статистическая оценка размеров песчаных гряд // Труды ГГИ. 1982. Вып. 278. С. 89–96.

Клавен А.Б., Копалиани З.Д. Экспериментальные исследования и гидравлическое моделирование речных потоков и руслового процесса. СПб.: Нестор-История, 2011. 504 с.

Кондратьев Н.Е. Условия непрерывности и дискретности в применении к русловому потоку // Метеорология и гидрология, 1951. № 12. С. 36–41.

Кондратьев Н.Е. О дискретности русловых процессов // Проблемы русловых процессов. Л.: Гидрометеиздат. 1953. С. 32–42.

Кондратьев Н.Е. Русловые процессы и деформации берегов водохранилищ. СПб.: Знак. 2000. 257 с.

Костюченко А.А., Заварзин Р.В. Метод выполнения и обработки измерений для определения параметров донных гряд // Водные пути и русловые процессы. Гидротехнические сооружения водных путей. Вып. 6. Ч. 1. СПб.: ГУМРФ им. адм. С.О. Макарова. 2023. С. 151–165.

Сидорчук А.Ю. Структура рельефа речного русла // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1984. № 1. С. 17–23.

Сидорчук А.Ю. Структура руслового рельефа нижней Волги // Геоморфология. 2005. № 2. С. 86–96.

Сидорчук А.Ю. Оценка стока влекомых наносов в речном русле с учетом данных об активной и пассивной динамике гряд // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 1. С. 31–44.

Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Изд-во ЛКИ. 2008. 608 с.

Exner F. Über die Wechselwirkung zwischen Wasser und Geschiebe in Flüssen // Vienna Academy of Science. 1925. 134 p.

ОБ АВТОРАХ

Католиков Виктор Михайлович — ФГБУ «Государственный гидрологический институт», кандидат технических наук, профессор, руководитель отдела русловых процессов.

Служебный адрес: 198035, Российская Федерация, г. Санкт-Петербург, 2-я линия В.О., 23

E-mail: v.katolikov@mail.ru

Заварзин Руслан Витальевич — ФГБУ «Государственный гидрологический институт», младший научный сотрудник.

Служебный адрес: 198035, Российская Федерация, г. Санкт-Петербург, 2-я линия В.О., 23

E-mail: zavarzr@gmail.com

PROBLEMS IN MEASURING BED LOAD DISCHARGE CONSIDERING THE DISCRETE NATURE OF ITS MOVEMENT

V.M. Katolikov, R.V. Zavarzin

State Hydrological Institute

v.katolikov@mail.ru, zavarzr@gmail.com

Abstract. The article addresses the important problem of the methodology for the correct calculation of bed load discharge, which should be based on an objective mechanism of its movement. Currently, several methodological proposals exist for calculating the discharge of bed load based on its dune-like movement. To test and compare these methods, experiments were conducted in 100-meter and 8-meter hydraulic flumes under flow conditions similar to those of lowland rivers. The results of these experiments are presented in this article.

During the experiments, under various flow conditions, bed reliefs were created, on which dunes and waves of two additional levels were identified. The fundamental difference between dunes, which are forms of bed load movement involving mass transport, and waves, which represent the interface between moving dunes and the underlying bottom sediments, is defined and substantiated. A comparison of bed load discharge measured by the reference (volumetric) method directly in the flume with that calculated based on dune and wave parameters shows that the discharge calculated from dune parameters is closest to the reference. However, summing the bed load discharge obtained from the parameters of dunes and waves at other levels leads to a significant overestimation of the total discharge by an average of 66%.

Furthermore, the article presents results comparing the geometric parameters of dunes and waves and substantiates the conclusion that only the dune form of bed load movement should be considered when calculating flow rates, and that wave height should be considered when calculating guaranteed depths for dredged channel design.

Keywords: bed dunes, wave forms, second-level waves, dunes height, dunes length, wave height, wave length

REFERENCES

- Alekseevskij N.I. Formation and movement of river sediments. M.: Izd-vo Mosk. un-ta, 1998. 202 s. (In Russ.)
- Zavarzin, R.V., and O.A. Petrovskaya. "Measurements of bed load transport taking place in the form of dunes: an experimental study of indirect measurement methods." *Vodnye puti i ruslovyje protsessy. Gidrotekhnicheskie sooruzheniya vodnykh putej*. SPb.: Gosudarstvennyi universitet morskogo i rechnogo flota im. admirala S. O. Makarova, 2023. 213–231. (In Russian)
- Zamyshljaev V.I., Snishhenko B.F. "Statistical assessment of the sizes of sand dunes" // *Trudy GGI*. 1982. Vyp. 278. p. 89-96. (In Russ.)
- Klaven, A.B., and Z.D. Kopalani. Experimental studies and hydraulic modeling of river flows and channel processes. SPb.: Nestor-Istoriya, 2011. — 504 p. (In Russ.)
- Kondrat'ev N.E. Conditions of continuity and discreteness as applied to channel flow // *Meteorologija i gidrologija*, 1951. № 12. p. 36-41. (In Russ.)
- Kondrat'ev N.E. About the discreteness of channel processes // *Problemy ruslovykh processov*. L.: Gidrometeoizdat. 1953. p. 32-42. (In Russ.)
- Kondrat'ev N.E. Channel processes and deformations of reservoir banks. SPb.: Znak. 2000. P. 257 (In Russ.)
- Kostjuchenko A.A., Zavarzin R.V. Method of performing and processing measurements to determine the parameters of bed forms // *Vodnye puti i ruslovyje processy. Gidrotekhnicheskie sooruzheniya vodnykh putej*. Vyp. 6. Ch. 1. SPb.: GUMRF im. adm. S.O. Makarova. 2023. p. 151-165. (In Russ.)
- Sidorchuk A.Ju. River bed relief structure // *Vest. Mosk. un-ta. Ser. 5. Geografija*. 1984. № 1. p.17–23. (In Russ.)
- Sidorchuk A.Yu. The structure of channel landforms of lower Volga. *Geomorfologiya*. 2005;(2): p. 86-96. (In Russ.)
- Sidorchuk A.Ju. Estimation of sediment flow in a river channel taking into account data on active and passive dynamics of ridges // *Vodnye resursy*. 2015. T. 42, № 1. p. 31–44. (In Russ.)
- Chalov R.S. Channel studies: theory, geography, practice. T.1 Riverbed processes: factors, mechanisms, forms of manifestation and conditions of formation of riverbeds. M.: Izd-vo LKI. 2008. P. 608. (In Russ.)
- Exner, F. "On the interaction between water and bedload in rivers." *Proc., Vienna Academy of Sciences, Section IIA*, 134, 1925.

УДК 551.4.042

ГИДРАВЛИКА РЕЧНОГО ПОТОКА И ПАРАМЕТРЫ ТРАНСПОРТА НАНОСОВ ПРИ НЕУСТАНОВИВШЕМСЯ ДВИЖЕНИИ ВОДЫ В НИЖНИХ БЬЕФАХ ГИДРОУЗЛОВ НА СУДОХОДНЫХ РЕКАХ

Г.Л. Гладков, П.С. Ржаковская

*Государственный университет морского и речного флота имени адмирала С.О. Макарова
gladkovgl@gumrf.ru, przhakovskaya@mail.ru*

Поступила в редакцию 01.09.2024

После доработки 01.10.2024

Принята к публикации 10.11.2024

Аннотация: В работе представлены численные эксперименты по оценке гидравлических характеристик речного потока и параметров транспорта наносов в нижних бьефах гидроузлов на крупных судоходных реках. Полученные результаты позволили изучить особенности движения наносов при неустановившемся течении воды и разработать определенные рекомендации для установления граничных условий при моделировании русловых переформирований. Основные выводы по материалам численных экспериментов заключаются в следующем: при неустановившемся движении воды в нижнем бьефе гидроузла отмечается активизация транспорта наносов, как в летний период наблюдений, так и зимой; наибольшие расхождения между почасовыми и среднесуточными данными наблюдаются в створах, расположенных в непосредственной близости от гидроузла; степень увеличения расхода наносов при неустановившемся движении воды в нижнем бьефе гидроузла зависит от неравномерности регулирования стока воды, удаления расчетного гидроствора от створа плотины и от характера изменения водности в течение навигации; в непосредственной близости от створа гидроузла интенсивность транспорта наносов в зимний период становится существенно меньше, чем летом, по мере удаления от створа ГЭС эта разница сокращается; по длине реки, по мере удаления от створа гидроузла, интенсивность транспорта наносов снижается. Для апробации результатов численного моделирования в работе выполнены эксперименты в гидравлическом лотке. Полученные данные качественно согласуются с результатами численных экспериментов. В ходе проведения экспериментов было установлено, что применяемые формулы расхода наносов показывают завышение расчетных данных по сравнению с результатами измерений.

Ключевые слова: скорость течения воды, расход воды, расход наносов, параметры донных гряд, число Фруда, коэффициент Шези

ВВЕДЕНИЕ

При содержании судовых ходов на свободных и зарегулированных реках в современных условиях необходимо учитывать, с одной стороны, происходящие климатообусловленные изменения характеристик речного стока, с другой — антропогенные изменения речного режима судоходных рек вследствие проведения инженерных мероприятий на водных путях.

На свободных реках имеет место врезание речных русел вследствие добычи нерудных строительных материалов. К настоящему времени на

целом ряде участков судоходных рек произошло необратимое снижение уровней воды в результате карьерных разработок. В работах (Русловые процессы и русловые карьеры, 2005; Гидроморфологическое обоснование судоходства в нижнем бьефе Нижегородского гидроузла на реке Волге, 2023) приведены результаты анализа гидрологического режима и трансформации русел рек Томи в районе г. Томска, Оки на участке г. Калуга — г. Рязань, Белой на участке г. Уфа — г. Бирск, Иртыша в районе г. Омска, Оби у г. Новосибирска, а также ряда других судоходных рек. Эти изменения негативным

образом сказались на условиях водопользования в целом ряде речных бассейнов и усугубляются с течением времени. Одним из основных возможных путей решения проблемы восстановления уровней воды в данном случае является строительство низконапорных гидроузлов (Гидравлика потока и параметры транспорта наносов при неустановившемся движении воды в нижних бьефах гидроузлов на судоходных реках, 2023).

На зарегулированных участках рек основные затруднения для судоходства проявляются вследствие развития эрозионных процессов в нижних бьефах гидроузлов, не имеющих подпора со стороны нижнего бьефа. В рамках Единой глубоководной системы (ЕГС) Европейской части РФ на сегодняшний день не обеспечиваются гарантированные судоходные глубины на р. Волге в нижнем бьефе Нижегородского гидроузла, на участке р. Камы ниже Чайковского шлюза, на р. Дон в нижнем бьефе Кочетовского гидроузла, а также на р. Волге ниже Волгоградского гидроузла. На ряде участков судоходных рек к настоящему времени ситуация стала критичной.

В настоящее время ведется реконструкция Городецких шлюзов на Волге для обеспечения судоходства от Нижегородской ГЭС до г. Нижнего Новгорода; на Дону строится Багаевский низконапорный гидроузел. Рассматриваются варианты для решения проблемы обеспечения судоходства на участке Камы от Воткинской ГЭС до Камбарки. На нижней Волге есть также ряд других затруднительных участков, в первую очередь Саралевский затруднительный узел, без решения проблемы которого вопрос эффективного использования воднотранспортного коридора на р. Волге остается открытым.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ В НИЖНИХ БЬЕФАХ ГИДРОУЗЛОВ НА СУДОХОДНЫХ РЕКАХ

В процессе эксплуатации гидроузлов на реках в нижних бьефах происходят необратимые изменения характеристик потока и речного русла, которые с течением времени начинают оказывать влияние на условия работы всех водопользователей. К настоящему времени сложилась классификация гидроузлов по ряду признаков: по классу ГТС, по месторасположению, по величине напора и т. д. С точки зрения воднотранспортной классификации гидроузлов все нижние бьефы можно разделить на три группы: гидроузлы, находящиеся в постоянном подпоре от нижерасположенного сооружения; гидроузлы, подпор которых в нижнем бьефе наблюда-

ется в ограниченные периоды времени; гидроузлы без подпора со стороны нижнего бьефа (рис. 1). В границах ЕГС ЕЧ РФ на Волжско-Камском каскаде (рис. 2) можно встретить все эти разновидности сооружений. В зависимости от условий обеспечения подпора со стороны нижнего бьефа, в нижних бьефах формируется различный гидравлический режим водного потока, различается ход русловых переформирований и имеют место различные условия содержания судовых ходов.

В настоящей работе исследовались три участка нижних бьефов гидроузлов — верховые участки Чебоксарского и Куйбышевского водохранилищ и нижний бьеф Волгоградского гидроузла.

Климатообусловленные изменения речного стока

Анализ климатообусловленных изменений стока в бассейне р. Волга в районе г. Нижнего Новгорода, г. Чебоксары и г. Волгограда выполнен по данным наблюдений с конца XIX в. По полученным данным можно сделать вывод о том, что изменения температуры (рис. 3) в бассейне Волги происходят однонаправленно, но с различной интенсивностью, причем с 1978 г. наблюдается устойчивый тренд ее повышения.

Начиная с 2006 г. на р. Волге наступил период маловодья, который можно проследить по данным многолетних наблюдений в районе г. Чебоксары и районе г. Волгограда (рис. 4).

Минимальные навигационные уровни воды в нижних бьефах гидроузлов

Анализ хода уровней воды в нижних бьефах гидроузлов показал, что в многолетнем разрезе на гидрологических постах Нижний бьеф ГЭС, г. Городец и г. Балахна на Волге отчетливо прослеживается тренд на понижение минимальных уровней воды за весь период наблюдений (Гидроморфология русел судоходных рек, 2023). С момента ввода в эксплуатацию сооружений Чебоксарского гидроузла минимальные навигационные уровни в нижнем бьефе гидроузла понижались со средней интенсивностью 1.7–1.8 см/год, а начиная с 2006 г. этот процесс ускорился (рис. 5): средняя интенсивность снижения уровней воды составила 2.5–3.2 см/год.

В нижнем бьефе Чебоксарской ГЭС — на верховом участке Куйбышевского водохранилища, находящемся в подпоре от Самарского гидроузла, ситуация с минимальными навигационными уровнями воды не такая критичная. Снижение уровней воды в нижнем бьефе гидроузла за период последнего маловодья происходит в среднем на величину около 1.2 см за год (см. рис. 5). В свою очередь, в нижнем бьефе



Рис. 1. Инфраструктурные ограничения для судоходства на Единой глубоководной системе Европейской части РФ
 Fig. 1. Infrastructure restrictions for shipping on the Unified Deep-Water System of the European Part of the Russian Federation

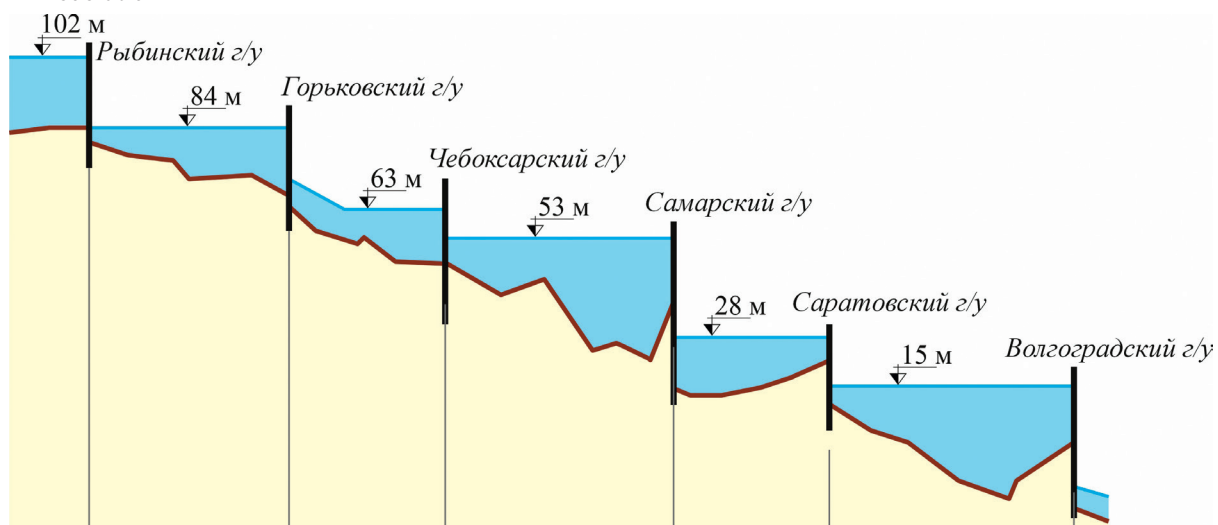


Рис. 2. Волжско-Камский каскад гидроузлов / Fig. 2. Volga-Kama cascade of hydroelectric facilities

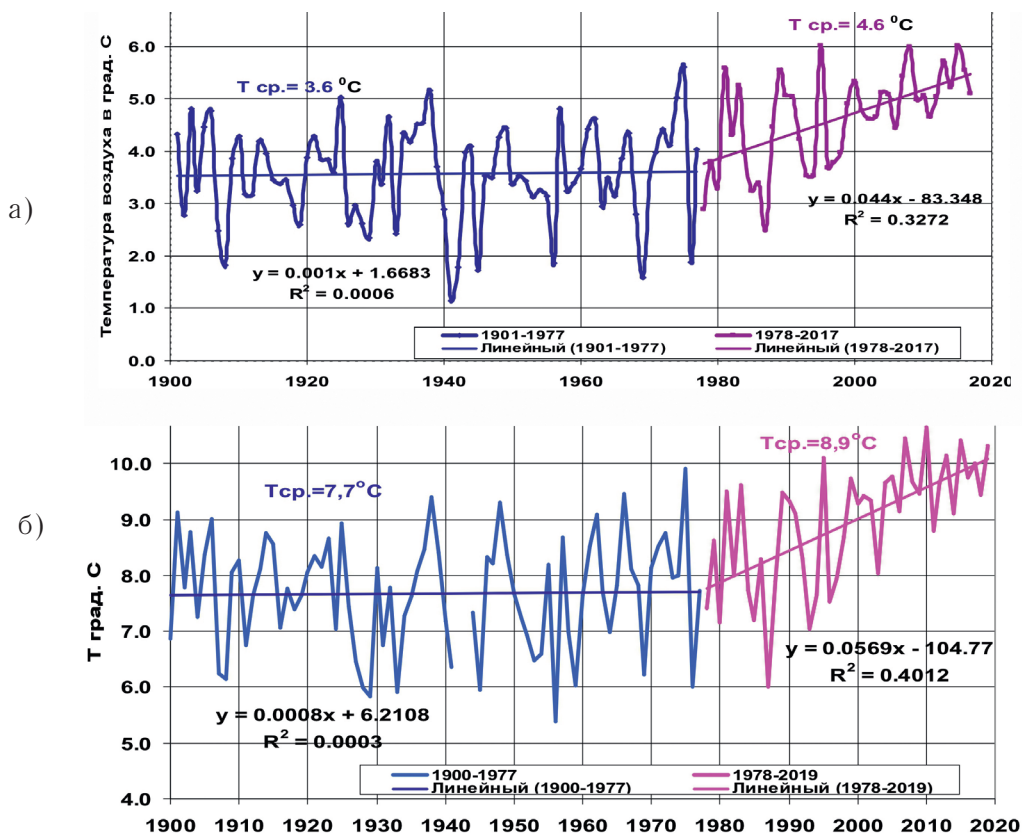


Рис. 3. Временной ход среднегодовой температуры воздуха: а) по м/ст Чебоксары; б) по м/ст Волгоград

Fig. 3. Time course of average annual air temperature: a) by m/st Cheboksary; b) by m/st Volgograd

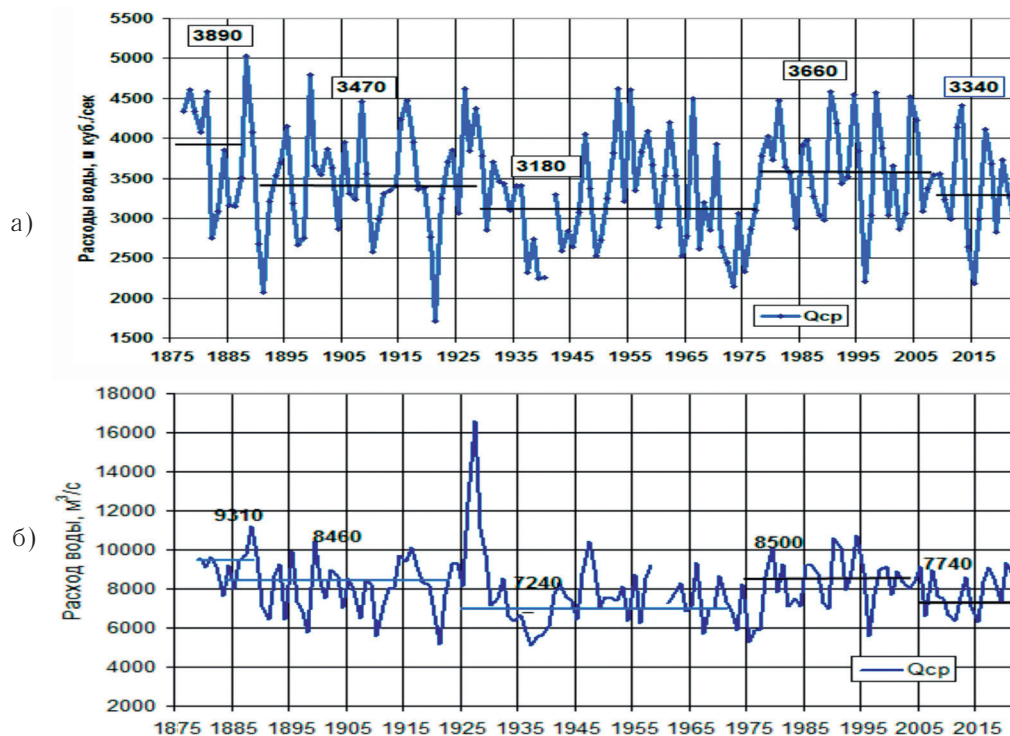


Рис. 4. Хронологический ход среднегодовых расходов воды: а) в створе г. Чебоксары; б) в створе г. Волгограда

Fig. 4. Chronological course of average annual water consumption: a) in the alignment of Cheboksary; b) in the alignment of Volgograd

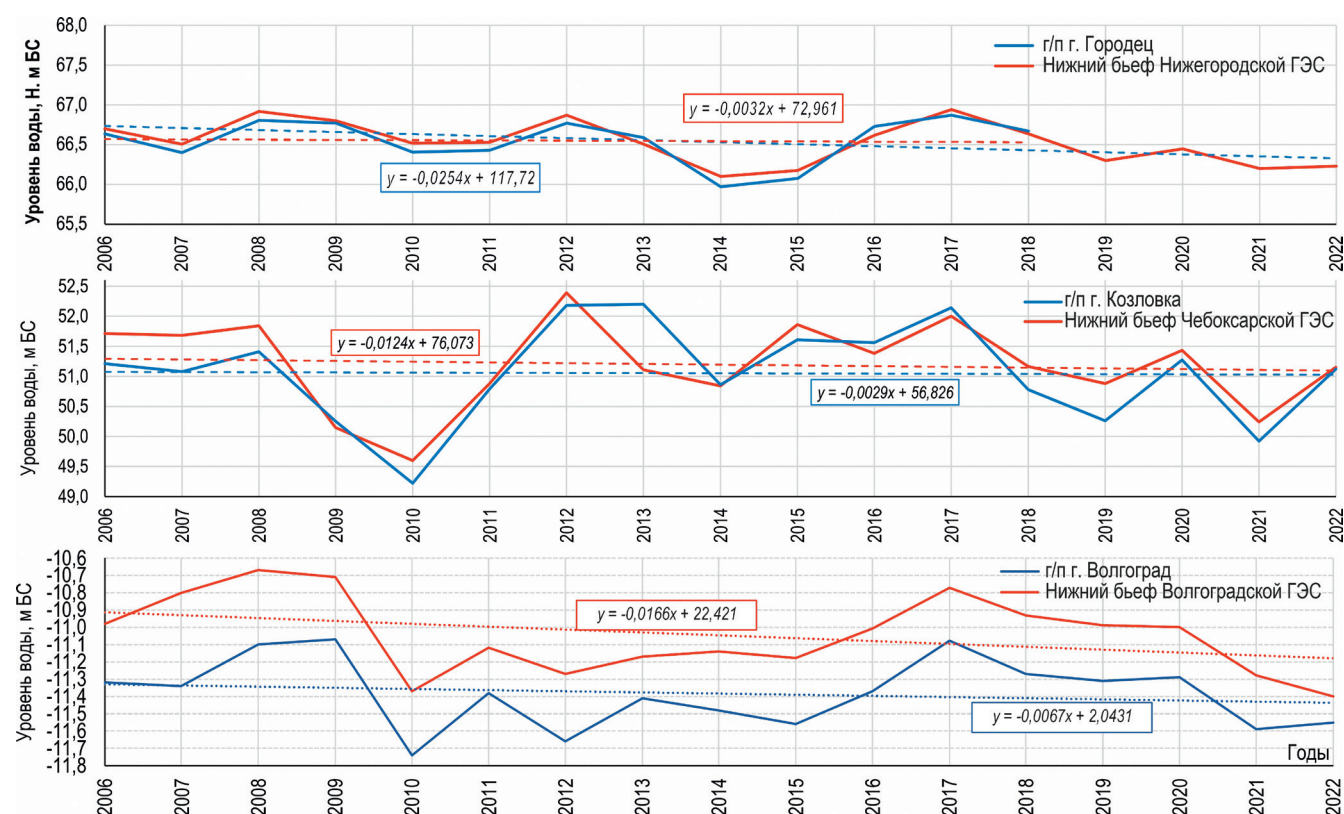


Рис. 5. Хронологические графики минимальных уровней воды за период навигации.
Линейные тренды и аналитические решения

Fig. 5. Chronological graphs of minimum water levels during the navigation period.
Linear trends and analytical solutions

Волгоградской ГЭС, являющейся нижним (замыкающим) сооружением Волжско-Камского каскада гидроузлов на Волге, средняя величина понижения минимальных уровней воды составляет около 1.7 см за год. Проектные уровни воды в нижнем бьефе гидроузла гарантируются при расходах воды через Волгоградский гидроузел не менее 5000 м³/с.

Уклоны свободной поверхности в нижних бьефах гидроузлов

Режим уклонов свободной поверхности в нижних бьефах гидроузлов на реке Волге проявляется в зависимости от наличия (отсутствия) подпора со стороны нижерасположенного водохранилища.

В нижнем бьефе Нижегородского гидроузла в период прохождения весеннего половодья уклоны свободной поверхности выравниваются на всем протяжении свободного участка реки Волги и составляют в среднем 0.025–0.05 ‰. По мере уменьшения сбросных расходов воды при переходе к летней межени эта картина меняется (Гидравлические характеристики речного потока и условия транспорта наносов в нижнем бьефе гидроузла, 2023). Значительная часть падения

свободной поверхности воды сосредотачивается на участке от Городца до Балахны, где средние уклоны свободной поверхности до самого окончания навигации устанавливаются равными в среднем около 0.075 ‰. Ниже по течению реки на участке от Балахны до Сормово величина падения свободной поверхности уменьшается; средние уклоны составляют около 0.05 ‰. В нижнем конце рассматриваемого судоходного участка от Сормово до Нижнего Новгорода уклоны уменьшаются в еще большей степени и составляют при малых сбросных расходах воды 0.02–0.025 ‰.

В нижнем бьефе Чебоксарской ГЭС режим уклонов свободной поверхности определяется регулирующим воздействием Куйбышевского водохранилища. На пике весеннего половодья на приплотинном участке от створа Чебоксарского гидроузла до г.п. Козловка наблюдаются максимальные значения сбросных расходов и наибольшее падение уровня воды (рис. 6). При этом средний уклон свободной поверхности на данном участке оказался достаточно небольшим и составил величину около 0.028 ‰. На нижерасположенном

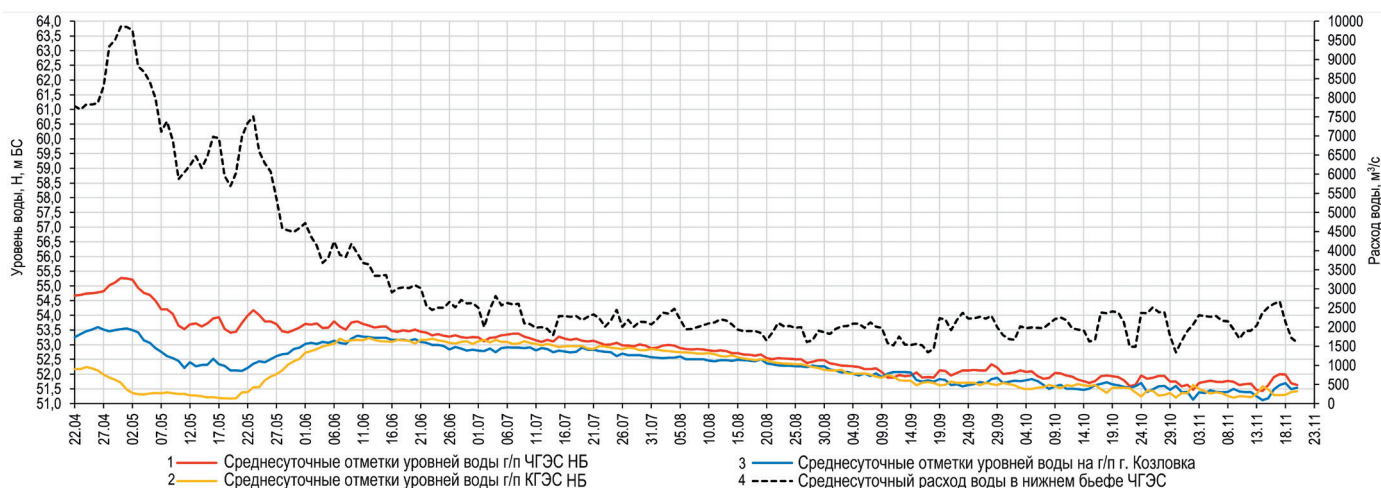


Рис. 6. Совмещенные хронологические графики сбросных среднесуточных расходов и уровней воды в нижнем бьефе Чебоксарского гидроузла за навигационный период 2022 г. Отметки уровней воды: 1 — г.п. Нижний бьеф Чебоксарской ГЭС; 2 — г.п. Нижний бьеф Куйбышевской ГЭС; 3 — г.п. Козловка; 4 — среднесуточный расход в нижнем бьефе Чебоксарской ГЭС

Fig. 6. Combined chronological graphs of discharge average daily flow rates and water levels in the downstream of the Cheboksary hydroelectric complex for the navigation period of 2022. Water level marks: 1 — g.p. Lower bay of the Cheboksary hydroelectric station, 2 — g.p. Lower bay of the Kuibyshev hydroelectric station, 3 — g.p. Kozlovka, 4 — average daily flow rate in the downstream of the Cheboksary hydroelectric station

участке, от Козловки до створа Самарского гидроузла, его величина в половодье оказалась еще меньше — около 0.005 ‰.

С момента начала наполнения Куйбышевского водохранилища в весенний период подпор от створа Самарского гидроузла распространяется вверх по реке и при достижении отметки нормального подпорного уровня воды в верхнем бьефе Самарского гидроузла отметки свободной поверхности выравниваются по длине водохранилища. Величина падения свободной поверхности от створа Чебоксарского гидроузла до створа Самарского гидроузла становится минимальной. После пропуска весеннего половодья определяющим фактором русловых переформирований в нижнем бьефе гидроузла становится суточный режим регулирования стока воды.

После завершения строительства Волжско-Камского каскада гидроузлов на реке Волге участок, расположенный ниже Волгоградского гидроузла, остался в свободном состоянии. Уровенный режим на этом участке реки зависит от условий прохождения весеннего половодья и характера затопления поймы в паводковый период. Проведенные исследования показали, что в половодье однозначная связь уровней воды между опорными постами на нижней Волге нарушается.

Сложную картину показывает связь между распределением расходов воды по длине реки в по-

ловодье. В начальный период половодья происходит постепенное затопление поймы, ериков, проток и староречий. Затопление поймы идет приблизительно до сбросных расходов ГЭС на уровне 17 000 м³/с. По мере затопления поймы, в интенсивную фазу половодья, начинает формироваться основная кривая подъема половодья за счет притока большого объема воды в основное русло. Между г.п. Волжская ГЭС — г.п. Верхнее Лебяжье четкой связи расходов между постами не прослеживается. На спаде половодья, когда русловые расходы в г.п. Верхнее Лебяжье становятся ниже 17 000 м³/с, в результате медленного оттока воды с поверхности поймы, расходы начинают постепенно падать до меженных.

После прохождения весеннего половодья определяющим фактором уровня режима реки в нижнем бьефе гидроузла становится суточный режим регулирования стока. На рис. 7 показаны совмещенные хронологические графики сбросных расходов воды через ГЭС и уровней воды в нижнем бьефе Волгоградского гидроузла за навигационный период 2022 г.

Скорости течения воды в нижних бьефах гидроузлов

Хронологические графики почасовых значений скоростей течения воды за период навигации (рис. 8) построены по почасовым значениям расходов и уровней воды.

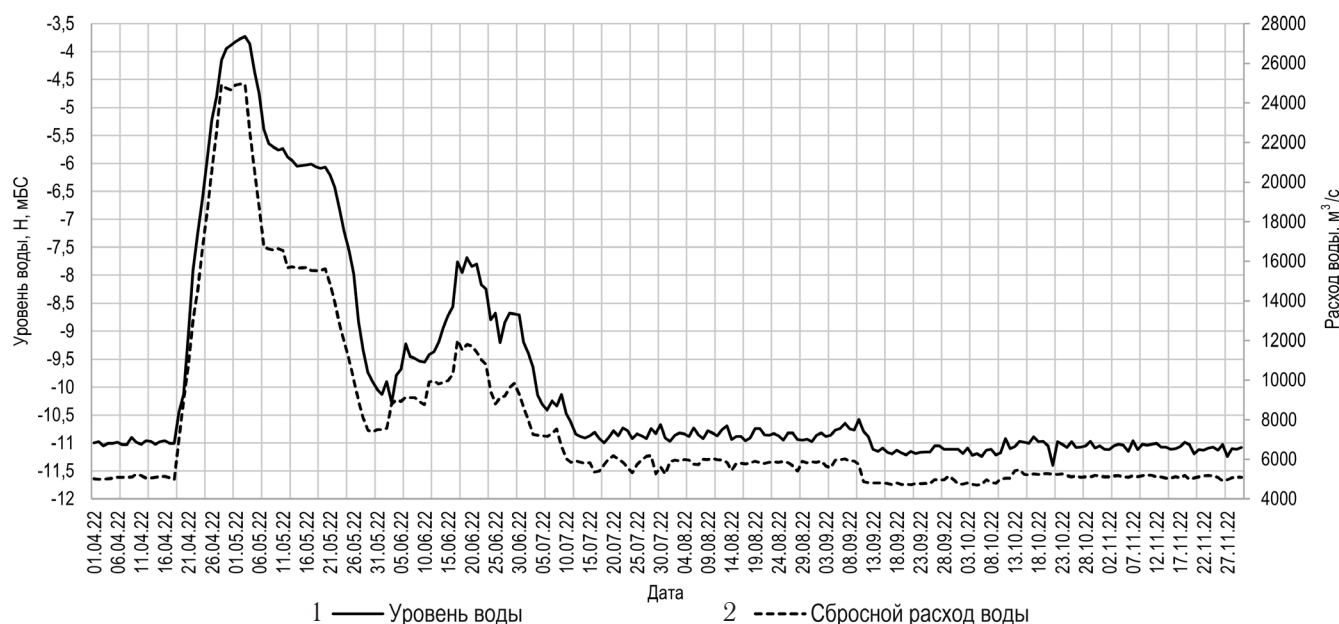


Рис. 7. Совмещенные хронологические графики сбросных расходов (2) и уровней воды (1) в нижнем бьефе Волгоградского гидроузла за навигационный период 2022 г. (почасовые значения расходов и уровней воды)

Fig. 7. Combined chronological graphs of discharge flow rates (2) and water levels (1) in the downstream of the Volgograd hydroelectric complex for the navigation period of 2022 (hourly values of flow rates and water levels)

В нижнем бьефе Нижегородской ГЭС значительную часть времени в течение каждого суток и навигации в целом скорость течения воды оказывается меньше неразмывающей скорости, а во время прохождения волны попуска превышает ее. Это свидетельствует о том, что в моменты попуска на участке будет иметь место транспорт наносов, а после прохождения волны попуска движение наносов приостанавливается. На Волгоградской ГЭС эта картина выглядит несколько иначе, а именно, относительная часть времени в течение суток со скоростями течения воды, превышающими неразмывающие значения, оказалась больше, чем в нижнем бьефе Нижегородского гидроузла.

В результате суточного регулирования стока скорости течения воды изменяются в большом диапазоне значений. На рис. 9 показаны графики зависимости средних по живому сечению скоростей течения от уровня воды, построенные по данным почасовых измерений для двух створов, расположенных, соответственно, в нижних бьефах Нижегородского и Волгоградского гидроузлов. Измерения в створе г.п. Городец проводились в течение одной недели в августе и одной недели в сентябре — октябре 2021 г. Измерения в нижнем бьефе Волгоградского гидроузла проводились в течение трех недель — в июле, августе и ноябре — декабре 2022 г.

Минимальные значения скорости течения воды в живом сечении отвечают моменту окончания сбросного попуска воды на гидроузле. Далее, несмотря на продолжающееся понижение уровней воды в створе поста, скорость течения начинает возрастать с небольшой интенсивностью при минимальном сбросном расходе воды до момента наступления самого низкого уровня воды на гидростворе. С этого момента начинается новый попуск воды, и скорость течения воды интенсивно возрастает до своего максимального значения. Своего максимума сбросной расход воды достигает несколько позже по времени.

Параметры транспорта наносов в нижних бьефах гидроузлов

Экспериментальные исследования параметров транспорта наносов и русловых деформаций (Динамика русловых потоков, 1979; Основы гидроморфологической теории руслового процесса, 1982; Русловедение: теория, география, практика. Т. 1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел, 2008; Экспериментальные исследования и гидравлическое моделирование речных потоков и руслового процесса, 2011) проводились в гидравлических лотках, на гидравлических моделях и в реках

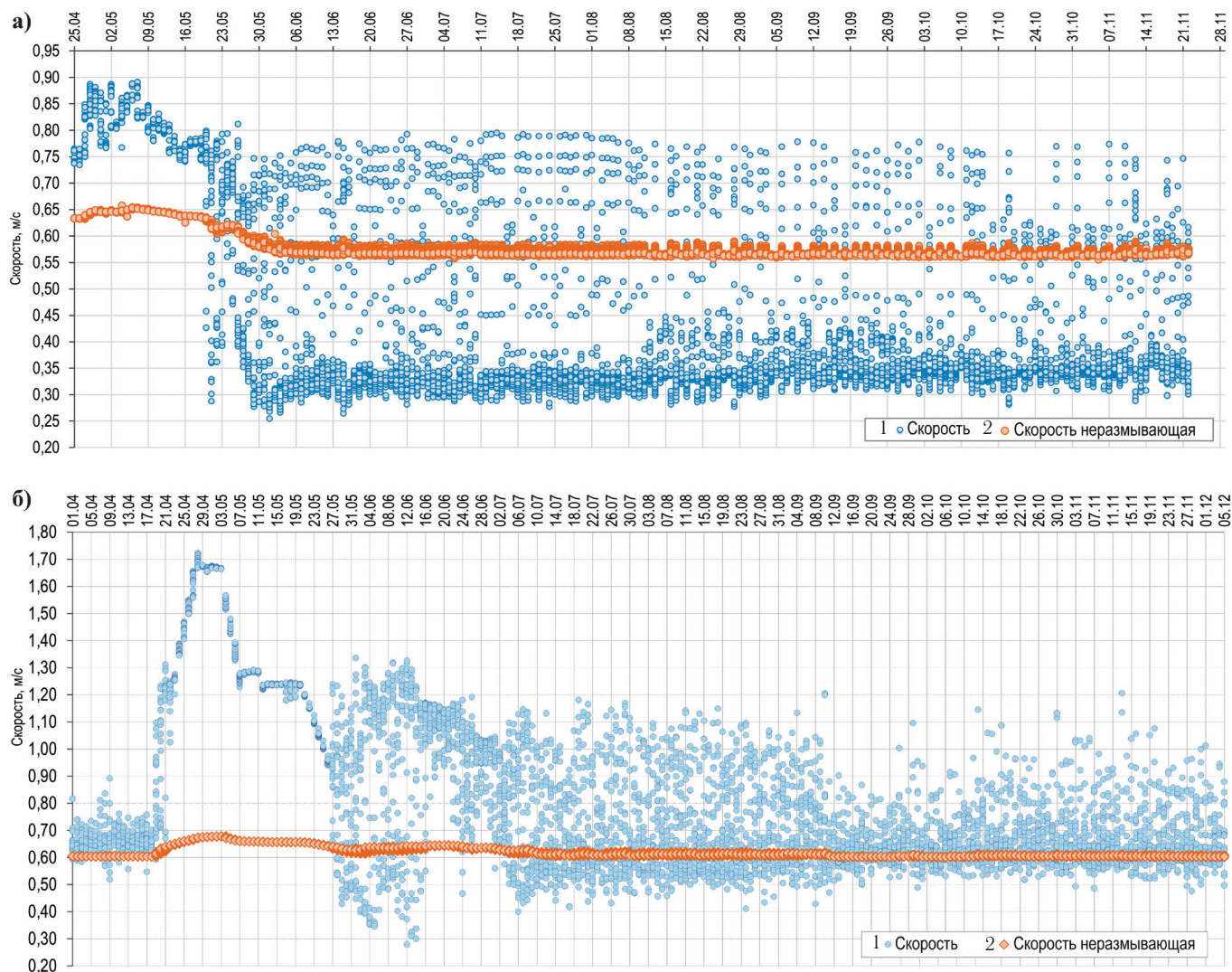


Рис. 8. Хронологические графики почасовых значений скоростей течения воды (1) за период навигации: а) нижний бьеф Нижегородской ГЭС (2021 г.); б) нижний бьеф Волгоградской ГЭС (2022 г.). 2 – неразмывающая скорость для руслообразующих наносов

Fig. 8. Chronological graphs of hourly water flow rates (1) for the navigation period a) downstream of the Nizhny Novgorod hydroelectric station (2021); b) downstream of the Volgograd hydroelectric station (2022). 2 – non-erosion velocity for channel-forming sediments

преимущественно в условиях установившегося движения воды. Детальные исследования кинематической структуры потока и русловых деформаций при неустановившемся режиме движения воды в нижних бьефах гидроузлов до настоящего времени удалось провести лишь в ограниченных объемах (Исследования неустановившегося движения воды на реке Свири в зимних и летних условиях, 1963). Вместе с тем проблемы обеспечения судоходства в нижних бьефах гидроузлов, расположенных вне зоны подпора, остаются по-прежнему актуальными (Hydromorphological conditions of the Lower Vistula in the development of navigation and hydropower, 2013;

Innovative proposals for providing navigable depths in the downstream of the Gorodetsky Hydraulic Unit on the Volga River, 2023; An Integrated Approach to an Assessment of Bottlenecks for Navigation on Riverine Waterways, 2023).

Для оценки параметров транспорта наносов в условиях неустановившегося движения воды были выполнены численные эксперименты по данным почасовых измерений расходов и уровней воды в нижних бьефах Нижегородского, Волгоградского и Нижнесви́рского гидроузлов.

В вычислениях использовались две расчетных формулы расхода влекомых наносов. Одна из них

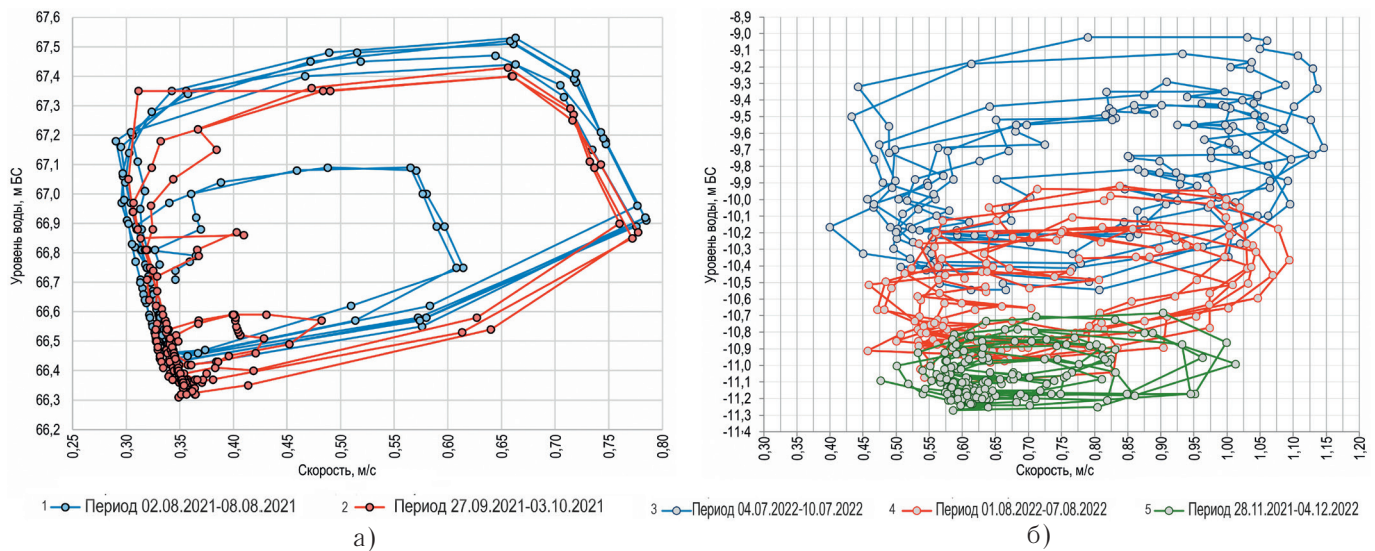


Рис. 9. Уровни воды и скорости течения при суточном регулировании стока:
 а) нижний бьеф Нижегородской ГЭС, 2021 г.; б) нижний бьеф Волгоградской ГЭС, 2022 г.
 Скорости течения: а) 1 – 02.08–08.08.2021, 2 – 27.09–03.10.2021;
 б) 3 – 04.07–10.07.2022, 4 – 01.08–07.08.2022, 5 – 28.11–04.12.2022

Fig. 9. Water levels and flow rates with daily flow control:
 а) downstream of the Nizhny Novgorod hydroelectric station, 2021; б) downstream of the Volgograd hydroelectric station, 2022. Current speeds: а) 1 – 02.08–08.08.2021, 2 – 27.09–03.10.2021; б) 3 – 04.07–10.07.2022, 4 – 01.08–07.08.2022, 5 – 28.11–04.12.2022

имеет структуру формулы ГГИ и была получена в работе (Транспорт наносов в реках: зависимость параметров донных гряд от определяющих факторов, 2021) на основании анализа материалов измерений параметров грядового рельефа, выполненных Государственным гидрологическим институтом на равнинных реках, на гидравлических моделях и в гидравлических лотках. Основными определяющими факторами величины расхода наносов в этой формуле являются глубина потока H , скорость течения воды V и число Фруда ($V/\sqrt{gH}$):

$$q_s / HV = 0.0014 \cdot (V / \sqrt{gH})^{3.11} \quad (1)$$

Вторая формула была получена К.В. Гришаниным по данным о деформациях русла и элементах движения гряд на нескольких участках больших равнинных рек России:

$$q_s = 0.015 (V/V_{нр})^3 d (V - V_{нр}) \quad (2)$$

Основная разница между этими формулами заключается в том, что в формуле К.В. Гришанина содержится сомножитель, в котором вычисляется разница между средней V и неразмывающей $V_{нр}$ скоростями течения воды. Результаты вычислений величины расхода наносов по данным почасовых измерений расходов и уровней воды на г.п. Городец в Нижний бьеф Нижегородского гидроузла показаны на рис. 10.

Полученные результаты показывают, что обе формулы дают достаточно близкие значения вычисленных расходов наносов. Общий ход графиков расходов наносов, рассчитанных по формулам (1) и (2), оказался примерно одинаковым. При этом максимумы наступления расходов наносов по времени соответствуют временным максимумам скорости течения воды и совпадающим с ними максимумам значений числа Фруда. На пике прохождения суточного попуска воды расход наносов, полученный по первой формуле, оказался в среднем в 1.3 раза больше величины расхода наносов, рассчитанного по второй формуле.

По данным проведенных расчетов по формуле (1) величина расхода наносов в момент прохождения пика суточного попуска оказалась примерно в 60 раз больше, чем при минимальных сбросных расходах воды. По формуле (2), соответственно, расходы наносов в промежутках времени между попусками равны нулю. Результаты численных экспериментов показали, что при неустановившемся движении воды в нижнем бьефе расход наносов возрастает в 2–6 раз по сравнению с аналогичными данными при установившемся движении воды и равных значениях среднесуточных расходов воды за расчетный период времени.

Полученные результаты необходимо проверить в ходе экспериментальных исследований.

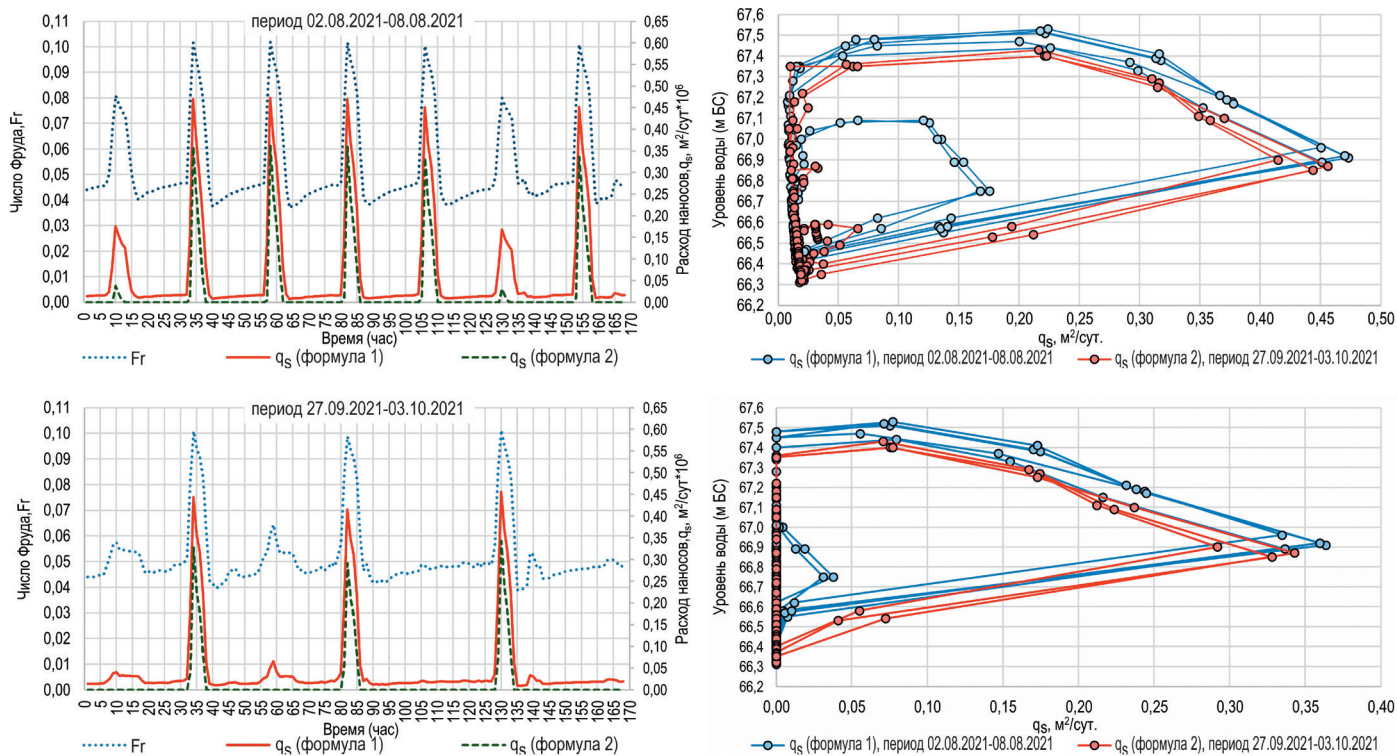


Рис. 10. Расход наносов при суточном регулировании стока

Fig. 10. Sediment flow rate during daily flow control

Экспериментальные исследования характеристик потока и транспорта наносов при неустановившемся движении воды

В известных монографиях (Неустановившееся движение водного потока ниже гидроэлектростанций и его влияние на русло, 1967; Неустановившееся движение воды в реках и каналах, 1982), посвященных исследованиям неустановившегося движения воды в реках, приведены сведения о том, что в нижних бьефах гидроузлов происходит активизация транспорта наносов и русловых деформаций. Сведений о параметрах движения донных гряд в этих публикациях не приводится.

В работе (Revisiting hysteresis of flow variables in monitoring unsteady streamflows, 2020) по материалам опубликованных ранее результатов исследований приводится анализ гидравлических характеристик потока при неустановившемся движении воды. Данная работа посвящена проблеме мониторинга характеристик речного стока при неустановившемся движении воды с использованием различных методик. Собственных экспериментальных данных в этой работе не приводится.

Представленные в работе результаты иллюстрируют характер изменения гидравлических параметров речного потока в ходе прохождения

волны пуща. Полученные данные (рис. 11) показывают, что при неустановившемся движении воды две переменные потока (уровень и расход воды) различны для восходящей и нисходящей части волны; также видно, что пики переменных характеристик потока не пересекаются и распределены по времени в следующем порядке: уклон свободной поверхности воды, средняя скорость в поперечном сечении, расход воды и уровень воды. Исследования параметров транспорта наносов в данной работе не проводилось.

Аналогичную картину, характеризующую особенности формирования гидравлики потока при прохождении пусковой волны в условиях неустановившегося движения воды, авторам удалось получить по результатам обработки материалов наблюдений за уровнями и расходами воды в нижних бьефах гидроузлов на крупных судоходных реках.

В работе (Experimental and numerical investigation of bedload transport under unsteady flows, 2011) приводятся результаты экспериментальных исследований параметров транспорта наносов при неустановившемся движении воды. Исследования проводились в гидравлическом лотке шириной 0.8 м. В ходе экспериментов использовались различные гидрографы формирования волны пуща — треугольного вида и трапецеидального вида.

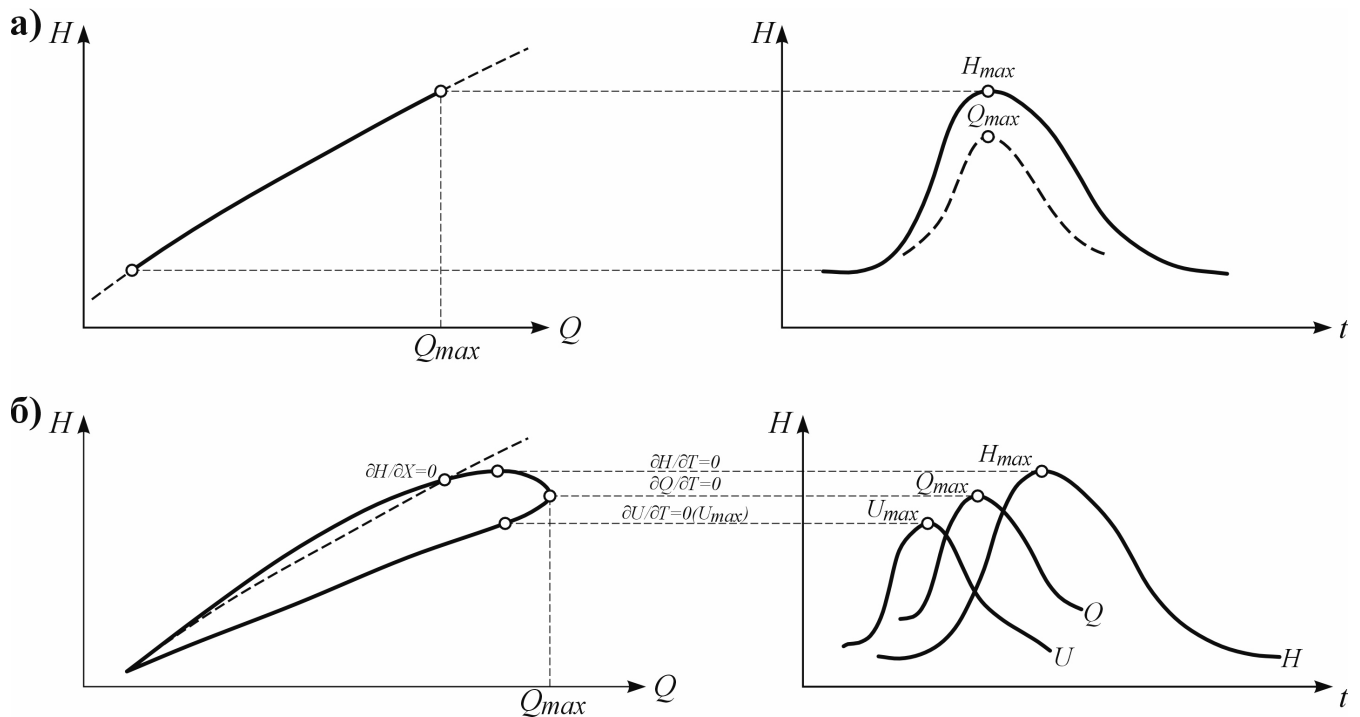


Рис. 11. Иллюстрация изменений гидравлических параметров потока при установившемся (а) и неустойчивом (б) движении воды (а — зависимости расхода воды от уровня и изменения расхода (уровня) во времени при установившемся движении воды; б — зависимость расхода от уровня воды и других характеристик потока во времени при неустойчивом движении воды)

Fig. 11. Illustration of changes in hydraulic parameters of the flow with steady (a) and unsteady (b) water movement (a — dependence of water flow on level and change in flow (level) over time with steady water movement; b — dependence of flow on water level and other flow characteristics over time with unsteady water movement)

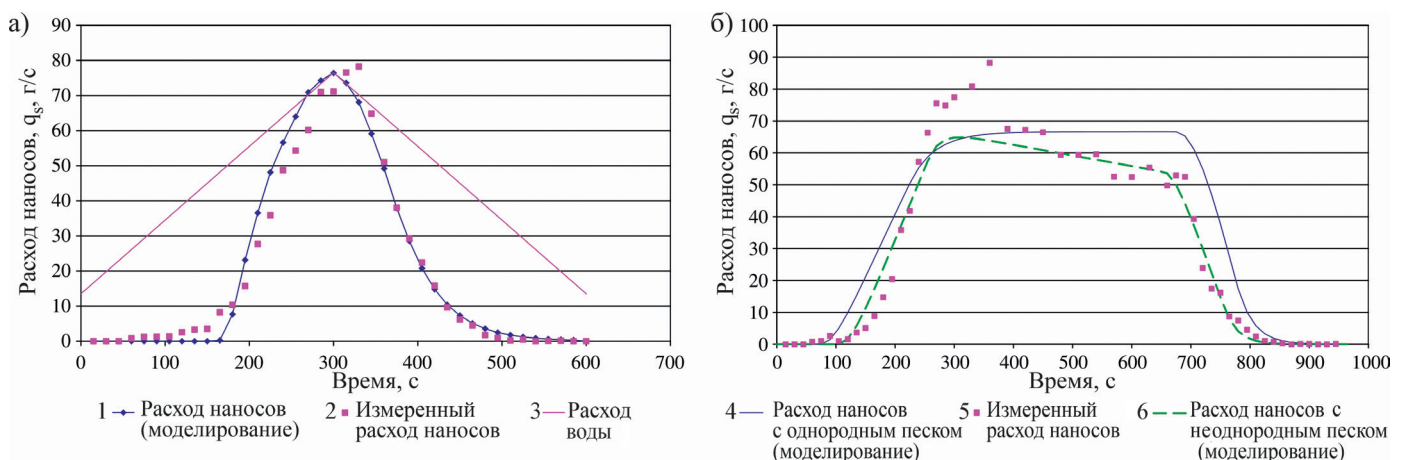


Рис. 12. Измеренные расходы наносов при треугольном (а) и трапецидальном (б) видах гидрографов попусковой волны. а) 1 — расход наносов (моделирование), 2 — измеренный расход наносов, 3 — расход воды; б) 4 — расход наносов (однородный песок, моделирование), 5 — измеренный расход наносов, 6 — расход наносов (неоднородный песок, моделирование)

Fig. 12. Measured sediment flow rates at triangular (a) and trapezoidal (b) species of scallop wave hydrographs. а) 1 — sediment flow rate (simulation), 2 — measured sediment flow rate, 3 — water flow rate; б) 4 — sediment flow rate (homogeneous sand, modeling), 5 — measured sediment flow rate, 6 — sediment flow rate (heterogeneous sand, modeling)

В качестве материала в лотке применялся гравий средней крупности диаметром 4.8 мм; формирования гряд в экспериментах не происходило.

Результаты, полученные в работе, приведены графически на рис. 12.

Полученные данные показывают, что величина расхода наносов возрастает с ростом попускового расхода, однако максимум его наступает несколько позже, чем максимум расхода воды. При этом общий расход наносов возрастает экспоненциально с увеличением расхода.

Для изучения гидравлических характеристик потока и параметров транспорта наносов при неустановившемся движении воды в рамках настоящей работы был выполнен цикл экспериментов в гидравлическом лотке с песчаным руслом.

Исследования проводились на Главной экспериментальной базе Государственного гидрологического института в гидравлическом лотке длиной 8.0 м и шириной 0.21 м. Расходы изменялись в диапазоне от 2.0 до 6.0 л/с, в качестве руслового материала использовался кварцевый песок диаметром от 0.1 до 0.3 мм.

Для выбора режимов моделирования на подготовительном этапе работы всего было проведено шесть экспериментов при установившемся расходе

воды в диапазоне от 2.9 до 6.0 л/с. В каждом цикле исследований на дне лотка формировался устойчивый грядовой рельеф дна с глубиной потока от 5.2 до 8.8 см. В ходе проведения экспериментов измерялись размеры гряд на дне лотка и скорости их перемещения, уклоны свободной поверхности, а также скорости течения воды в лотке в различных точках по глубине потока. По параметрам донных гряд вычислялся расход наносов в лотке. Для контроля величины твердого стока дополнительно измерялась величина выноса перемещаемых наносов с помощью специальной ловушки, расположенной в концевой части лотка. Гидравлические характеристики потока и параметры гряд при неустановившемся движении воды были измерены в двух циклах экспериментов при трапецеидальном гидрографе попуска воды.

В ходе проведения экспериментов в гидравлическом лотке был получен большой объем новых экспериментальных данных, иллюстрирующих кинематику потока и параметры транспорта наносов при установившемся и неустановившемся движении воды (табл. 1).

Результаты выполненных экспериментов показали, что осредненная за период прохождения попусковой волны величина расхода наносов при

Таблица 1. Результаты выполненных экспериментальных исследований транспорта наносов при неустановившемся движении потока в гидравлическом лотке

Table 1. Results of experimental studies of sediment transfer during unsteady flow movement in a hydraulic tray

№	Параметр	Исследования при установившемся режиме течения воды	Исследования при неустановившемся режиме течения воды
1	Расход воды, л/с	3.3	1.6–5.1
2	Средняя глубина, см	6.6	5.4–8.0
3	Средняя скорость, см/с	23.8	14.1–30.4
4	Средняя длина гряд, см	12.21	13.18
5	Средняя высота гряд, см	1.12	1.30
6	Средняя скорость движения гряд, см/мин	0.03	0.058
7	Число Фруда	0.30	0.19–0.34
8	Уклон свободной поверхности, ‰	1.50	1.0–2.0
9	Расход донных наносов (по грядам), см ³ /мин	0.47	1.07
10	Вынос (ловушка), см ³ /мин	0.63	1.18
11	Продолжительность эксперимента ¹ , мин	135	140

¹Без учета времени формирования рельефа.

неустановившемся движении воды в гидравлическом лотке увеличилась в два раза по сравнению с установившимся движением воды в лотке.

Эти данные качественно согласуются с материалами численных экспериментов.

Сопоставление рассчитанных и измеренных значений расхода наносов показало, что точность вычисления параметров твердого стока по используемым в работе расчетным формулам оказалась низкой. Расчетная зависимость расхода наносов, основанная на использовании числа Фруда (1), показала в разных экспериментах завышение рассчитанного расхода наносов на величину до одного порядка по сравнению с измеренными значениями расходов. Расхождение между рассчитанными и измеренными значениями расхода наносов по формуле (2) оказалось меньше.

Исследование данного вопроса, связанного с оценкой точности известных формул расхода наносов, выходит за рамки настоящей работы. При этом следует иметь в виду, что используемые в расчетной практике зависимости были получены по материалам измерений в гидравлических лотках и в реках при установившемся движении воды. Между тем в моменты времени, отвечающие началу сдвига частиц на дне потока, связь между расходом наносов и средней скоростью течения воды (касательным напряжением на дне потока) оказывается существенно более сильной, чем при установившемся массовом движении донных наносов в потоке. По разным оценкам, показатель степени при скорости течения воды в формуле расхода наносов в начале движения частиц грунта на дне потока оказывается в 5–6 раз больше, чем это принято в традиционных расчетных зависимостях.

Таким образом, выявленное несоответствие между рассчитанными и измеренными данными по величине стока наносов требует проведения дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При подготовке настоящей работы авторами были выполнены численные эксперименты по оценке гидравлических характеристик речного потока и параметров транспорта наносов в нижних бьефах гидроузлов на крупных судоходных реках. Полученные результаты позволили изучить особенности движения наносов при неустановившемся течении воды и разработать определенные рекомендации для установления граничных условий при моделировании русловых переформирований.

Установлено, что при суточном и недельном регулировании речного стока транспорт наносов активизируется в моменты прохождения волны

суточного попуска воды из верхнего бьефа гидроузла. При этом основные параметры транспорта наносов — скорость перемещения гряд и расход наносов — возрастают по сравнению со стационарным течением воды.

Основные выводы, полученные по материалам численных экспериментов, заключаются в следующем:

- при неустановившемся движении воды в нижнем бьефе гидроузла отмечается активизация транспорта наносов, как в летний период наблюдений — в условиях открытого русла, так и зимой, при движении воды подо льдом;

- наибольшие расхождения между почасовыми и среднесуточными данными наблюдаются в створах, расположенных в непосредственной близости от гидроузла. При этом расход наносов в приплотинной области увеличивается в 3.5–4 раза по сравнению с установившимся движением воды при равных значениях среднесуточных расходов воды за расчетный период времени;

- степень увеличения расхода наносов при неустановившемся движении воды в нижнем бьефе гидроузла зависит от неравномерности регулирования стока воды (параметров входного гидрографа), удаления расчетного гидроствора от створа плотины, а также от характера изменения водности в течение навигации;

- в непосредственной близости от створа гидроузла интенсивность транспорта наносов в зимний период становится существенно меньше, чем летом; по мере удаления от створа ГЭС эта разница сокращается;

- в целом по длине реки, по мере удаления от створа гидроузла, интенсивность транспорта наносов снижается;

- суммарный объем стока наносов при суточном регулировании стока воды в нижнем бьефе гидроузла в меженно-летний период навигации сопоставим по величине с величиной стока наносов в половодье.

Для апробации результатов численного моделирования в работе выполнены эксперименты в гидравлическом лотке. Полученные данные качественно согласуются с результатами численных экспериментов. В ходе проведения экспериментов было установлено, что применяемые формулы расхода наносов показывают завышение расчетных данных по сравнению с результатами измерений. Определяющим фактором в данном случае является чередование во времени фазы интенсивного перемещения наносов в моменты прохождения попускной волны с фазами покоя частиц речного аллювия между попусками.

В связи с этим необходимо продолжить дальнейшее совершенствование методики численного моделирования параметров транспорта наносов применительно к условиям эпизодического движения донных частиц, наблюдаемым при организации суточных попусков расхода воды в нижних бьефах гидроузлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беркович К.М. Руслые процессы и руслые карьеры. М.: Изд-во МГУ. 2005. 109 с.; ISBN 5-89575-078-8.

Гладков Г.Л., Беляков П.В. Транспорт наносов в реках: зависимость параметров донных гряд от определяющих факторов. Вестник Государственного университета морского и речного флота им. адмирала С.О. Макарова. 2021. Т. 13. № 1. С. 52–63. doi: 10.21821/2309-5180-2021-13-1-52-63.

Гладков Г.Л., Католиков В.М. Гидроморфологическое обоснование судоходства в нижнем бьефе Нижегородского гидроузла на реке Волге. В сб.: Тридцать восьмое пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, руслых и устьевых процессов. Доклады и сообщения. Пермь. 2023. С. 27–42.

Гладков Г.Л., Католиков В.М., Ржаковская П.С. Гидравлика потока и параметры транспорта наносов при неустановившемся движении воды в нижних бьефах гидроузлов на судоходных реках. В сб.: Водные пути и руслые процессы. Гидротехнические сооружения водных путей. Вып. 6. Ч. 1 / Под ред. проф. Г.Л. Гладкова, К.П. Моргунова / СПб.: ГУМРФ имени адмирала С.О. Макарова. 2023. С. 24–43.

Гладков Г.Л., Чалов Р.С., Беркович К.М. Гидроморфология русел судоходных рек. СПб.: Изд-во «Лань». 2023. 432 с.

Гладков Г.Л., Ржаковская П.С. Гидравлические характеристики речного потока и условия транспорта наносов в нижнем бьефе гидроузла. Вестник Государственного университета морского и речного флота им. адмирала С.О. Макарова. 2023. Т. 15. № 3. С. 344–358. <https://doi.org/10.21821/2309-5180-2023-15-3-344-358>

Гришанин К.В. Динамика руслых потоков. Л.: Гидрометеиздат. 1979. 311 с.

Грушевский М.С. Неустановившееся движение воды в реках и каналах. Л.: Гидрометеиздат. 288 с.

Исследования неустановившегося движения воды на реке Свири в зимних и летних условиях / Под ред. канд. техн. наук Н.Е. Кондратьева, канд. техн. наук В.А. Урываева / Л.: Гидрометеиздат. 1963. 252 с.

Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снисченко Б.Ф. Основы гидроморфологической теории руслвого процесса. Л.: Гидрометеиздат. 1982. 272 с.

Клавен А.Б., Копалиани З.Д. Экспериментальные исследования и гидравлическое моделирование речных потоков и руслвого процесса. СПб.: Нестор-История. 2011. 544 с.

Розовский И.Л., Еременко Е.В., Базилевич В.А. Неустановившееся движение водного потока ниже гидроэлектростанций и его влияние на русло. Киев: Наукова думка. 1967. 276 с.

Чалов Р.С. Руслведение: теория, география, практика. Т. 1. Руслые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Изд-во ЛКИ. 2008. 608 с.

Babiński Z., Habel M. Hydromorphological conditions of the Lower Vistula in the development of navigation and hydropower. Acta Energetica. 2013. No. 1. P. 91–101.

Bombar G., Elçi Ş., Tayfur G. et al. Experimental and numerical investigation of bedload transport under unsteady flows. Journal of Hydraulic Engineering. 2011. No. 137(10). P. 1276–1282.

Garibin P., G. Gladkov, K. Morgunov et al. Innovative proposals for providing navigable depths in the downstream of the Gorodetsky Hydraulic Unit on the Volga River. International Scientific Conference “International Transport Scientific Innovation” AIP Conf. Proc. 2023. 2476, 030027-1–030027-8; <https://doi.org/10.1063/5.0103780>.

Marian Muste, Kyutae Lee, Dongsu Kim et al. Revisiting hysteresis of flow variables in monitoring unsteady streamflows. Journal of Hydraulic Research. 2020. P. 867–887. <https://doi.org/10.1080/00221686.2020.1786742>

Schoeneich M., Habel M., Szatten D. et al. An Integrated Approach to an Assessment of Bottlenecks for Navigation on Riverine Waterways. Water. 2023. No. 15. P. 141. <https://doi.org/10.3390/w15010141>.

ОБ АВТОРАХ

Гладков Геннадий Леонидович — ФГБОУ ВО «ГУМРФ имени адмирала С.О. Макарова». Доктор технических наук, профессор. Заведующий кафедрой водных путей и водных изысканий.

Служебный адрес: 198035, РФ, г. Санкт-Петербург, ул. Двинская, 5/7

E-mail: gladkovgl@gumrf.ru

Ржаковская Полина Сергеевна — ФГБОУ ВО «ГУМРФ имени адмирала С.О. Макарова» — ассистент

Служебный адрес: 198035, г. Санкт-Петербург, ул. Двинская, 5/7. E-mail: przhakovskaya@gumrf.ru

HYDRAULICS OF RIVER FLOW AND SEDIMENT TRANSPORT PARAMETERS IN CASE OF UNSTEADY WATER MOVEMENT IN THE LOWER REACHES OF HYDROELECTRIC FACILITIES ON NAVIGABLE RIVERS

G.L. Gladkov, P.S. Rzhakovskaya

*Admiral Makarov State University of Maritime and Inland Shipping,
gladkovgl@gumrf.ru,
przhakovskaya@mail.ru*

Abstract: The paper presents numerical experiments to evaluate the hydraulic characteristics of river flow and sediment transport parameters in the lower reaches of hydroelectric power plants on large navigable rivers. The results obtained made it possible to study the features of sediment movement in an unsteady water flow and develop certain recommendations for establishing boundary conditions when modeling channel transformations. The main conclusions obtained from the materials of numerical experiments are as follows: with the unsteady movement of water in the downstream of the hydroelectric power plant, sediment transport is activated, both in the summer observation period and in winter; the greatest discrepancies between hourly and daily average data are observed in the reservoirs located in the immediate vicinity of the hydroelectric power plant; the degree of increase in sediment consumption during the unsteady movement of water in the downstream of the hydroelectric power plant depends on the uneven regulation of water flow, the removal of the calculated hydraulic solution from the dam gate and the nature of changes in water content during navigation; in the immediate vicinity of the hydroelectric power plant, the intensity of sediment transport in winter becomes significantly less than in summer, as it moves away from the hydroelectric power station. The difference is decreasing; along the length of the river, as you move away from the waterworks, the intensity of sediment transport decreases. To test the results of numerical modeling, experiments were performed in a hydraulic tray. The obtained data are in qualitative agreement with the results of numerical experiments. During the experiments, it was found that the applied sediment consumption formulas show an overestimation of the calculated data compared with the measurement results.

Keywords: water flow rate, water flow rate, sediment flow rate, parameters of bottom ridges, Froude number, Shezi coefficient

REFERENCES

Berkovich K.M. (2005) Riverbed processes and riverbed quarries. Moscow: Publishing House of Moscow State University. 109 P.; ISBN 5-89575-078-8.

Babiński Z., Habel M. (2013) Hydromorphological conditions of the Lower Vistula in the development of navigation and hydropower. *Acta Energetica*. No 1. P. 91–101.

Bombar G., Elçi Ş., Tayfur G. et al. (2011) Experimental and numerical investigation of bedload transport under unsteady flows. *Journal of Hydraulic Engineering*. No 137(10). P. 1276–1282.

Chalov R.S. (2008) Russian studies: theory, geography, practice. Vol. 1. Riverbed processes: factors, mechanisms, forms of manifestation and conditions of formation of riverbeds. M.: Publishing house LKI. 608 p. (in Russ.)

Garibin P., Gladkov G., Morgunov K. et al. (2023) Innovative proposals for providing navigable depths in the downstream of the Gorodetsky Hydraulic Unit on

the Volga River. International Scientific Conference “International Transport Scientific Innovation” AIP Conf. Proc. 2476, 030027-1–030027-8; <https://doi.org/10.1063/5.0103780>.

Gladkov G.L., Belyakov P.V. (2021) Sediment transport in rivers: dependence of bottom ridges parameters on determining factors. “Vestnik” Admiral Makarov state university of maritime and inland shipping. Vol. 13. No. 1. pp. 52-63.

doi: 10.21821/2309-5180-2021-13-1-52-63. (in Russ.)
Gladkov G.L., Chalov, R.S. K. Berkovich K.M. (2023) Hydromorphology of navigable riverbeds. St. Petersburg, Publishing house “Lan”. 432 p. (in Russ.)

Gladkov G.L., Katolikov V.M. (2023) Hydromorphological substantiation of navigation in the lower reaches of the Nizhny Novgorod hydroelectric complex on the Volga River. In the collection: The thirty-eighth interuniversity coordination meeting on the problems of erosion, riverbed and estuarine processes. Reports and communications. Perm. pp. 27-42. (in Russ.)

- Gladkov G.L., Katolikov V.M., Rzhakovskaya P.S. (2023) Flow hydraulics and sediment transport parameters with unsteady water movement in the lower reaches of hydroelectric power plants on navigable rivers. In the collection: Waterways and riverbed processes. Hydraulic engineering structures of waterways. Issue 6. Part 1. / Edited by N. Prof. G.L. Gladkov, K.P. Morgunov). St. Petersburg: Admiral Makarov state university of maritime and inland shipping. pp. 24-43. (in Russ.)
- Gladkov G.L., Rzhakovskaya P.S. (2023) Hydraulic characteristics of the river flow and conditions of sediment transport in the downstream of the hydroelectric facility. "Vestnik" Admiral Makarov state university of maritime and inland shipping. Vol. 15. No. 3. pp. 344-358. <https://doi.org/10.21821/2309-5180-2023-15-3-344-358> (in Russ.)
- Grishanin K.V. (1979) Dynamics of riverbed flows. L.: Hydrometeoizdat. 311 S. (in Russ.)
- Grushevsky M.S. (1982) Steady-state movement of water in rivers and canals. L.: Hydrometeoizdat. 288 p. (in Russ.)
- Klaven A.B., Kopaliani Z.D. (2011) Experimental studies and hydraulic modeling of river flows and riverbed process. St. Petersburg: Nestor-Istoriya. 544 p. (in Russ.)
- Kondratiev N.E., Popov I.V., Snishchenko B.F. (1982) Fundamentals of the hydromorphological theory of the riverbed process. L.: Hydrometeoizdat. 272 p. (in Russ.)
- Muste M., Lee K., Kim D. et al. (2020) Revisiting hysteresis of flow variables in monitoring unsteady streamflows. Journal of Hydraulic Research. P. 867-887. <https://doi.org/10.1080/00221686.2020.1786742>
- Rozovsky I.L., Eremenko E.V., Bazilevich V.A. (1967) Established the movement of the water flow below the hydroelectric power station and its influence on the riverbed. Kiev: Naukova dumka. 276 p. (in Russ.)
- Schoeneich M., Habel M., Szatten D. et al. (2023) An Integrated Approach to an Assessment of Bottlenecks for Navigation on Riverine Waterways. Water. No 15. P. 141. <https://doi.org/10.3390/w15010141>.
- Studies have shown the instability of water movement on the Sviri rivers in winter and summer conditions (1963) / Edited by N. E. Kondratiev, Candidate of Technical Sciences, V. A. Uryvaev, Candidate of Technical Sciences. / L.: Hydrometeoizdat. 252 p. (in Russ.)

СОВРЕМЕННАЯ МОРФОДИНАМИКА ОСНОВНОГО ДЕЛЬТОВОГО РУКАВА Р. ТЕРЕК (КАРГАЛИНСКИЙ ПРОРЫВ)

А.С. Завадский*, М.А. Самохин, С.Р. Чалов,
Е.А. Тузова, А.А. Куракова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Географический факультет

*az200611@rambler.ru

Поступила в редакцию 01.09.2024

После доработки 11.10.2024

Принята к публикации 10.11.2024

Аннотация. Основными природными факторами, определяющими специфику морфодинамики дельтовых рукавов Терека, являются огромный сток наносов и очень низкая устойчивость русла. По величине объема стока наносов Терек сопоставим с крупнейшими реками нашей страны — Обью, Енисеем, Леной, при том что по объему стока воды в десятки раз уступает им. На протяжении многих столетий человек старался адаптироваться под непредсказуемый характер руслового и водного режима Терека, который неоднократно менял направление своего основного стока после выхода на Прикаспийскую низменность. В статье приводятся результаты последних исследований морфодинамики русла Каргалинского Прорыва — главного современного рукава Терека в дельте, где в настоящее время концентрируется более 90% общего стока воды и наносов. Дается оценка изменчивости темпов и направленности русловых деформаций по его длине, характера влияния колебаний уровня Каспийского моря на динамику русла. Также освещены вопросы эффективности гидротехнического регулирования русла Каргалинского Прорыва, направленного на снижение негативного воздействия гидрологических процессов на приречные территории.

Ключевые слова: дельта, Терек, русловые процессы, продольный профиль, размывы берегов, уровень Каспийского моря

ВВЕДЕНИЕ

История формирования гидрографической сети дельты Терека тесно связана с колебаниями уровня Каспийского моря (основного базиса эрозии бассейна реки). Механизм образования, развития и деградации основных (магистральных) рукавов дельты Терека хорошо изучен и описан в литературе (Байдин, 1971; Алексеевский и др., 1987; Михайлов, 1997; Горелиц, Землянов, 2011). Изменение направления основного стока обычно происходило в виде резкой смены течения, вызванной утратой гидравлической выгоды положения главного рукава и повышением отметок его дна над окружающей территорией вследствие направленной аккумуляции наносов. На современном этапе основной дельтовый рукав Терека представлен Каргалинским Прорывом (также называемым Новым Терекон) —

наиболее южным положением главного русла за последние 500 лет (рис. 1).

История формирования Каргалинского Прорыва берет начало в июне 1914 г. С целью предупредить затопление г. Кизляра через созданный прокоп берегового вала правого берега был осуществлен «предупредительный искусственный сброс терских вод, когда по реке проходил катастрофический паводок с максимальным расходом воды примерно 0,1%» (Байдин и др., 1971). Пройдя несколько циклов развития, русло Каргалинского Прорыва стало основным магистральным рукавом, в то время как сток по остальной сети дельтовых рукавов в настоящее время поддерживается преимущественно за счет его гидротехнического перераспределения гидроузлами, наиболее крупным



Рис. 1. Реконструкция положения основных дельтовых рукавов реки Терек с XVII в. (по Акаев и др., 1996)

Fig. 1. Reconstruction of the position of the main delta branches of the Terek River since the XVII century (according to Akaev et al., 1996)

из которых является Каргалинский гидроузел, распределяющий сток воды в вершине дельты.

На протяжении XX в. общая протяженность Каргалинского Прорыва существенно изменялась в процессе естественного развития и мероприятий по его антропогенному преобразованию. В настоящее время она составляет около 105 км (от створа Каргалинского гидроузла до внешнего края устьевых бара). В 1977 г. было проведено искусственное спрямление устьевых участков через Аграханский полуостров (до этого основной дельтовый рукав Терека впадал в Аграханский залив), в результате чего весь сток Каргалинского Прорыва был направлен непосредственно в Каспийское море. Основной задачей такого спрямления было уменьшить длину реки, увеличить уклоны и за счет этого снизить глубину и частоту затопления приречных территорий. Результатом разработки спрямляющей прорези стало формирование устьевых конусов выноса (бара), конфигурация и динамика которых определялись реакцией эрозионно-аккумулятивных процессов на колебания уровня Каспийского моря (УКМ) (рис. 2).

Современный цикл перестройки гидравлического и руслового режима Каргалинского Прорыва берет начало на рубеже XX–XXI вв. и связан с резким снижением УКМ с отметок -27.0 м БС до современных -29.0 м БС, что способствовало интенсивному врезанию потока на устьевом участке. Выше по течению механизм адаптации русла Каргалинского Прорыва к понижению главного базиса эрозии более сложен и внешне менее выражен. Некоторые исследователи до последнего времени придерживались мнения о сохранении на устьевом участке Каргалинского Прорыва тенденций к аккумуляции наносов, снижению транспортирующей способности потока, поднятию отметок дна русла (Горелиц, Землянов, 2013; Воробьев и др., 2015). Однако, начиная с середины нулевых годов XXI в., направленность этих процессов сменилась на обратную. Это подтверждается результатами проведенных в 2018–2020 гг. комплексных экспедиционных исследований и последующего анализа горизонтальных и вертикальных русловых деформаций.

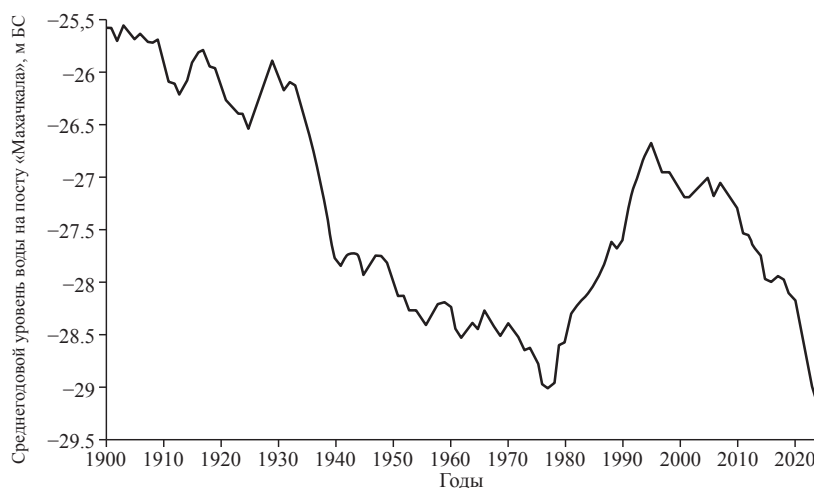


Рис. 2. Изменения уровня Каспийского моря на протяжении XX — начала XXI вв. (1900–2024 гг.)

Fig. 2. Changes in the level of the Caspian Sea during the twentieth and early twenty-first centuries (1900–2024)

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу ретроспективного анализа плановых изменений русла Каргалинского Прорыва легли собранные и систематизированные в виде ГИС-проекта картографические материалы и данные дистанционного зондирования Земли (ДДЗ). В качестве наиболее ранних спутниковых изображений использовались монохромные космические снимки «КН-4А» 1965 г., доступные в настоящее время на коммерческой основе через веб-интерфейс архива Геологической службы США (USGS) “EarthExplorer”. Также было подобрано 45 мультиспектральных космических снимков за период 1972–2020 гг., полученных со спутников “Sentinel” и “Landsat”. Таким образом, временной интервал, за который имелись достоверные характеристики планового положения русла Каргалинского Прорыва, составил 55 лет. Этот временной период был разделен на два интервала: первый — с 1965 по 2010 г., отражающий исторический период развития русла Каргалинского Прорыва в условиях интегрального влияния естественных (цикличность гидролого-климатических характеристик, колебания уровня Каспийского моря) и антропогенных (гидротехническое регулирование русла, изменение расположения устьевых участка) факторов; второй — с 2010 по 2020 г., характеризующий современную динамику русла в условиях фиксированного сочетания внешних факторов (направленное снижение уровня Каспийского моря, отсутствие масштабных русловыправительных мероприятий). Количественная характеристика темпов горизонтальных русловых деформаций пу-

тем сопоставления разновременных космических изображений была получена для 117 участков.

Оценка темпов вертикальных русловых деформаций и их изменения по длине реки была проведена на основе сопоставления продольных профилей водной поверхности и дна реки за два временных интервала — 2005–2006 гг. (русловые съемки экспедиционной партии МГУ им. М.В. Ломоносова) и инженерные изыскания 2019–2020 гг. Было установлено (рис. 3), что прослеживается устойчивая тенденция к размыву русла на устьевом участке — 74–96 км (за исключением нижнего 8-километрового участка прорези через Аграханский полуостров и устьевых бара, где преобладают аккумулятивные процессы). Особо выделяется участок Шавинского разветвления (450–58 км), где эрозионно-аккумулятивные процессы носят разнонаправленный характер. Вертикальные деформации продольного профиля объясняются изменениями, происходящими как в процессе местных русловых переформирований, так и под влиянием внешних факторов. Ключевым здесь выступает фактор временной изменчивости уровня приемного водоема — Каспийского моря (УКМ). Влияние многолетнего хода УКМ на продольный профиль нижнего 40–50-километрового участка Каргалинского Прорыва четко прослеживается при сравнении профилей дна за период с 1977 г. (рис. 4). Отмечается устойчивая тенденция врезания русла при циклах понижения уровня Каспийского моря и, наоборот, аккумуляции наносов при обратном многолетнем ходе уровня. Осредненная амплитуда колебания отметок дна при этом может достигать 2–3 м.

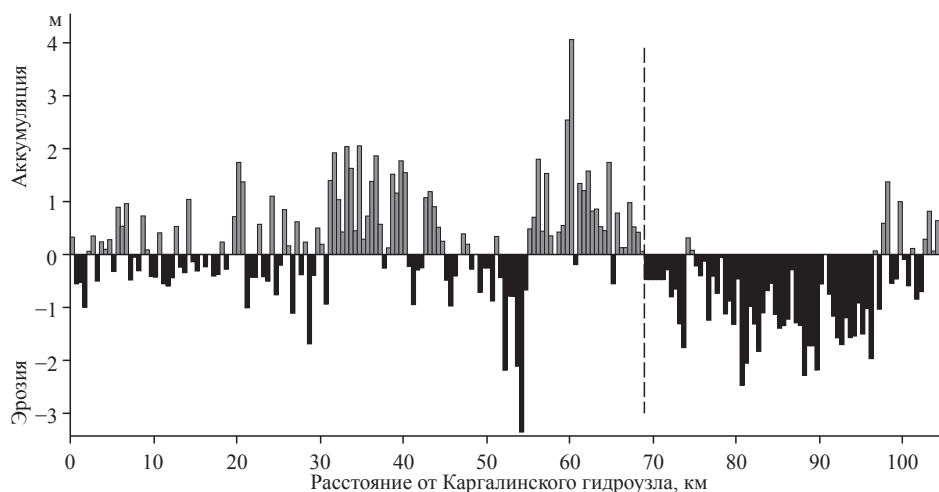


Рис. 3. Направленность вертикальных эрозионно-аккумулятивных процессов в русле Каргалинского Прорыва за 2005–2019 гг. Пунктирная линия — граница смены направленности вертикальных русловых деформаций
Fig. 3. The direction of vertical erosion-accumulative processes in the Kargalinsky channel in 2005–2019. The dotted line is the boundary of the change in the direction of vertical channel deformations

МОРФОДИНАМИКА РУСЛА КАРГАЛИНСКОГО ПРОРЫВА НА ОТДЕЛЬНЫХ УЧАСТКАХ

Участок от Каргалинского гидроузла до Шавинского разветвления (0–40 км)

Верхний 40-километровый участок Каргалинского Прорыва представлен преимущественно относительно прямолинейным руслом, сформированным, в том числе, серией техногенных спрямлений. Последние из них были выполнены в 2005–2006 гг. на 7–12.5 км. Такое гидротехническое регулирование позволило заметно уменьшить эрозионное воздействие потока на систему противопаводковых валов. В настоящее время спрямившие русло каналы активно расширяются за счет двусторонней боковой эрозии, сохраняя при этом прямолинейные очертания. Староречья интенсивно заносятся песчаными наносами, чем активно пользуются коммерческие организации и частные лица для добычи песчаных строительных материалов.

Направленность вертикальных деформаций на верхнем участке определяется смещением крупных грядовых форм руслового рельефа и носит преимущественно циклический характер. При этом амплитуда колебания отметок дна достигает 6 м между локальными плёсовыми ложинами и протяженными перекатными участками. Последние являются очагами формирования ледовых заторов, вызывая дополнительное повышение уровней воды, способное спровоцировать прорывы противопаводковых валов.

С начала XXI в. рассматриваемый участок в целом является зоной транзита наносов и характеризуется относительно устойчивым продольным профилем. По мере приближения к Шавинскому

разветвлению (32–40 км) отмечается преобладание аккумулятивных процессов в русле, где за 2006–2019 гг. отметки дна в среднем повысились на 0.7–0.9 м (рис. 3). Частично это объясняется повышенным поступлением продуктов размыва берегов на трех крупных изгибах русла — последних сохранившихся в естественном состоянии излучинах Каргалинского Прорыва. Проект их спрямления с целью снижения эрозионной нагрузки на береговую зону и понижения отметок дна был реализован в начале XXI в. Однако спрямляющие каналы были законсервированы и по состоянию на 2023 г. не введены в эксплуатацию (рис. 5).

Гудийско-Шавинское разветвление (40–58 км)

До конца 30-х гг. XX в. гидросеть Каргалинского Прорыва представляла собой совокупность озер и плавней, соединенных слабовыраженными русловыми протоками. Наиболее характерно это было для участка современного Гудийско-Шавинского разветвления, на месте которого располагались обширные озерно-болотные угодья. Интенсивное снижение уровня Каспийского моря в 30–60-х гг. XX в. способствовало врезанию водотоков Каргалинского Прорыва, формированию выраженной русловой сети и консолидации стока воды и наносов в 1–2 основных рукавах. Этому также способствовали гидротехнические мероприятия по ограничению русловой части Каргалинского Прорыва берегозащитными и противопаводковыми валами.

Наиболее морфологически сложным оставался Гудийско-Шавинский участок, еще до середины 60-х гг. XX в. сохранявший сложную систе-

Рис. 4. Изменение положения продольного профиля дна Каргалинского Прорыва на участке 58–105 км в условиях колебания уровня Каспийского моря (за 1976–1987 гг. (Никулин и др., 1989)): 1 – 1976 г.; 2 – 1978 г.; 3 – 1979 г.; 4 – 1983 г.; 5 – 1987 г.; 6 – 2005 г.; 7 – 2019 г. (а – выходы в русло кровли трудноразмываемых пород; б – зона смены врезания на аккумуляцию наносов к 2019 гг.)

Fig. 4. The change in the position of the longitudinal profile of the bottom of the Kargalinsky channel in the 58–105 km section under conditions of fluctuations in the level of the Caspian Sea (for 1976–1987 (Nikulin et al., 1989)): 1 – 1976; 2 – 1978; 3 – 1979; 4 – 1983; 5 – 1987; 6 – 2005; 7 – 2019 (a – exits in the bed of the roof of hard-to-erode rocks; b – zone of change of embedding to sediment accumulation by 2019)

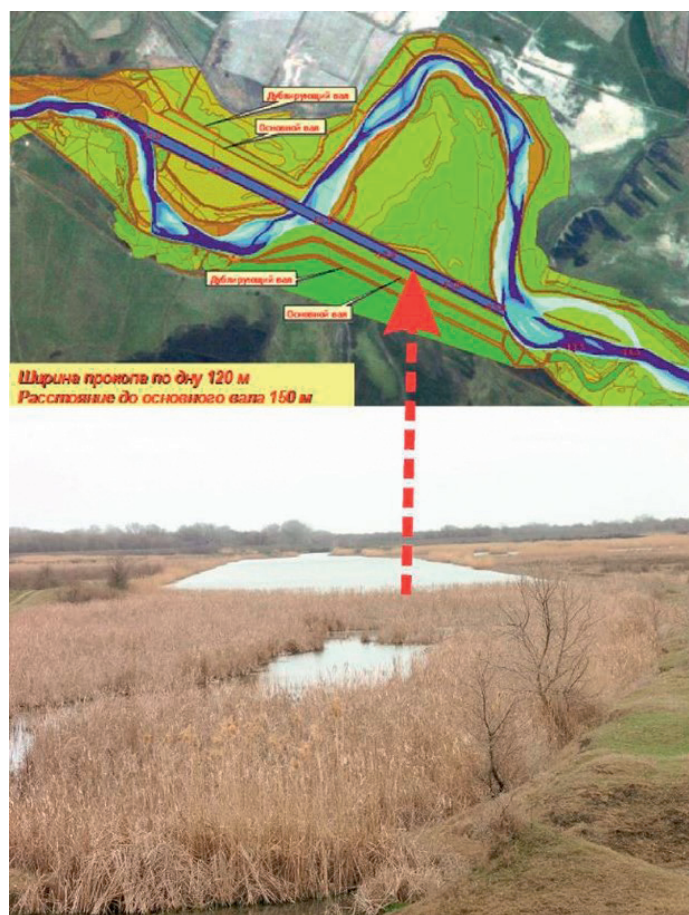
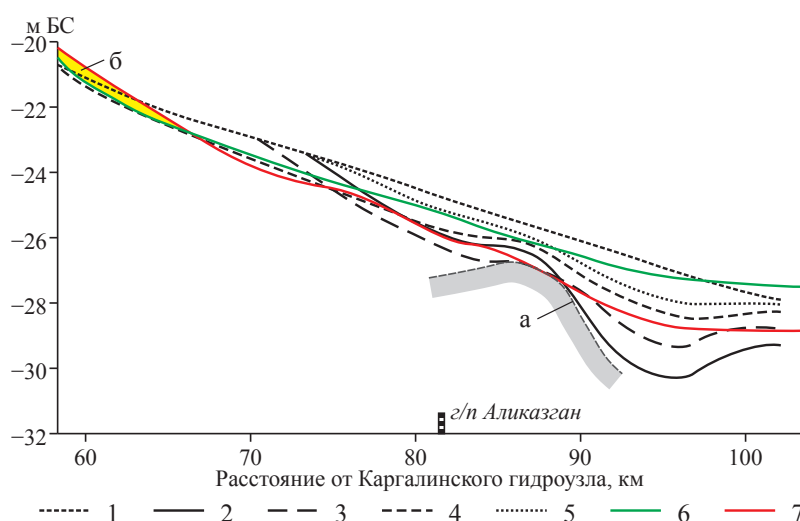


Рис. 5. «Законсервированное» спрямление русла на 26.5–31.0 км (фото 2019 г.)

Fig. 5. “Canned” straightening of the riverbed by 26.5–31.0 km (photo 2019)

му рукавов и проток, соединяющих крупные озерные понижения. Постепенно произошло объединение водотоков в два основных рукава, разделенных крупным Шавинским островом, а ниже по течению – системой озер Бол. Кузьмино – Новое. В результате сформировался протяженный участок раздвоенного русла, представленного более полноводным левым рукавом – Гудийским Банком и правобережным Шавинским Банком. Оба рукава, ограниченные в своем развитии противопаводковыми валами, формировали серии адаптированных (благодаря валам) излучин, вершины которых смещались преимущественно в продольном направлении. В пределах основного Гудийского Банка размывы берегов на незащищенных участках достигали 2–3 м/год, а для борьбы с эрозионными процессами проводились масштабные берегозащитные мероприятия. Остров Шавинский активно использовался в сельскохозяйственных целях и также имел систему противопаводковых и берегозащитных сооружений (преимущественно в верхней части разветвления).

Двухрукавная система разветвления с абсолютным (до 90–95%) преобладанием стока по Гудийскому Банку устойчиво функционировала еще в начале XXI в., после чего стали проявляться тенденции гидролого-морфологической трансформации русловой сети разветвления. Основным фактором, приведшим к перераспределению расходов воды в Шавинском разветвлении, стала аккумуляция наносов в пределах русла Гудийского Банка (рис. 6). Поступавшие на протяжении второй половины XX в. вместе с

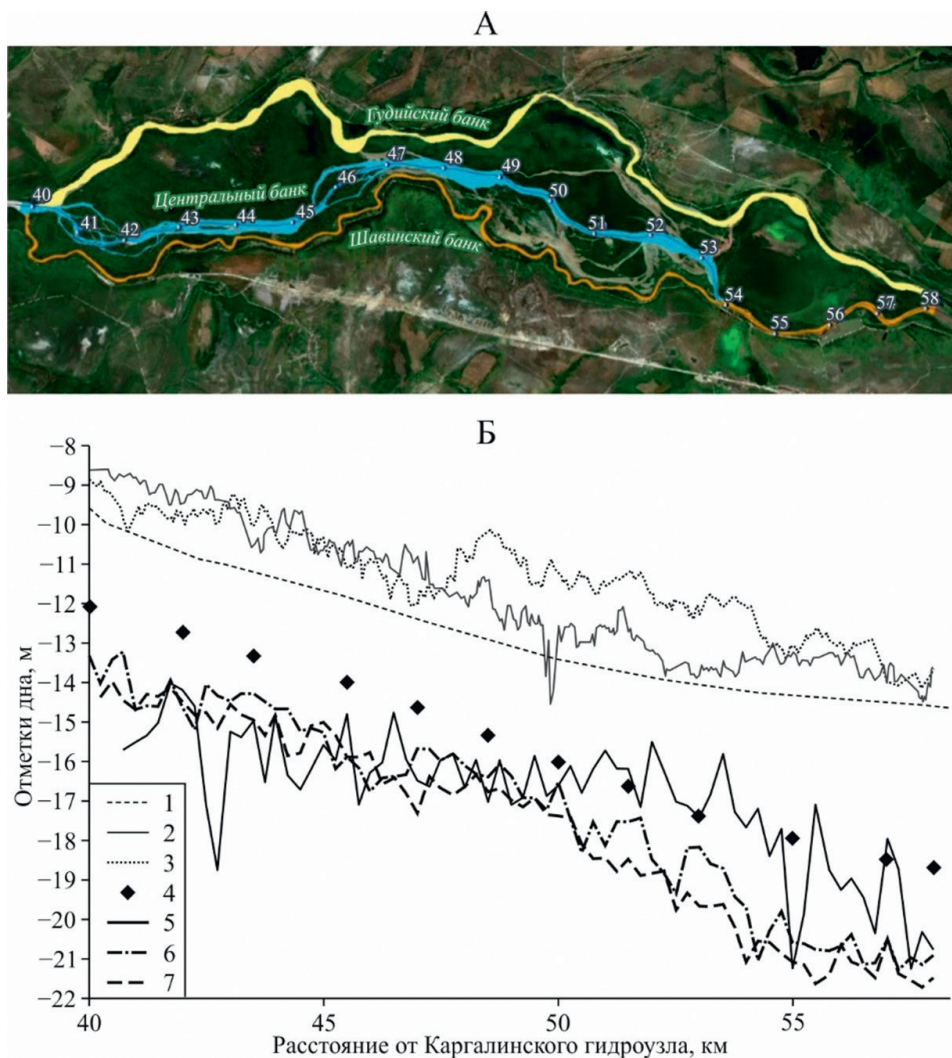


Рис. 6. Современный вид Шавинского разветвления (А) и его гидролого-морфологические характеристики (Б): 1 — расчетные значения уровня воды 1%-ной обеспеченности; 2, 3 — продольные профили гребней лево-бережных и правобережных противопаводковых валов; 5 — продольные профили дна Гудийского Банка в 2005 г. и отметки его русла в 2020 г. (4); продольные профили дна Центрального рукава в 2019 г. (6) и Шавинского Банка в 2019 г. (7)

Fig. 6. Modern view of the Shavinsky fork (A) and its hydrological and morphological characteristics (B): 1 — calculated values of the water level of 1% security; 2, 3 — longitudinal profiles of the ridges of left-bank and right-bank flood control shafts; 5 — longitudinal profiles of the bottom of the Gudian Bank in 2005 and the marks of its channel in 2020 (4); longitudinal profiles of the bottom of the Central Arm in 2019 (6) and the Shavinsky Bank in 2019 (7)

основным стоком воды наносы повышали отметки дна, постепенно сформировав поперечный уклон в сторону правобережного пойменного массива, где стал разрабатываться новый (Центральный) рукав через Шавинский остров.

Следующим циклом переформирования стало перераспределение стока воды в правобережную часть разветвления — Шавинский Банк. Этот процесс наиболее полно проявлялся на фоне постепенного развития русла центрального рукава и деградации Гудийского Банка (рис. 7), в который

вода начинает поступать только на пиках много-водных фаз водного режима. Если в 2006 г., до разработки Центральной протоки, распределение расходов воды между Шавинским и Гудийским Банками было в соотношении 7/93% (табл. 1), то в 2019 г. в Шавинский Банк поступало 46% суммарного расхода воды, в Центральный рукав — 43%, в Гудийский Банк — 11%.

В результате русловая обстановка в центральной и правобережной частях Шавинского разветвления кардинально изменилась. Уклон водной по-

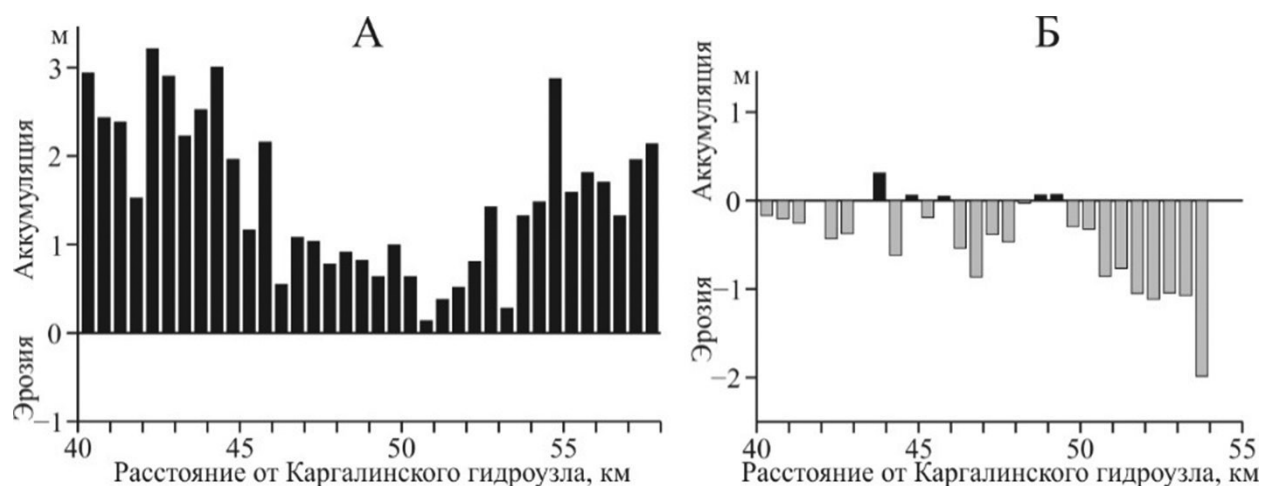


Рис. 7. Направленность эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах Гудийского (А) и Шавинского Банка (Б)

Fig. 7. The direction of erosion-accumulative processes within the Gudian (A) and Shavinsky Bank (B)

верхности в пределах относительно прямолинейной Центральной протоки составил 0.38–0.41‰, что примерно в 1.5 раза больше, чем по руслу Гудийского Банка. Одновременно отчетливо проявилась активизация правобережного Шавинского Банка, сопровождаемая интенсивными горизонтальными деформациями и размывами дна. Последние стали представлять серьезную опасность для системы противопаводковых валов, окаймляющей правобережье Шавинского разветвления. В 2019 г. здесь было выявлено 39 эрозионных участков, в пределах которых средние и среднемаксимальные скорости отступления береговых бровок составили – 1.8 и 3.4 м/год, а общая протяженность размываемых берегов – 34% от общей протяженности береговой линии Шавинского Банка (рис. 8).

Происшедшие русловые переформирования привели к резкому ухудшению работы водозаборных сооружений, расположенных в левобережном Гудийском Банке. Обсыхание водоподводящих участков стало фиксироваться даже при уровнях воды, близких к среднегодовым. Попытка оживить водный сток по системе Гудийского Банка и стабилизировать подачу воды к головным сооружениям водоотводных каналов была предпринята в 2019–2020 гг. Были выполнены дноуглубительные работы объемом более 1 млн м³ на протяжении 15 км (по Гудийскому Банку от начала Шавинского разветвления). Это позволило кратковременно восстановить подачу воды к истоку Зеньковского канала при меженных уровнях, однако уже через год отметки дна на всем протяжении Гудийского Банка вернулись к бытовым (до дноуглубительных работ), что полностью свело на нет затраченные усилия.

При этом следует отметить реакцию русла в пределах верхней части Шавинского разветвления на временное увеличение пропускной способности Гудийского Банка благодаря дноуглубительным работам. Искусственное углубление Гудийского Банка спровоцировало дополнительное развитие Центрального рукава и концентрацию в нем в 2020 г. уже ⅓ суммарного стока воды (табл. 1), в то время как Шавинский Банк после 10-летнего цикла развития стал занимать подчиненное положение. Положительным эффектом такой русловой перестройки стало снижение эрозионной нагрузки на правобережную систему противопаводковых валов.

Проведенные сценарные расчеты гидравлики потока и русловых деформаций с применением методов численного (математического) моделирования подтвердили бесперспективность мероприятий, направленных на сохранение водности Гудийского Банка путем проведения дноуглубительных работ, что определяется значительным превышением отме-

Таблица 1. Распределение стока воды в верхней части Шавинского разветвления в межень (по данным инструментальных измерений 2006–2020 гг.), %

Table 1. Distribution of water runoff in the upper part of the Shavinsky bank during low-water periods (based on instrumental measurements 2006–2020), %

Рукав	2006 г.	2019 г.	2020 г.
Гудийский Банк	93	11	4
Центральный рукав	0	43	67
Шавинский Банк	7	46	29



Рис. 8. Современный размыв береговых валов вследствие активного развития Шавинского Банка

Fig. 8. Modern erosion of coastal shafts due to the active development of the Shavinsky Bank

ток дна левобережной системы (Гудийский Банк) над правобережной (в среднем на 3–5 м) и направленным развитием Центрального рукава и Шавинского Банка (рис. 9). «Переломить» этот процесс можно только путем колоссальных объемов дноуглубления, экономически не обоснованных.

Участок ниже Шавинского разветвления (58–70 км)

Активные русловые переформирования в пределах Шавинского разветвления находят отражение на нижележащем участке. Современная русловая динамика этого участка представляется чрезвычайно интересной с позиции баланса эрозионно-аккумулятивных процессов и разнонаправленности влияющих на них факторов. С одной стороны, участок является зоной направленной аккумуляции наносов, основным источником поступления которых (наряду с транзитными наносами) в настоящее время служат продукты размыва русел Шавин-

ского Банка, а последние годы — и Центрального рукава разветвления. С другой стороны, нижняя граница участка испытывает возрастающее влияние регрессивной эрозии, распространяющейся от устьевых участка Каргалинского Прорыва и обусловленной снижением уровня Каспийского моря. Место смены направленности вертикальных деформаций с аккумулятивных на эрозионные (в районе 68–70 км по рис. 3) морфологически обосновывает положение нижней границы участка и «привязывает» ее к современной верхней границе распространения зоны влияния колебаний уровня Каспийского моря.

Многолетняя динамика русла Каргалинского Прорыва ниже Шавинского разветвления тесно связана с проводимыми русловыправительными и противопаводковыми мероприятиями. Здесь большую часть времени преобладали аккумулятивные процессы, вследствие чего русло старалось принять извилистые очертания. Развитию крутых форм из-

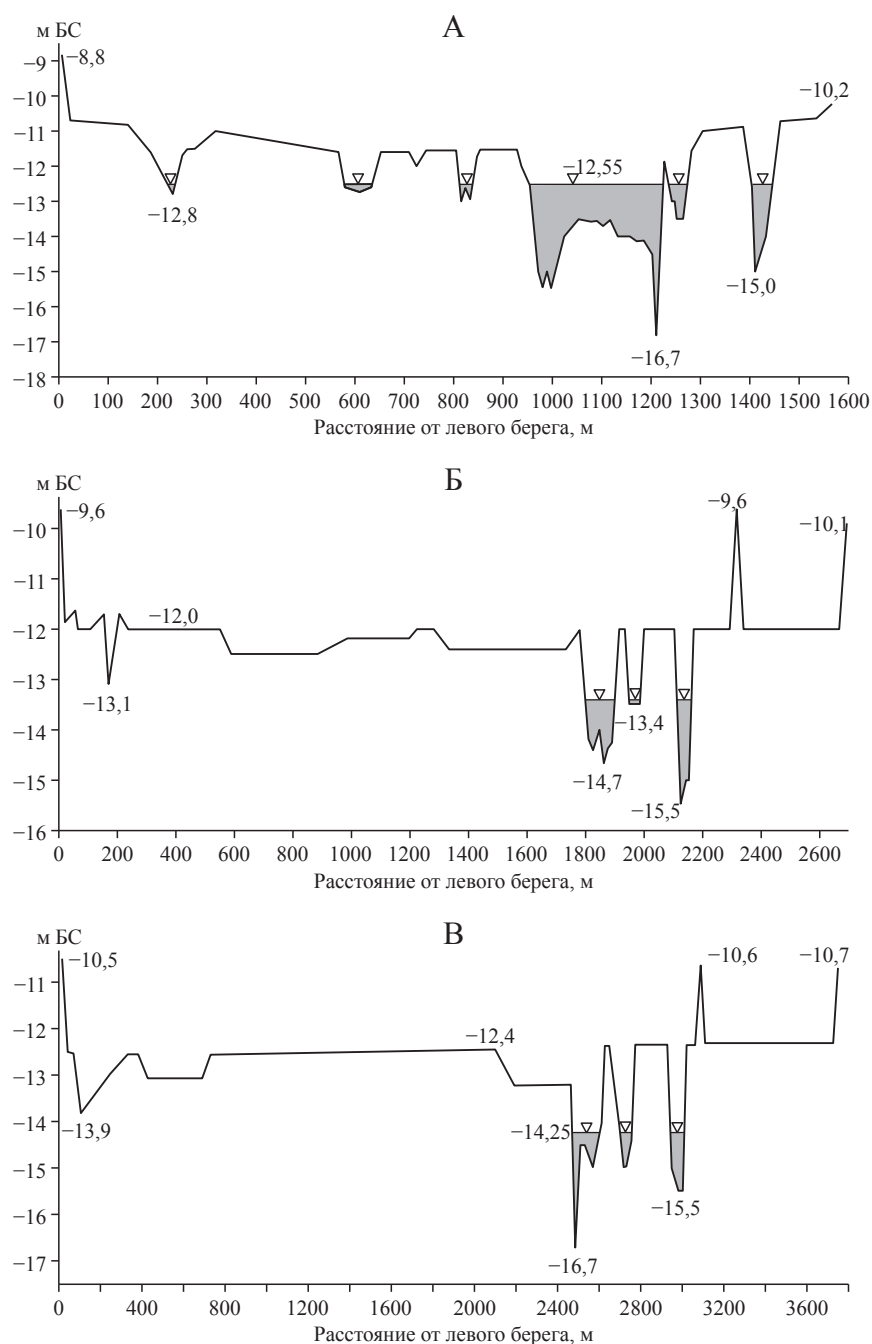


Рис. 9. Поперечные морфостворы через Шавинское разветвление — от левого берега Гудийского Банка к правому берегу Шавинского Банка (ситуация на август 2020 г. после углубления Гудийского Банка): А — морфоствор на 41 км (от Каргалинского ГУ); Б — морфоствор на 43 км; В — морфоствор на 45 км

Fig. 9. Transverse morphometric sections through the Shavinsky fork — from the left bank of the Gudian Bank to the right bank of the Shavinsky Bank (the situation as of August 2020 after the deepening of the Gudian Bank): A — morphometric section 41 km (from Kargalinsky GU); B — morphometric sections 43 km; C — morphometric sections 45 km



Рис. 10. Современный размыв левобережных береговых валов на участке 71–75 км

Fig. 10. Modern erosion of left-bank coastal ramparts on a site of 71–75 km

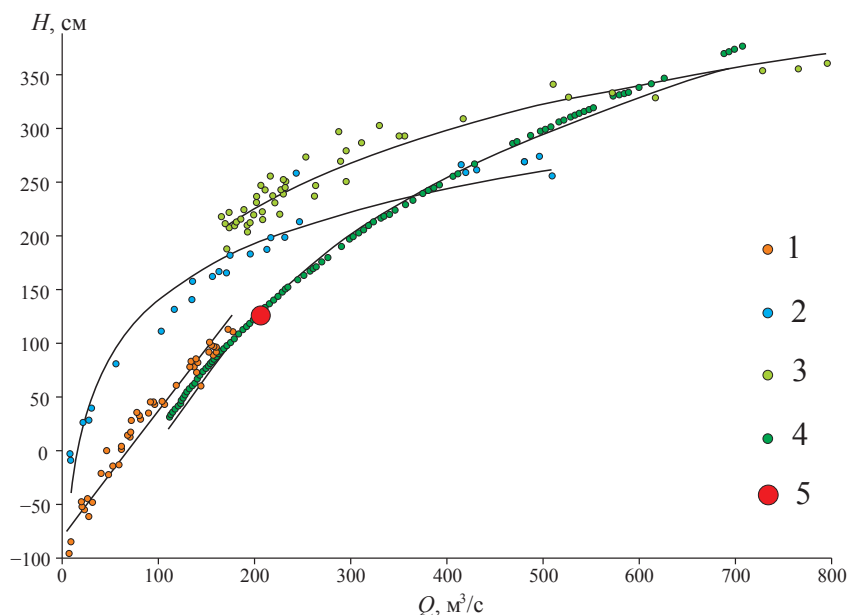


Рис. 11. Изменение кривой $Q = f(H)$ для г.п. «Аликазган» за 1979–2020 гг.: 1 – 1979 г.; 2 – 1988 г.; 3 – 2005 г.; 4 – 2017 г.; 5 – 2020 г.

Fig. 11. Change in the curve $Q = f(H)$ for the settlement of “Alikazgan” for 1979–2020: 1 – 1979; 2 – 1988; 3 – 2005; 4 – 2017; 5 – 2020

лучин препятствовали системы береговых валов и защищающие их конструкции. В конце 1960-х гг. на 75–81 км была спрямлена серия развитых сегментных излучин, после чего произошла временная стабилизация положения русла. В настоящее время пологоизвилистое русло на месте спрямления имеет несколько достаточно протяженных зон размыва, которые, подходя к береговым валам, создают реальную угрозу их разрушения (рис. 10).

Устьевой участок (70–97 км)

Морфодинамика устьевового участка Каргалинского Прорыва наиболее полно определяется циклами колебания УКМ. Особенно четко эта связь

установилась после разработки спрямляющего канала через Аграханский полуостров. Этот процесс подтверждается анализом зависимости $Q = f(H)$ (рис. 11), полученной по г.п. Аликазган, расположенному в 23 км от современного устья реки. Скорость направленной аккумуляции с 1979 по 2005 г. составила около 1 м, что совпадает с ростом УКМ.

Начавшееся в 2006–2007 гг. снижение УКМ стало причиной смены направленности вертикальных деформаций продольного профиля дна. При сопоставлении поперечных профилей русла в створе г.п. Аликазган за 2005 и 2019 гг. (рис. 12) хорошо прослеживается процесс понижения отметок дна в среднем на 1–1.5 м.

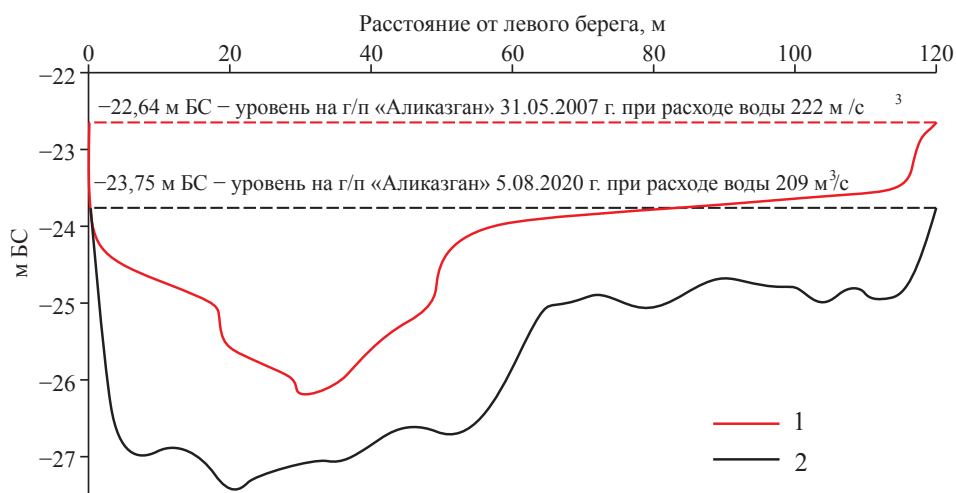


Рис. 12. Поперечный профиль русла Каргалинского Прорыва в створе г.п. «Аликазган» при измеренных расходах воды 31.05.2007 (1) и 05.08.2020 (2)

Fig. 12. Transverse profile of the Kargalinsky channel in the alignment of the settlement. “Alikazgan” with measured water flow rates on 05/31/2007 (1) and 08/05/2020 (2)

Процесс направленного врезания на устьевом участке способствовал активизации русловых переформирований за последние два десятилетия. В целом русло Каргалинского Прорыва на устьевом участке имеет пологоизвилистые очертания и во время преобладания аккумулятивных процессов и снижения уклонов не отличается высокой эрозионной активностью. Однако сопоставление космических снимков за 2010–2020 гг. показало, что на фоне направленного врезания русла происходит существенное ускорение темпов горизонтальных деформаций и увеличение длины эрозионных участков. Доля последних в настоящее время составляет около 30% от суммарной длины береговой линии. Большие значения отмечены только в пределах активно развивающегося правого рукава Шавинского разветвления (Шавинского Банка). В то же время в 1965–2010 гг. доля эрозионных участков не превышала здесь 20%. При этом средние скорости размыва в пределах выделенных эрозионных участков составляют 2–3 м/год — максимальные величины для всего русла Каргалинского Прорыва.

Искусственная прорезь и устьевой бар (97–104 км)

Интенсивная глубинная и боковая эрозия на устьевом участке, увеличивающая и так большой сток наносов, способствует активному выдвиганию устьевого бара. На рис. 13 показаны изменения его размеров за 1975–2005 и 2005–2020 гг. По-

следний период отличается более чем двукратным удлинением и увеличением площади устьевого бара (хотя эти характеристики и требуют правильной интерпретации с учетом понижения УКМ и естественного увеличения площади осушки).

4-километровый участок прорези через Аграханский полуостров за время своего существования с 1977 г. трансформировался в полноценное русло со свойственным ему русловым рельефом, плёс-перекатными системами, участками эрозии и аккумуляции вдоль береговой линии. В целом в пределах прорези ширина русла постепенно увеличивается, формируются массивные аллювиальные формы (побочки, осередки). При этом участок является транзитным для наносов, без выраженной направленности вертикальных деформаций, компенсируя последствия снижения УКМ выдвиганием русла в море, сохраняя таким образом устойчивый продольный профиль.

Берега здесь активно размываются (рис. 14), при этом фронт размыва смещается параллельно движению крупных русловых форм. Так как скорость их смещения достигает нескольких сотен метров в год, то участки размыва берега не успевают занять устойчивое положение для формирования излучин и русло сохраняет относительно прямолинейные очертания.

Результаты анализа многолетней и современной динамики русла Каргалинского Прорыва позволили обобщить данные по морфологии и динамике описанных выше участков в табличном виде (табл. 2).

Таблица 2. Морфологически однородные по направленности русловых переформирований участки русла Каргалинского Прорыва

Table 2. Morphologically homogeneous by direction of channel reformation sections of the Kargalinsky channel

Расстояние от Каргалинского ГУ, км	Преобладающие формы русла в условиях антропогенного ограничения ширины пояса русловых деформаций	Уклон по руслу, ‰	Вертикальные деформации		Горизонтальные деформации		
			направленность	величина направленной эрозии (–) / аккумуляции (+), средняя для участка, метры (за 2006–2020 гг.)	доля эрозионных участков (от суммарной длины береговой линии), %	средняя скорость размыва берега в пределах эрозионных участков, м/год	среднемакс. скорость размыва берега в пределах эрозионных участков, м/год
0–40	Относительно прямолинейное русло	0.32	нейтральные	+0.15	17	1.1	2.9
40–58	Раздвоенное русло: А) Гудийский Банк Б) Центральный рукав В) Шавинский Банк	А) 0.36 Б) 0.41 В) 0.30	А) аккумуляция Б) эрозия/аккумуляция В) эрозия	А) +1.50 Б) –0.35/+0.80 В) –0.75	А) 0 Б) 1 В) 34	А) 0 Б) 0.2 В) 1.8	А) 0 Б) 5.8 В) 3.4
58–68	Чередование вынужденных и адаптированных сегментных излучин	0.22	аккумуляция	+0.95	26	1.95	3.5
68–97	Чередование относительно прямолинейного русла и пологих сегментных излучин	0.20	эрозия	–1.15	29.5	2.2	3.7
97–105	Относительно прямолинейное русло. Устьевой бар	0.25	нейтральные	+0.05	24	3.4	5.9

**ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ
ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ МЕРОПРИЯТИЙ В
РУСЛЕ КАРГАЛИНСКОГО ПРОРЫВА ДЛЯ
СНИЖЕНИЯ НЕГАТИВНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ
ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

Работы по предотвращению или снижению ущерба от негативных гидрологических процессов стали проводиться на участке Каргалинского Прорыва с конца 50-х гг. XX в. Более комплексные подходы к регулированию русла, направленные на обеспечение гидроэкологической безопасности приречных территорий, были разработаны и

внедрены в 90-х гг. XX в. (Исследование..., 1991). В дальнейшем гидротехнические и управленческие методы совершенствовались и актуализировались с учетом прогнозируемых трендов изменчивости природных и антропогенных факторов, а также хозяйственного освоения дельты Терека. Основные принципы и подходы защиты приречных территорий были заложены в мероприятиях и целевых показателях «Схемы комплексного использования и охраны водных объектов бассейна реки Терек» (Схема..., 2013), реализация которой была начата в 2015 г.

В качестве основных гидротехнических мероприятий по регулированию русла Каргалинского

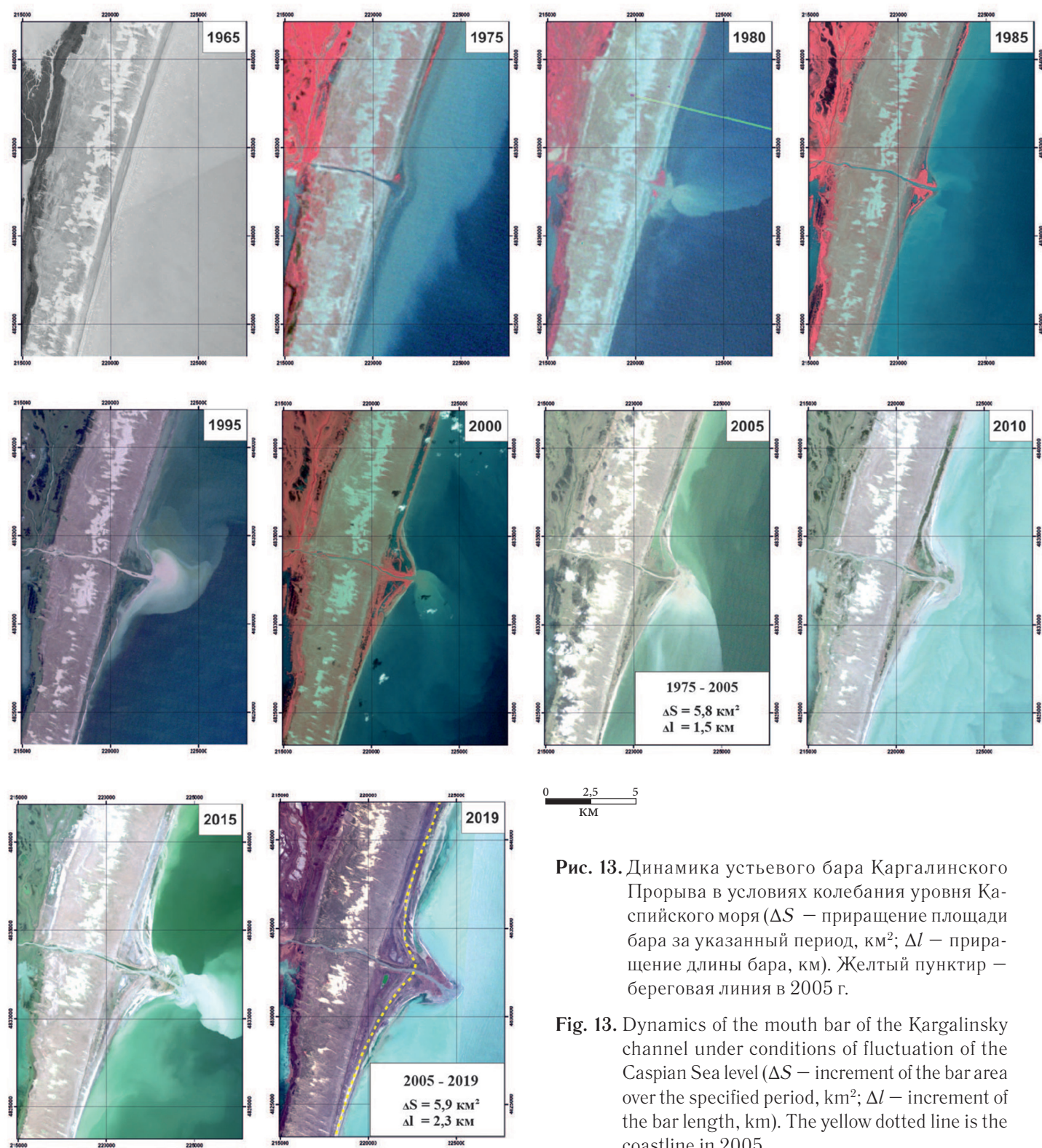


Рис. 13. Динамика устьевго бара Каргалинского Прорыва в условиях колебания уровня Каспийского моря (ΔS – приращение площади бара за указанный период, км^2 ; Δl – приращение длины бара, км). Желтый пунктир – береговая линия в 2005 г.

Fig. 13. Dynamics of the mouth bar of the Kargalinsky channel under conditions of fluctuation of the Caspian Sea level (ΔS – increment of the bar area over the specified period, км^2 ; Δl – increment of the bar length, km). The yellow dotted line is the coastline in 2005

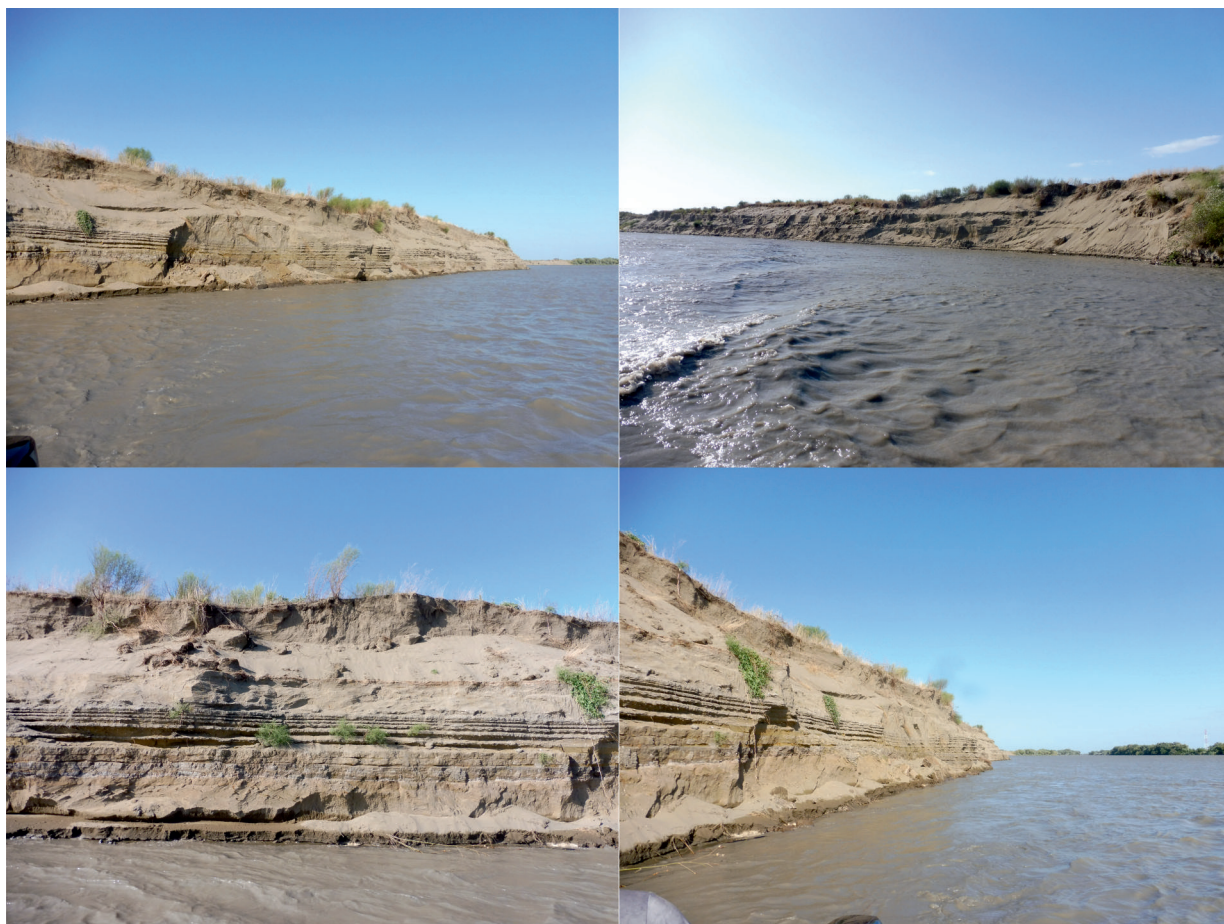


Рис. 14. Эрозионные береговые уступы на участке пересечения Каргалинским Прорывом приморского вала Аграханского полуострова

Fig. 14. Erosive coastal ledges at the intersection of the Kargalinsky channel of the primorsky shaft of the Agrakhan peninsula

Прорыва на протяжении последних десятилетий применялись следующие:

1. Руслоспрямительные работы, направленные на уменьшение общей извилистости русла и повышение его пропускной способности.
2. Капитальный ремонт и строительство новых защитных водооградительных валов.
3. Капитальный ремонт и строительство берегозащитных сооружений.
4. Расчистка русла и дноуглубительные работы.

Руслоспрямительные работы

Практика регулирования русла Каргалинского Прорыва путем спрямления наиболее извилистых участков (отдельных излучин или целых их серий) широко используется с 60-х гг. XX в. Только на протяжении второй половины прошлого столетия ниже Каргалинского гидроузла кривизна русла искусственно была уменьшена на 9 участках. В 2004–2005 гг. были введены в эксплуатацию

два крупных спрямляющих русло канала — на 8–9 и 11–12 км. Чуть позже (2010–2011 гг.) было реализовано спрямление на 68–70 км. Также были разработаны, но в настоящее время находятся в законсервированном состоянии, каналы на 2–4 км, 24–31 км и 71–73 км.

Как показала практика, такой подход в большинстве случаев является обоснованным и решает широкий спектр водохозяйственных проблем. В первую очередь в случае правильной трассировки спрямляющего канала удастся снизить эрозионную нагрузку на систему противопаводкового обвалования русла. Перемещаясь в новое русло, поток концентрируется на его расширении и углублении. На пиках паводков деление потока на два русла (старое и новое) снижает темпы размыва берегов, а по мере саморазмыва канала постепенно происходит заиление старого русла и стабилизация эрозионных участков в его пределах. Так, ввод в эксплуатацию трех последних спрямлений русла

стабилизировал обстановку на эрозионно опасных участках общей протяженностью более 4 км. При этом сами спрямляющие каналы достаточно долго сохраняют прямолинейные очертания. Последнее является отличительной особенностью руслового режима нижнего течения Терека и связано с высокой скоростью смещения форм руслового рельефа (осередков, побочней), что не позволяет на продолжительный период фиксировать связанные с ними зоны эрозии на противоположных берегах и «запускать» процесс меандрирования.

Спрявление русла положительно отражается и на снижении паводковой опасности и вероятности перелива ограждающих валов при экстремальных гидрологических событиях. В зависимости от протяженности и кривизны спрямляемого участка удастся увеличить в 1.5–2 раза местные уклоны, следствием чего является увеличение пропускной способности русла и понижение отметок водной поверхности в паводочных условиях.

Таким образом, для нижнего течения Терека следует признать весьма эффективным такой способ управления русловыми процессами. Однако в случае ввода в эксплуатацию оставшихся законсервированных каналов Каргалинского Прорыва этот ресурс будет практически полностью исчерпан. Уже в настоящее время общий коэффициент извилистости его русла составляет 1.28, а в случае «открытия» уже разработанных каналов снизится до значения 1.22. Дальнейшее спрявление сохранившихся пологих изгибов не будет обосновано ни с экономических, ни с гидравлических позиций. Исключением является участок Шавинского разветвления, где представляется перспективным проведение руслоспрымительных мероприятий в пределах правобережной системы рукавов (Шавинский Банк).

Капитальный ремонт и строительство новых защитных водооградительных валов

Работы по капитальному ремонту и сооружению новых водооградительных валов в пределах русла Каргалинского Прорыва выполняются на постоянной основе. В настоящее время противопаводковая защитная система от Каргалинского гидроузла до Аликазганского моста реализована в виде двойного контура (основной и дублирующий вал), и она продолжает развиваться и совершенствоваться, что заложено в целевые показатели водоохранных мероприятий по снижению ущерба от негативного воздействия вод в бассейне р. Терек (Схема ..., 2013).

Основным методом стабилизации планового

положения русла Каргалинского Прорыва является крепление дна и откосов эрозионно опасных участков сборными железобетонными балками (тетраэдрами), закрепленными стальными тросами за специальные «якоря», расположенные с противоположной стороны вала защищаемого берега. Дополнительно эрозионный откос армируется сеткой-рабицей, под которой располагаются валки прессованной соломы. Последняя способствует кольматации органического наполнителя переносимыми водным потоком взвешенными наносами и формированию дополнительного защитного слоя в верхней и нижней частях подмываемого берега.

Был проведен анализ интенсивности плановых деформаций русла Каргалинского Прорыва в пределах 117 эрозионных участков, которые включали в себя как участки, формирующиеся в естественных условиях, так и с выполненными берегозащитными мероприятиями. В табл. 3 приводится обобщение морфометрических и динамических характеристик русла на эрозионных участках. Можно отметить наличие стабилизирующего фактора защитных сооружений на эрозионных участках. Это проявляется в снижении как средних, так и максимальных скоростей размыва берега (в среднем на 10–30%). Однако полностью стабилизировать положение русла с применением описанных выше технологий защиты не удастся. Наличие большого числа аварийных участков, требующих ремонта и восстановления, — еще одно подтверждение этому.

Более четко влияние берегозащитных мероприятий на динамику русла прослеживается при разделении эрозионных участков по степени извилистости (степени развитости формы русла, к которой приурочен размываемый берег). Активизация эрозионных процессов обусловлена смещением динамической оси потока к одному из берегов, началу его размыва и постепенному формированию выраженного изгиба русла, что активизирует процессы меандрирования и связанные с ним русловые деформации. Степень развитости изгиба русла характеризуется коэффициентом l/L , т. е. отношением длины излучины по руслу к ее шагу. Все рассматриваемые участки размыва берега были отнесены к одной из 4 групп с фиксированным диапазоном значения степени развитости ($l/L \leq 1.10$; $1.10 < l/L \leq 1.30$; $1.30 < l/L \leq 1.50$; $l/L \geq 1.50$). Это позволило получить характерные значения интенсивности эрозионных процессов на разных стадиях развития изгиба русла эрозионного участка с наличием или отсутствием берегозащитных сооружений. На рис. 15 представлен график связи значений средней ско-

Таблица 3. Сводная таблица морфодинамических характеристик эрозионных участков Каргалинского Прорыва в условиях наличия («с з/с») и отсутствия («без з/с») берегозащитных мероприятий

Table 3. Summary table of morphodynamic characteristics of erosion sites of the Kargalinsky channel in the presence and absence conditions bank protection measures

Расстояние от Каргалинского гидроузла		Протяженность фронта размыва, км	Средне-взвешенная скорость размыва берега, м/год	Максимальная скорость размыва берега, м/год	Площадь размыва, м ² /год	Средне-годовой объем размыва, м ³ /год	Степень развитости, l/L	Макс. глубина в русле, м	Высота берега над урезом, м	Суммарная высота эрозионного уступа, м
1–40 км	общее	14.7	1.11	2.41	15 450	78 882	1.11	3.78	3.27	7.04
	без з/с	8.1	1.10	2.38	7957	36 684	1.04	3.19	2.89	6.08
	с з/с	6.6	1.11	2.43	7493	42 198	1.16	4.17	3.52	7.69
40–58 км	общее	14.2	1.76	3.03	26 569	112 887	1.27	3.06	2.42	5.47
	без з/с	9.0	1.72	2.78	16 636	61 305	1.25	2.95	1.70	4.65
	с з/с	5.2	1.88	3.62	9933	51 582	1.32	3.31	4.13	7.44
58–82 км	общее	13.0	1.73	3.15	22 719	119 305	1.16	3.82	2.94	6.76
	без з/с	6.8	1.57	3.09	10 742	50 586	1.18	3.58	2.22	5.80
	с з/с	6.2	1.94	3.23	11 977	68 719	1.22	4.10	3.80	7.90
82–104 км	общее	14.6	2.57	4.33	39 716	171 652	1.10	3.40	2.68	6.09
	без з/с	14.6	2.57	4.33	39 716	171 652	1.10	3.40	2.68	6.09
	с з/с	Защитные сооружения (з/с) на участке отсутствуют								
1–104 км	общее	56.5	1.86	3.29	104 454	482 726	1.18	3.41	2.73	6.15
	без з/с	38.5	1.96	3.37	75 050	320 226	1.15	3.23	2.26	5.50
	с з/с	18.0	1.63	3.10	29 404	162 500	1.23	3.83	3.82	7.66

рости смещения береговых бровок с диапазонами степени развитости изгибов русла.

Анализ полученных результатов позволяет сделать ряд выводов о характере проявления эрозионной активности в русле Каргалинского Прорыва и степени эффективности проводимых берегозащитных мероприятий:

1. Несмотря на большой комплекс проведенных во второй половине XX — начале XXI вв. работ по спрямлению русла, остается подверженной значительной эрозионной нагрузке около 27% общей протяженности береговой линии Каргалинского Прорыва. При этом 19% имеют реализованный комплекс берегозащитных сооружений. Наиболее интенсивно горизонтальные деформации развиты на устьевом участке (ниже Аликазганского моста), где берегозащитные сооружения отсутствуют. Выше по течению берегозащитные сооружения присутствуют на 43% общей протяженности эрозионных участков, в т. ч. на 100% там, где существует опасность размыва противопаводковых валов (в 2020–2021 гг. были проведены работы по защите берега на последних неукрепленных участках пойменных валов в Шавинском Банке).

2. Можно говорить о недостаточной эффективности проводимых берегозащитных мероприятий, не позволяющих полностью предотвратить дальнейший размыв берега после их реализации. С другой стороны, нужно понимать, что применение более эффективных методов защиты береговой линии от размыва, с использованием шпунтовых стенок, скальных отсыпок, капитальных шпор, на порядок увеличивает стоимость работ и в большинстве случаев не может быть экономически обосновано.

3. Применение используемых методов берегозащиты наиболее эффективно на более развитых излучинах русла ($l/L > 1.3$), когда достигается снижение скоростей отступления берега на 20–50%.

Расчистка русла и дноуглубительные работы

Проведение дноуглубительных работ для регулирования русла Каргалинского Прорыва и понижения отметок водной поверхности является достаточно спорным техническим решением, что связано с чрезвычайно высоким стоком наносов,

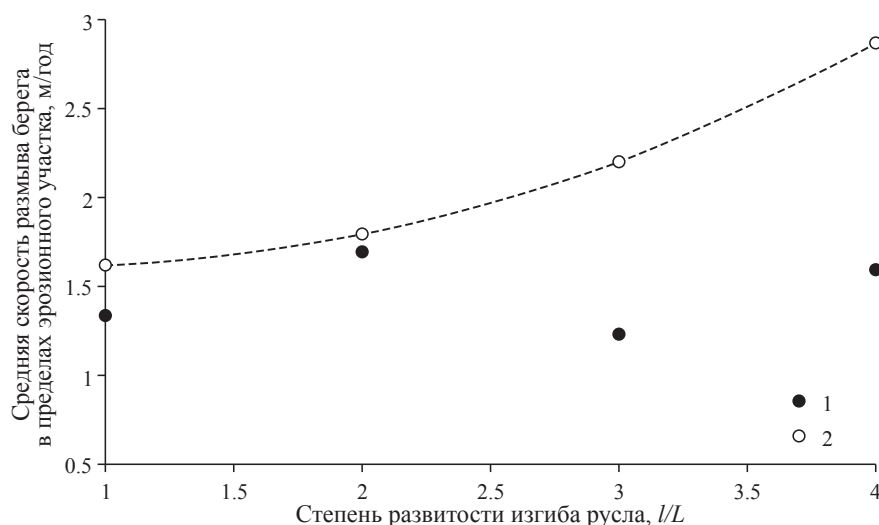


Рис. 15. Связь средневзвешенных значений скоростей размыва берега на эрозионных участках Каргалинского Прорыва с осредненной в пределах диапазонов степенью развитости излучин: 1 — участки с защитными сооружениями; 2 — участки, развивающиеся в естественных условиях

Fig. 15. The relationship of weighted average values of coastal erosion rates in the erosive areas of the Kargalinsky channel with the degree of development of bends averaged within ranges: 1 — areas with protective structures; 2 — areas developing in natural conditions

очень быстро нивелирующим любое антропогенное вмешательство в естественный русловой режим. Определенный положительный эффект достигался в результате расчистки русла на дельтовом участке (ниже Лопатинского моста, 101 км), выполнявшейся в начале XXI в., когда отмечался рост уровня Каспийского моря, приводивший к повышенной аккумуляции наносов на устьевом взморье и значительному снижению пропускной способности русла. Смена тренда колебаний уровня Каспийского моря способствовала активизации процесса саморазмыва русла и его естественному углублению. Дноуглубительные работы были прекращены, за исключением ежегодной разработки верхней части Гудийского Банка с целью обеспечения подвода воды к головным сооружениям каналов Зиньков и Махачкент. Ежегодное возобновление этих работ говорило об их низкой эффективности.

Отдельно стоит реализация упомянутого выше проекта по расчистке и дноуглублению русла Гудийского Банка. Строительные работы были завершены в начале 2020 г. и на весенне-летний период обеспечили перераспределение стока воды в пределах Шавинского разветвления, снизив тем самым эрозионную нагрузку на правобережную систему обвалования в Шавинском Банке. При этом снижение нагрузки произошло не за счет увеличения стока воды по левобережной системе (Гудийский Банк) по разработанному каналу, а благодаря активизации развития центрального рукава Шавинского разветвления.

ИЗМЕНЕНИЕ РУСЛОВОГО РЕЖИМА КАРГАЛИНСКОГО ПРОРЫВА В УСЛОВИЯХ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

В настоящее время в литературе представлен широкий спектр прогнозных оценок колебания уровня Каспийского моря (УКМ), основанных преимущественно на анализе временной изменчивости составляющих водного баланса и вероятностного моделирования разной степени сложности (Водный баланс..., 2016). Одним из наиболее комплексных является прогноз УКМ, разработанный в Институте водных проблем РАН (Болгов, Коробкина и др., 2018). Примененный метод имитационного моделирования показал достаточно широкий диапазон возможных значений УКМ на период прогноза с заблаговременностью от 5 до 40 лет. При этом общим трендом на этот период (с обеспеченностью 50%) выступает сохранение тенденции снижения УКМ до отметок -28.7 м БС при вероятностном диапазоне колебания абсолютных отметок от -26.8 м (с обеспеченностью 1%) до -30.6 м (с обеспеченностью 99%).

В качестве теоретической основы прогноза трансформации руслового и водного режима при различных сценариях изменения уровня приемного водоема были использованы принципы расчета выработанного продольного профиля русла и отметок свободной поверхности. Применительно к участку Каргалинского Прорыва методические подходы к расчету выработанного продольного

Таблица 4. Отметки водной поверхности и выработанного продольного профиля дна на устьевом участке Каргалинского Прорыва при расходах воды 1%-ной обеспеченности при различных отметках УКМ

Table 4. Water surface elevations and excavated longitudinal bottom profile at the mouth of the Kargalinsky channel at water discharge of 1% probability at different Caspian Sea level

Расстояние от Каргалинского гидроузла, км	УКМ –30.5 м БС		УКМ –28.0 м БС		УКМ –26.8 м БС	
	водная пов-ть	дно	водная пов-ть	дно	водная пов-ть	дно
60	–16.3	–21.9	–15.0	–20.6	–15.0	–20.6
70	–18.6	–24.9	–17.1	–23.4	–17.0	–23.2
80	–21.5	–27.2	–19.7	–25.5	–19.4	–24.8
90	–24.2	–29.5	–22.2	–27.5	–21.0	–26.3
100	–26.1	–31.6	–23.8	–29.2	–22.5	–27.7

профиля были разработаны в 90-е гг. XX в. в МГУ имени М.В. Ломоносова в связи с научным обоснованием рекомендаций по снижению негативных последствий русловых процессов (Исследование русловых процессов..., 1991). Они основывались на предложенном алгоритме решения уравнений, направленных на достижение равенства между рассчитанной и фактической отметками поверхности воды в начальном и конечном створах при заданных диапазонах расходов воды от 75 до 1500 м³/с. Произошедшие за последние 20–30 лет изменения в морфологии русла Каргалинского Прорыва потребовали выполнить заметную корректировку результатов, полученных для обстановки, существовавшей на рубеже XX–XXI вв. Однако полученные тогда значения относительной изменчивости отметок выработанного продольного профиля и отметок свободной поверхности воды при различных УКМ (в диапазоне –25.5 – –31.0 м БС) оказались вполне допустимыми для прогнозных оценок по данным натурных исследований 2018–2020 гг.

Вычисленный выработанный продольный профиль дна предполагался относительно стабильным, и для этих условий в программном комплексе HECRAS рассчитывалась кривая свободной поверхности для расхода воды 1%-ной обеспеченности (около 1000 м³/с по г.п. Аликазган) в пределах принятого диапазона колебания УКМ до 2050 г. (Болгов, Коробкина и др., 2018) (табл. 4).

Проведенный расчет трансформации выработанного продольного профиля дна Каргалинского Прорыва на нижнем 40-километровом участке позволил дать оценку распространения регрессивной эрозии и аккумуляции при экстремальных сценариях изменения УКМ (по прогнозным оценкам ИВП РАН). В условиях снижения УКМ ниже –30,0 м БС регрес-

сивная эрозия достигнет нижней части Шавинского разветвления, в пределах которого отметки дна в среднем понизятся до 1.0 м. Для сравнения: современная волна эрозии, связанная с постепенным (с конца XX в.) снижением уровня Каспийского моря, фиксируется примерно на 70 км от Каргалинского ГУ, т. е. в 12 км ниже Шавинского разветвления. Углубление русла будет способствовать снижению паводковой опасности в нижней части Каргалинского Прорыва (угрозы перелива противопаводковых валов). С другой стороны, это ухудшит и так сложную ситуацию с русловыми деформациями, повысив эрозионную нагрузку на береговые уступы (за счет увеличения их высоты) и нарушив стабильность существующих берегозащитных сооружений. На участке от Шавинского разветвления до Аликазганского моста (58–81 км) потребуются проведение дополнительных дорожных работ по стабилизации русла на эрозионных участках, где отметки дна могут в среднем понизиться на 1.5 м. Не исключено, что потребуются полная реконструкция всей берегозащитной инфраструктуры.

Обратная ситуация будет наблюдаться в условиях роста уровня Каспийского моря. Расчеты устойчивого продольного профиля дна показывают, что в условиях снижения транспортирующей способности потока будет происходить дополнительная аккумуляция наносов, приводящая к повышению уровней воды, начиная с 70–75 км. В данном случае при снижении эрозионной активности возрастут риски перелива противопаводковых валов при паводках редкой обеспеченности. Дополнительное приращение уровня воды 1%-ной обеспеченности составит порядка 0.5 м в районе г.п. Аликазган (и до 1.3 м в устьевом створе). Но такой сценарий представляется менее негативным и потребует существенно меньших затрат при проведении компенсационных мероприятий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ полученных данных о современной морфодинамике русла Каргалинского Прорыва, прогнозные оценки его развития, в т. ч. в условиях изменчивости уровня Каспийского моря, легли в основу научного обоснования комплекса мероприятий по гидротехническому регулированию русла, направленных на снижение негативного воздействия гидрологических и русловых процессов. Всего было рассмотрено более 70 вариантов противопаводковых, берегозащитных и русловых правительственных мероприятий. Для каждого из них (а также их сочетаний) была проведена оценка эффективности, в т. ч. с применением методов численного (математического) моделирования гидравлики потока и русловых деформаций, выполнен расчет стоимости и экономического эффекта в условиях стабилизации русла и повышения безопасности пропуска экстремальных паводков.

Результаты работы были представлены на рассмотрение в Федеральное агентство водных ресурсов РФ, где получили одобрение и рекомендованы к внедрению. Предложенный комплекс гидротехнических мероприятий лег в основу новой концепции обеспечения гидроэкологической безопасности в нижнем течении Терека, принятой Западно-Каспийским БВУ. Значительная часть рекомендуемых мероприятий вошла в согласованную Министерством природных ресурсов и экологии РФ, Правительством Республики Дагестан программу «Комплекс мер по проведению противопаводковых и природоохранных мероприятий на территории Республики Дагестан на период с 2022 по 2025 г. и последующие годы».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акаев Б.А., Атаев З.В., Гаджиев Б.С., Ганиев М.И., Гасангусейнов М.Г., Залибеков З.М., Исмаилов Ш.И., Каспаров С.А., Лепехина А.А., Мусаев В.О., Рабаданов Р.М., Соловьев Д.В., Сурмачевский В.И., Тагиров Б.Д., Эльдаров Э.М. Физическая география Дагестана. Махачкала: Изд-во Дагестан. гос. пед. ун-та. 1996. 382 с.

Алексеевский Н.И., Михайлов В.Н., Сидорчук А.Ю. Процессы дельтообразования в устьевой области Терека // Водные ресурсы. 1987. № 5. С. 123–128.

Байдин С.С. Современные процессы дельтообразования в устье Терека // Труды ГОИН. 1971. Вып. 109. 198 с.

Байдин С.С., Скриптунов Н.А., Штейман Б.С., Ган Г.Н. Гидрология устьевых областей рек Терека и Сулака / Тр. ГОИН. 1971. Вып. 109. 198 с.

Болгов М.В., Коробкина Е.А., Трубецкова М.Д., Филиппова И.А. Речной сток и вероятностный прогноз уровня Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 2018. № 10. С. 17–26.

Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз. М.: Триада лтд. 2016. 378 с.

Горелиц О.В., Землянов И.В. Стадийность развития дельты Терека в современных условиях // Тр. ГОИН. 2011. Вып. 213. С. 369–380.

Исследование русловых процессов на реках в бассейне р. Терека и разработка рекомендаций по снижению неблагоприятных последствий от них при регулировании стока воды. Отчет по научно-исследовательской работе. М.: МГУ. 1991. 53 с.

Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС. 1997. 413 с.

Никулин А.С., Поволоцкий М.Я., Сидорчук А.Ю. Изменение пропускной способности русла в низовьях р. Терек // Водные ресурсы. 1989. № 6. С. 56–61.

Схема комплексного использования и охраны водных объектов бассейна реки Терек (Российская часть бассейна). Западно-Каспийское бассейновое водное управление. ЗАО «НТЦ «Регионгидропроект». 2013. 270 с.

ОБ АВТОРАХ

Завадский Александр Сергеевич, кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник.
E-mail: az200611@rambler.ru

Самохин Михаил Алексеевич, кандидат географических наук, научный сотрудник.
E-mail: gidromiha@mail.ru

Чалов Сергей Романович, профессор, доктор географических наук.
E-mail: srchalov@geogr.msu.ru

Тузова Елизавета Андреевна, инженер.
E-mail: ea.morozovaa@yandex.ru

Куракова Анна Александровна, кандидат географических наук, младший научный сотрудник.
E-mail: a.a.kurakova@mail.ru

БЛАГОДАРНОСТИ

Выполнено по планам НИР (ГЗ) научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева и кафедры гидрологии суши МГУ имени М.В. Ломоносова (исходные данные, натурные исследования) при финансовой поддержке РНФ (проект № 23-17-00065 — анализ и обобщение данных).

HYDROMORPHOLOGY OF THE KARGALINSKY CHANNEL – THE MAIN DISTRIBUTARY SYSTEM OF THE TEREK RIVER DELTA

A.S. Zavadsky*, M.A. Samokhin, S.R. Chalov, E.A. Tuzova, A.A. Kurakova

*Lomonosov Moscow State University
Faculty of Geography*

*az200611@rambler.ru

Abstract. The main natural factors determining the specifics of the Terek delta channel regime are related to increased sediment runoff and low channel stability. Sediment yield of the Terek is comparable to the largest rivers of Russia – the Ob, Yenisei, Lena, despite the fact that the water runoff is ten times smaller. For many centuries, people were adapting to the unpredictable nature of the riverbed and water regime of the Terek, which repeatedly changed the direction of its main flow after reaching the Caspian lowland. The present study presents the results of recent studies of the hydromorphology of the Kargalinsky channel, which is former avulsion channel and today is the main distributary of the Terek River delta, where more than 90% of the total water and sediment runoff is discharged. An assessment is given of the variability of the rate and direction of channel changes along its length, the nature of the influence of fluctuations in the level of the Caspian Sea on the dynamics of the channel. The purposes of channel management are also discussed.

Keywords: delta, Terek, riverbed processes, longitudinal profile, coastal erosion, Caspian Sea level

REFERENCES

- Akaev B.A., Ataev Z.V., Gadzhiev B.S., Ganiev M.I., Gasanguseynov M.G., Zalibekov Z.M., Ismailov Sh.I., Kasparov S.A., Lepekhina A.A., Musaev V.O., Rabadanov R.M., Solovyov D.V., Surmachevsky V.I., Tagirov B.D., Eldarov E.M. Fizicheskaja geografiya Dagestana. Mahachkala. Izd-vo Dagestan.gos.ped. un-ta. 1996. 382 s.
- Alekseevsky N.I., Mikhailov V.N., Sidorchuk A.Yu. Processy deltoobrazovaniya v ustevoy oblasti Tereka // Vodnye resursy. 1987. №5. S. 123-128.
- Baydin S.S. Sovremennye processy deltoobrazovaniya v ustye Tereka // Trudy GOIN. 1971. Vip. 109. 198 s.
- Baidin S.S., Skriptunov N.A., Shteiman B.S., Gan G.N. Gidrologiya ustyevih oblastey rek Tereka i Sulaka // Trudy GOIN. 1971. Vip. 109. 198 s.
- Bolgov M.V., Korobkina E.A., Trubetskova M.D., Filippova I.A. Rehcnoy stok i veroyatnostnyi prognoz urovnya Kaspiyskogo morja // Meteorologiya i gidrologiya. 2018. №10. S. 17-26.
- Vodniy balans i kolebanija urovnja Kaspiyskogo morja. Modelirovanie i prognoz. – M.: Triada ltd. 2016. 378 s.
- Gorelits O.V., Zemlyanov I.V. Stadiynost razvitiya delty Tereka v sovremennyh uslovijah // Tr. GOIN. 2011. Vip. 213. S. 369-380.
- Issledovaniya ruslovyh processov na rekah v bassejne r.Tereka i razrabotka rekomendacij po snigieniyu ne-blagoprijatnih posledstvij ot nih pri regulirovanii stoka vodi. Otchet po nauchno-issledovatel'skoy rabote. M.: MGU. 1991. 53 s.
- Mihaylov V.N. Ustyja rek Rossiya i sopredel'nyh stran: proshloe, nastojashee i budushchee. M.: GEOS. 1997. 413 s.
- Nikulin A.S., Povolotsky M.Ya., Sidorchuk A.Yu. Izmenenie propusknoy sposobnosti rusla v nizov'jah r. Terek // Vodnye resursy. 1986. № 6. S. 56-61.
- Shema kompleksnogo ispol'zovaniya i ohrany vodnih ob'ektov bassejna reki Terek (Rossijskaja chast bassejna). Zapadno-Kaspiyskoe bassejnovoe vodnoe upravlenie. ZAO «NTC» Regiongidroproekt». 2013. 270 s.

УДК 551.4.042

ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫЕ СИСТЕМЫ В УСЛОВИЯХ ГОРНОДОБЫВАЮЩЕЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

С.Р. Чалов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Географический факультет

srchalov@geogr.msu.ru

Поступила в редакцию 10.08.2024

После доработки 11.10.2024

Принята к публикации 10.11.2024

Аннотация. В статье обобщены данные о влиянии добычи россыпной платины в бассейне р. Вывенки (Камчатский край), основанные на многолетних исследованиях с 2003 по 2022 г. и дополненные мониторинговыми наблюдениями в районах добычи россыпного золота в бассейне р. Лангери (о. Сахалин) в 2015–2016 гг., р. Туул (Монголия) в 2011–2015 гг., месторождений апатит-нефелиновых пород р. Юкспоррйок (Хибинский горный массив) в 2017–2018 гг. и меди в бассейне р. Наутанен (Швеция) в 2017–2018 гг., на эрозионно-русловые системы указанных территорий. Рассмотрены особенности изменения эрозионно-аккумулятивных процессов после отработки месторождений при осуществлении рекультивации и без нее. Приводятся примеры изменения составляющих баланса наносов, сделан вывод о важнейшей роли сбросов технологических вод и русловой эрозии в трансформации стока наносов и его химического состава в бассейнах, где ведется горнодобывающая деятельность. Обсуждаются особенности воздействия добычи на эрозионно-русловые системы на разных этапах ведения разработок и после их прекращения.

Ключевые слова: россыпные месторождения, сток наносов, русловая эрозия, нарушенность водосбора

ВВЕДЕНИЕ

Перемещение наносов есть проявление эрозионно-аккумулятивных процессов, взаимодействия водных потоков и подстилающей поверхности (Алексеевский, 1998). Оно определяет нисходящий литодинамический поток, который образует особую пространственную структуру в пределах речных бассейнов — каскадные эрозионно-русловые системы (ЭРС) (Чалов, 1999). Нижние — речные звенья ЭРС осуществляют по русловой сети транспорт наносов, поступающих со склонов, из овражно-балочной сети и образующихся в результате русловых деформаций.

Развитие ЭРС, нарушенных горнодобывающей деятельностью, определяется сложной совокупностью факторов. Преобразование речных русел и пойм сопровождается изменениями режима и направленности эрозионно-аккумулятивных процессов (Махинов, 2006; Махинов, Махинова, 2006; Graf, 1979). Вместе

с перемещением наносов техническими средствами это приводит к формированию техногенного потока взвешенных и влекомых наносов $(W_R + W_G)_{\text{горн}}$, который меньше среднегодового стока наносов $W_R + W_G$ в замыкающих створах нарушенных водосборов:

$$W_R + W_G = (W_R + W_G)_{\text{горн}} + (W_R + W_G)_{\text{пр}}, \quad (1)$$

где $W_{\text{пр}}$ — годовой сток наносов с ненарушенной горными разработками территории бассейна.

Отвод руслового стока от участков размещения карьеров (создание руслоотводов) или канализирование русел интенсифицируют размывы дна и берегов (Martín-Vide, Ferrer-Boix, Ollero, 2010). Сведение растительности и создание отвалов горных пород определяют усиление поверхностного смыва (Алексеевский, Сидорчук, 1992; Krishnaswamy et al., 2006). При этом продукты

смыва попадают либо непосредственно в речную сеть, либо — в технологические водоемы. В последнем случае поступление твердого материала в реки связано со сбросом сточных вод, с просачиванием или аварийными сбросами (U.S. Committee, 1994; Macklin et al., 2006). Выделяют несколько основных источников поступления наносов рек, нарушенных горнодобывающей деятельностью: поверхностный смыв (склоновая эрозия) $W_{\text{скл}}$, русловая эрозия в искусственных руслах (руслоотводах) $W_{\text{русл иск}}$ и сбросы технологических вод из илоотстойников $W_{\text{техн}}$. Суммарный вклад всех поступлений из всех источников приводит к результирующему годовому стоку наносов:

$$(W_R + W_G)_{\text{горн}} = W_{\text{русл иск}} + W_{\text{скл}} + W_{\text{техн}}. \quad (2)$$

Целью данной статьи является обобщение данных по рекам, нарушенным горнодобывающей деятельностью, для оценки вклада различных техногенных источников в трансформацию эрозионно-русловых систем. Рассматриваются типовые изменения условий развития эрозионно-аккумулятивных процессов, источников поступления наносов в реки, а также их механического и химического состава.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В основе статьи лежат материалы исследований автора на реках, расположенных ниже разработок россыпей — золота на месторождении «Заамар» (р. Туул, бассейн р. Селенги) (Jarsjö et al., 2017; Pietroni et al., 2015; Thorslund et al., 2012) и платины в Сейнав-Гальмознанском горном узле (бассейн р. Вывенки, Камчатка) (Опасные русловые процессы, 2014; Чалов, Леман, 2014; Chalov, 2014; Chalov et al., 2023), золота на р. Лангери (о. Сахалин), месторождений апатит-нефелиновых пород р. Юкспоррйок (Хибинский горный массив) и меди в бассейне р. Наутанен (Швеция) (Fischer et al., 2020). Основной объем данных, использованных в статье, собран в ходе полевых работ, проводившихся в период с 2003 по 2021 г. Помимо натурных исследований, для территорий добычи полезных ископаемых и водосборов нарушенных рек применялись различные аналитические и численные методы. Они включали в себя лабораторные исследования состава речных вод, взвешенных и влекомых наносов, анализ съомок с космических и низколетательных аппаратов, адаптацию эрозионных и гидродинамических моделей.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Условия развития

эрозионно-аккумулятивных процессов

Ведение разработок открытым способом приводит к существенной трансформации эрозионно-русловых систем, меняя весь процесс перемещения вещества в пределах водосборов. Его основной чертой является преобразование рельефа и сведение растительности. Переформирования рельефа проявляются в появлении новых участков вскрыши, формировании карьеров, отвалов и руслоотводов, что сопровождается трансформацией водного стока (использование вод для промывки песков, перенаправление стока водотоков в руслоотводы с их размывом, водоотлив (сброс) карьерных (дренажных) и технологических сточных вод с загрязнением и истощением (сокращением водности) близлежащих водотоков), в конечном счете меняя условия смыва и доставки наносов до русловой сети. В связи с необходимостью использования для промывки песков большого количества воды особенностью технологического цикла отработки россыпи является создание технологических водоемов — искусственных карьеров для накопления чистой воды и отстойников различной конфигурации, в которых оседает мутная вода, поступающая с промывочных приборов (промприборов).

Применение вскрышной методики, которая сопровождается снятием верхнего слоя аллювиального грунта (вскрыши или «торфов») на металлоносном участке долины и последующей промывкой металоносной породы («песков») с формированием отвалов, значительно меняет ландшафт территории. При этом для конкретных речных долин, где локализованы участки россыпных месторождений, темпы преобразования ЭРС меняются по мере ведения разработки. Типичным является быстрое распространение нарушенных земель в первые годы разработок и значительное замедление прироста в последующие. Частично это может быть связано с переходом на техногенные россыпи (повторную промывку отвалов). Подобная картина наблюдалась в пределах Сейнав-Гальмознанского горного узла (бассейна р. Вывенки, Корякия), где в преобразовании водосбора можно выделить два этапа: первый — с момента начала ведения добычи россыпной платины (1994 г.) и до 2007 г., когда наблюдался максимальный ежегодный прирост нарушенной территории (от 0,6 до 1,6 км²/год); второй — в последующие годы (рис. 1), когда вскрышные работы упали практически до нуля, но при этом постоянно проводится перепланировка отвалов, причем небольшой при-

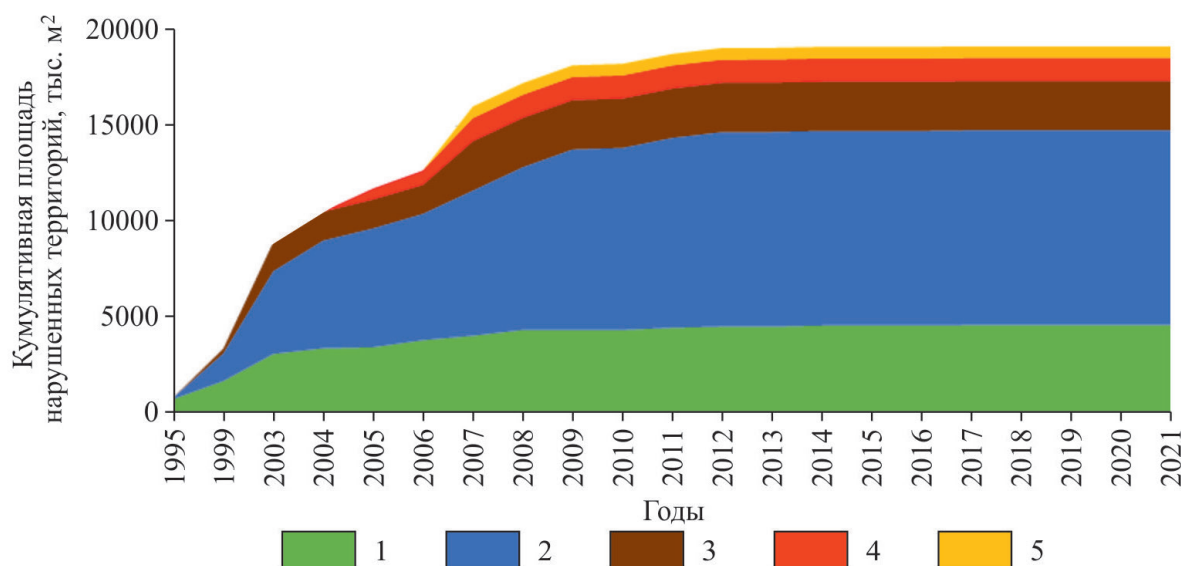


Рис. 1. Кумулятивная площадь нарушенных территорий добычи россыпной платины в бассейне р. Вывенки (Камчатский край) (в тыс. м²) с 1995 по 2021 г. Реки и ручьи бассейна: 1 — Ледяной, 2 — Левтыринываям, 3 — Пенистый, 4 — Ветвистый, 5 — Южный

Fig. 1. Disturbed lands by mining activities (cumulative) in the Vyvenka river catchment. Numbers — rivers and creeks. 1 — Ledyanoy; 2 — Levtyrinyayam; 3 — Penisty; 4 — Vetvisty; 5 — Yuzny

рост затронутых территорий происходит за счет периферийных зон и небольших долин боковых притоков основных ручьев.

В условиях техногенного рельефа меняется структура русловой сети. Ее основной чертой является сегментация водосбора и создание локальных водоразделов, что приводит к тому, что поступление продуктов поверхностного смыва непосредственно в речную сеть осуществляется только с незначительной территории нарушенных земель, в то время как часть водосборных территорий оказывается отрезанной от речной сети из-за создания искусственных областей внутреннего стока (карьеры, технологические пруды, илоотстойники). Продукты смыва с основной части техногенных полигонов попадают в технологические водоемы, откуда либо выносятся со сточными водами, либо поступают в водотоки при просачивании или при аварийных сбросах.

Восстановление естественных условий развития эрозионно-аккумулятивных процессов связано либо с проведением рекультивации, либо с естественным восстановлением нарушенных участков. Рекультивация проводится с целью возвращения русел в центральные части долин за пределы коренных ригелей днищ и бортов долин, с максимальным приближением к естественному (до начала работ) базису эрозии, ликвидацией воронок депрессии, засыпкой карьеров и полигонов, разравниванием

отвалов и терриконов, максимально возможным в целом выполаживанием рельефа, в том числе крутых отвалов грунта, и приданием русловой сети черт естественного меандрирования. Выполнение подобных рекультивационных мероприятий — стандартная общемировая практика. Ручей Шерлок в США — район нелегальной добычи золота с середины XX в. (рис. 2). Рекультивация выполнена Лесной службой США в 2000-е гг. и включила в себя выполаживание рельефа речной долины, в том числе засыпку карьеров; восстановление морфологии русла — естественных черт руслового рельефа (меандров русла на протяжении около 2 км) и микрообитаний сообществ лососевых (пороги, заводи в древесных заламах и др.).

Часто после прекращения горнодобывающей деятельности и вывоза оборудования нарушенные долины остаются в преобразованном состоянии, без рекультивации. Подобные антропогенные эрозионно-русловые системы характеризуются разными масштабами — от полностью уничтоженных участков природных ландшафтов (карьеры, выемки грунта, отвалы и т. п.) до малых воздействий, связанных, например, с сетью автодорог. Интенсивность восстановления природной среды на участках, подверженных деятельности горно-рудного предприятия, различна в зависимости от характера и продолжительности воздействия на



Рис. 2. Выположенная долина р. Шерлок (США) на участке россыпной добычи золота после рекультивации. На снимке видны стволы деревьев на пойме — искусственно распространенные для снижения возможной эрозии и как источники поступления органического вещества в пойменную экосистему (фото автора, 12.10.2018)

Fig. 2. Sherlock river valley (USA) flattened after post-mining restoration. In the river channel separate trees were put to mitigate erosion and to deliver carbon into ecosystem (photo by author, 12.10.2018)

нее, избирательности действия технологических процессов, устойчивости природных комплексов к внешнему воздействию и ряда других факторов. В долинах рек Дальнего Востока первичные признаки естественного самозарастания есть практически на всех отвалах возрастом старше 5 лет. Самыми медленными темпами происходит восстановление растительного и почвенного покровов на хвостохранилищах, сложенных однородным отсортированным материалом и не перекрытых плодородным слоем. После прохождения различных стадий обработки эти отложения долгое время остаются почти стерильными. А.М. и А.Ф. Махиновы (2006) приводят пример хвостохранилища гравитационной фабрики в долине ручья Дугуян в Хабаровском крае, на поверхности которого за первые шесть лет после прекращения использования и в дамбах не появилось ни одного растения.

В подобных условиях даже через многие годы после прекращения горнодобывающей деятельности степень преобразованности водосбора может сохраняться очень существенной. Долины рек через десятки лет представляют собой лишенную развитой растительности наклонную поверхность, расчлененную двумя или тремя системами водотоков (руслоотводными каналами по бортам и основным руслом в центре полигона). В пределах нарушенной территории формируется

сеть водоемов, образованных в заброшенных карьерах, и соединяющих их водотоков разного размера. Основным морфологическим элементом дна долины являются заброшенные разровненные отвалы грунта, в фронтальной части подвергающиеся интенсивной эрозии водотоками на дне долины. Так, в пределах Сейнава-Гальмоэнанского горного узла общая площадь нарушенных территорий на 2021 г. составляет 19.2 км² (в т. ч. ГДУ «Левтыринываям» — 10.2 км², ГДУ «Ледяной» — 4.6 км², ГДУ «Пенистый» — 2.6 км², ГДУ «Ветвистый» — 1.2 км², ГДУ «Южный» — 0.6 км²), или 0.15% площади водосбора р. Вывенки (Shkolnyi et al., 2024).

В пределах нарушенных земель можно выделить разные классы поверхностей (табл. 1): поверхности отвалов, аллювиальные поверхности (местные конусы выноса, в основном в днищах руслоотводов и карьеров), водоемы. Среди последних отдельно могут быть выделены системы каскадных отстойников и прочие технологические водоемы. Для отвалов выделяются участки, занятые хозяйственными постройками, незаросшие поверхности и поверхности с проявлениями процесса естественного самозарастания — начавшие зарастание (т. е. покрытые травянистой растительностью или редким кустарником) и заросшие (т. е. покрытые густым кустарником или лесом).

Таблица 1. Доля различных типов техногенной поверхности в процентах от площади участков добычи россыпной платины в бассейне р. Вывенки (Камчатский край)**Table 1.** Various types of disturbed lands in Vyvenka river catchment (% from total catchment area)

Доля, % ГДУ	Аллювиальные поверхности	Отвалы					Водоемы	
		всего, в т. ч.:	незаросшие	начавшие зарастание	заросшие	под постройками	каскады отстойников	прочие технические
Левтыринываям	10.7	81.5	60.3	10.7	9.8	0.5	0.2	7.6
Ледяной	9.0	79.7	75.4	3.0	1.2	4.3	0.6	6.4
Южный	-	91.8	63.8	11.5	16.5	-	-	8.2
Пенистый	7.1	82.4	64.5	14.7	3.2	-	1.4	9.0
Ветвистый	20.3	78.7	46.4	14.2	18.2	-	0.4	0.6

Развитие русловой эрозии

Величина $W_{\text{русл иск.}}$ формируется в условиях специфических антропогенно-преобразованных типов русла, образующихся в результате канализирования рек, изменения их длины, формы поперечного сечения или высоты базиса эрозии. Активизация вертикальных деформаций при спрямлении русел часто приводит к созданию ступенчатого продольного профиля (Чалов С.Р., 2005). Уничтожение прибрежной растительности и стеснение русел рек при создании дорог и отвалов пород вдоль участков добычи полезных ископаемых также усиливают формирование $W_{\text{русл иск.}}$. Высокие темпы вертикальных деформаций характерны также для участков рек, перекрытых отвалами горных пород. Формирование здесь значительных по площади аллювиальных конусов выноса приводило к развитию новых русел в обход территорий разработок. В бассейне р. Беар (Калифорния, США) описаны подобные участки врезания в породы глубиной до 25 м (Mossa, James, 2013). Интенсивное врезание таких антропогенно-преобразованных русел часто превышает объемы добытого и перемещаемого техническими средствами грунта $W_{\text{техн.}}$, достигая, по оценкам для р. Галего (Испания), 2 млн м³ при объеме добычи около 1 млн м³ (Martín-Vide et al., 2010) за период с 1940 по 2007 г. На р. Левтыринываям (Сейнав-Гальмознанский горный узел, бассейн р. Вывенки) максимальная активизация вертикальных деформаций произошла с 2002 по 2005 г., когда была спрямлена значительная часть

реки и наблюдалось активное врезание русла в верхнем течении руслоотвода и аккумуляция поступающего материала в нижнее течение реки. Создание в 2011 г. нового русла в среднем течении на территории добычи за счет его перемещения вверх по борту долины с увеличением абсолютных высотных отметок на 5–10 м и закрепление его валами привели к интенсификации регрессивной эрозии на этом участке, в результате чего сформировался каньон с высотой стенки до 5 м.

После прекращения горных работ при отсутствии рассмотренных выше специальных мероприятий по механической рекультивации бортов руслоотводов, являющихся бортами долины, крайне медленно закрепляются растительностью. В то же время подошвы внутренних бортов руслоотводов подвержены перманентным размывам и почти целиком не закреплены растительностью. Подобные ситуации наблюдались почти на всех исследованных участках добычи россыпного золота и платины. Интенсификация размывов берегов особенно активно проявляется в местах подхода русел к насыпным валам (отвалам грунта). Если в естественных условиях для малых рек и ручьев Корякского нагорья, района Сейнав-Гальмознанского горного узла, было характерно стабильное положение русел (Опасные русловые процессы ..., 2014), то даже спустя 10 лет после прекращения активной добычи (в 2022 г.) существовало не менее 10 участков разрушения стенок руслоотводов с высокими (в 3–4 раза выше фоновых) темпами

разрушения берегов. Эти участки размыва полностью определяют итоговую величину $W_{\text{русл. иск.}}$ (2).

Противоположные тенденции трансформации режима ЭРС наблюдаются на реках с высокой естественной плановой неустойчивостью. В естественных условиях р. Туул в районе разработки золота Заамар в Монголии имеет меандрирующее русло, отличающееся сравнительно невысокими темпами размыва берегов (0.2–0.5 м/год). Участки размыва приурочены к вершинам излучин, общая протяженность которых не превышает 10–15% от общей длины береговой линии. Незатронутые разработки участки поймы активно используются в качестве пастбищ, хорошо развита дорожно-транспортная сеть, что значительно увеличивает предрасположенность берегов к размыву. Трансформация в пределах разработок свободно меандрирующего русла в антропогенно-преобразованное, характеризующееся меньшей степенью извилистости, привела к снижению интенсивности размыва берегов. Суммарная длина размываемых берегов сократилась до 5% от общей длины русла (в пределах нарушенных горными работами участков долин), скорость размыва для данных участков составила 0.28 м/год, что привело к поступлению около 1600 т/год материала в реку. Основными факторами уменьшения длины зоны размыва являются выполаживание берегов и закрепление их растительностью из-за отсутствия здесь выпаса скота.

Как правило, русловые источники определяют поступление наносов (Masklin et al., 2006), значительная часть которых откладывается ниже зон размыва. Ниже разработок наблюдается усиление аккумуляции наносов. Эрозионные процессы в пределах бассейна р. Юбы с активной разработкой россыпных месторождений (Калифорния, США) еще в конце XIX в. (Gilbert, 1917; James, 2005) существенно изменили гидрологический и русловой режим нижнего течения р. Сакраменто, что привело к обмелению реки и утрате ею судоходного значения, а также к значительным наводнениям. Подъем дна русел рек и, как следствие, уровней воды в нижнем течении сопровождался увеличением затопления пойменных массивов. В долине р. Лангери балансовые измерения стока наносов выявили аккумуляцию значительной части поступающего материала в период прохождения половодья в пределах русловой и пойменной части в 2015 г. (около 1000 т/сут). Основная часть материала откладывается непосредственно ниже разработок на затопляемых массивах поймы или в нижнем течении в понижениях руслового рельефа; здесь формируется наилок мощностью несколько милли-

метров. При равномерном выпадении этих частиц на дне средний слой аккумуляции при длине русла до устья 60 км и средней ширине 20 м (плотность грунта — 2000 кг/м³) составляет 0.27 мм/сут. При продолжительности периодов прохождения максимальных вод 30 дней среднегодовой объем заиления при указанной интенсивности антропогенного воздействия оценивается в 6–8 мм/год. Одновременно в меженных условиях при поступлении в большом объеме сточных вод на расстоянии менее 2 км от разработок происходит массовая аккумуляция до 3 мм/сут. В целом эти данные согласуются с многолетними темпами аккумуляции материала в нижнем течении. Устойчивая аккумуляция в пойменных массивах (в прирусловой зоне), по данным радиоцезиевого анализа нижнего течения, выявленная с 1950–1960 гг., оценивается в 2.3 ± 0.6 мм/год. Это свидетельствует о трансформации всего руслового комплекса нижнего течения (аккумуляция в русловой зоне, расширение русла, формирование аллювиальных форм).

Поверхностный смыв

Увеличение поверхностного смыва (склоновой и овражной эрозии) с территорий, охваченных горными работами открытым способом, приводит к повышенным модулям стока наносов (Bartley et al., 2004) и значительному содержанию в составе взвешенных наносов глинистых и илистых фракций. Нарушенными в результате только добычи полезных ископаемых в начале 1990-х гг. оказались около $0.5 \cdot 10^6$ га земель (Young, Griffith, 2009). До 90% всех нарушенных горными работами земель связаны с открытыми разработками россыпей (Mossa, James, 2013), которые в наибольшей степени распространены на малых и средних реках горных и предгорных районов. По данным Агентства по охране природы США, 40% верховий рек Северной Америки в бассейне Тихого океана изменены горнодобывающей деятельностью. До 1% земель преобразованы в бассейне р. Амур (Золотые реки..., 2012), около 2% — в пределах Монголии (Чалов С.Р. и др., 2015), а в пределах пойменно-русловых комплексов на реках Дальневосточного федерального округа разработкой россыпных месторождений оказалось затронуто 0.42% всей гидрографической сети (Школьный и др., 2017). Приводимые для нарушенных горными работами ландшафтов величины, как правило, меньше данных об ускоренной антропогенной эрозии сельскохозяйственных земель (до 40 000 т/год·км²) (Алексеевский, Сидорчук, 1992). Обобщение дан-

ных мониторинга стока наносов ниже участков добычи россыпной платины Сейнав-Гальмознанского горного узла позволило получить региональную эмпирическую формулу (Чалов С.Р., Леман, 2014), связывающую годовой объем стока наносов $W_{\text{скл}}$, формирующегося за счет склоновой эрозии, и площадь нарушенных земель $F_{\text{нар}}$:

$$W_{\text{скл}} = 68.9 \ln(F_{\text{нар}}) + 41.6. \quad (3)$$

На р. Лангери (о. Сахалин) в связи с увеличением площади нарушенных земель в районе разработки россыпного золота в последние десятилетия наблюдалось более чем 2-кратное увеличение поверхностного смыва. Модули смыва возросли (согласно модельным расчетам) с 43.017 т/год в 2005 г. до 108.270 т/год в 2015 г. В 1987 г. в течение летнего сезона вынос материала в океан с бассейна Лангери составлял около 3200 т/сезон, к 2005 г. эта величина увеличилась до 4284 т/сезон. При этом с 2010 г. режим развития эрозионных процессов стабилизировался и определяется не площадью нарушенных земель, а особенностями выпадения дождевых осадков. Так, расчетные значения стока наносов составили в 2010 г. 10 500 т за летний период, в 2015 г. — 8657 т. При этом в случае выпадения экстремальных осадков обеспеченностью 0.1 и 1% возможно более чем двухкратное увеличение стока наносов до 18 000 т/год (рис. 3). В целом можно отметить, что за счет перехвата продуктов поверхностного смыва $W_{\text{скл}}$ технологическими водоемами, которые в итоге переносятся в составе сточных вод, фактор склоновой эрозии играет слабую роль в годовом стоке наносов.

Сбросы технологических вод из илоотстойников

Сбросы технологических вод $W_{\text{сбр}}$ связаны со спуском воды для снижения уровня илоотстойников, размывом стенок прудов и поступлением загрязненных отработанных вод из технологических водоемов без предварительного отстаивания или с недостаточной степенью их очистки. Только в пределах разработок, расположенных на реках США, согласно доступной базе данных (Rico et al., 2008a,b) было зафиксировано более 180 случаев аварийных сбросов вод с высокой концентрацией взвеси. Данные по другим рекам свидетельствуют о масштабах поступления в результате аварийных сбросов твердого материала в реки: 25 апреля 1998 г. в речную систему р. Гвадиамар (Испания) поступило $7000 \cdot 10^3 \text{ м}^3$ пульпы, в конце августа 1996 г. в водотоки бассейна р. Рио Пилькомайо (Боливия) — $225 \cdot 10^3 \text{ м}^3$. В Испании 75% сточных

вод, поступавших с месторождений каолина в реки бассейна р. Таджуело (Zapico et al., 2018) в течение 2014–2018 гг., были связаны с периодами выпадения осадков, охватывающими от 3 до 15% продолжительности года. В эти периоды переполнение илоотстойников приводило к поступлению вод с мутностью от 1500 до 5000 мг/л и максимальной мутностью 25 000 мг/л.

Обобщение данных мониторинга 2003–2013 гг. на разработках россыпной платины Сейнав-Гальмознанского горного узла показало, что за 1 год в речную систему поступало около 1150 т твердого материала в результате аварийных сбросов. При этом постоянный сброс сточных вод наблюдался и без аварийных попусков. В 2021–2022 гг. за счет размыва берегов в руслоотводах территории добычи россыпной платины в среднем в русло могло поступать от 3000 до 5000 т/год материала, а за счет переполнения илоотстойников и сбросов вод из них только с одного из участков добычи (р. Лев-тыринываям) в русловую сеть ежегодно выносилось от 63 000 до 126 000 т/год материала.

Аналогичные данные получены при расчленении седиграфа, основанного на записи хода мутности воды в р. Лангери ниже разработок россыпного золота летом 2015 г. Значительную роль при этом в выносе материала играл прямой сброс сточных вод (около 500 т), который не был приурочен к какому-либо гидроклиматическому событию (подъему уровня воды или осадкам). За летний период общий объем выноса составил 6495 т, из них на талые воды (01.06–16.06) приходится 2317 т, на дождевые паводки и сточные воды — 1900 т. Ключевая роль техногенно-измененного ландшафта в формировании выноса подтверждается сходством состава аккумулятивных форм на пойме и в русле, образуемых в период прохождения паводковых вод, с линзами отложений, связанных с размывом илоотстойников. В период пониженной водности сток взвешенных наносов, поступающий в Лангери из системы действующих илоотстойников (3.55 т/сут), составляет 44.9%.

Изменение состава наносов

Изменения в стоке наносов за счет формирования величины $(W_R + W_G)_{\text{горн}}$ приводят к существенным изменениям и в их составе. Он определяется поступлением более мелких наносов с эродируемых отвалов горных пород $W_{\text{скл}}$ и с технологическими водами $W_{\text{техн}}$, которые в результате гидравлической промывки или взрывных работ содержат большие объемы тонкодисперсной взвеси. Средняя крупность наносов d_{50} , поступающих с техноло-

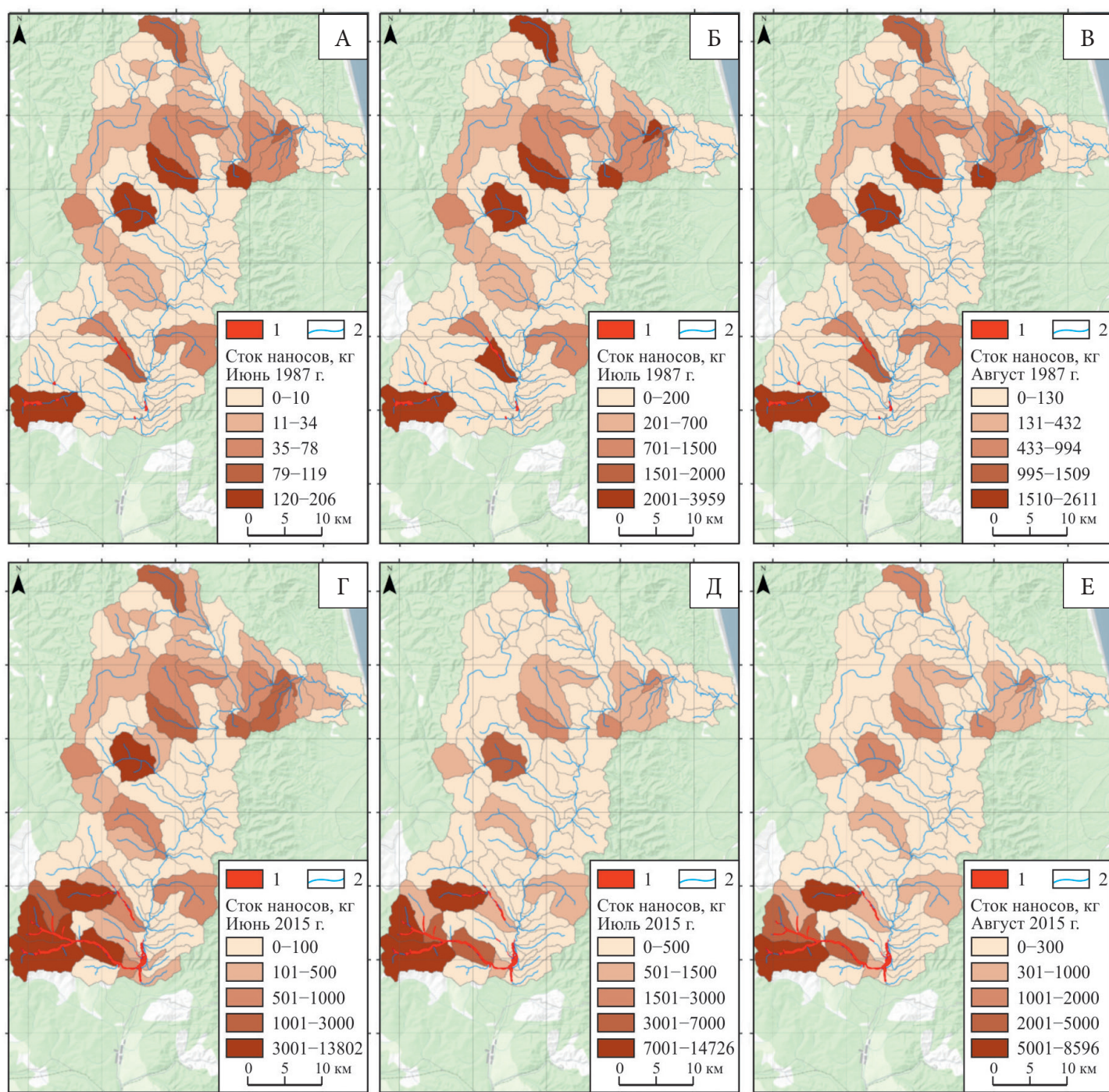


Рис. 3. Суммарный вынос наносов (т/сезон) с частных водосборов бассейна р. Лангери за 01.06–31.08.1987 (А, Б, В) и 01.06–31.08.2015 (Г, Д, Е). 1 – территории разработок; 2 – гидрографическая сеть

Fig. 3. Sediment yield (t/year) in the Langeri river system (Sakhalin island) for different time intervals: 01.06–31.08.1987 (A, Б, В) and 01.06–31.08.2015 (Г, Д, Е). 1 – mining territories; 2 – hydrographic system

гическими водами и в илоотстойниках рек района добычи россыпной платины в бассейне р. Вывенки, добычи россыпного золота в бассейне р. Лангери (Сахалин) и в технологических водоемах месторождений апатит-нефелиновых пород р. Юкспор-рюк, не превышала 10 мкм, т. е. в несколько раз была ниже региональных характеристик. Изменения крупности существенно зависят от объемов $W_{\text{техн}}$. В бассейне р. Лангери на Сахалине, где около 34 км² водосбора нарушено разработками россыпного золота, по результатам мониторинговых обследований в половодье (июнь) и межень (август) 2015 г. были выделены две отличных системы состава наносов с почти двукратным разбросом медианных значений крупности. В половодье в пределах водотоков, испытывающих техногенное воздействие ($n = 6$), преобладают фракции мельче 20 мкм (до 60–70%); крупность взвеси ниже на 15–20% по сравнению с ненарушенными частями бассейна ($n = 9$). В межень в пределах нарушенных ($n = 6$) и ненарушенных ($n = 24$) участков рек возрастает доля песчаных фракций крупнее 100 мкм (в отдельных случаях до 80% от общего веса пробы).

Трансформация условий формирования состава наносов в районах разработок россыпей, кроме увеличения мутности воды и снижения крупности частиц, дополняется изменениями pH речных вод, обусловленными окислением приуроченных к сульфидным минералам (пирит) пород (Getaneh, Alemayehu, 2006). Изменение pH в речных водах определяет увеличение доли нерастворенных форм катионогенных и снижение анионогенных металлов, что подтверждалось измерениями и термодинамическим моделированием в районе участка добычи россыпного золота на р. Туул (Thorslund et al., 2017). В результате этих процессов в реках разработок происходит рост доли нерастворенных форм транспорта тяжелых металлов. Зафиксированы увеличения потоков Cu по длине участков нарушенных рек на 1360%, Fe — на 240% и Cr — на 125%. В 2011 г. потоки растворенного V р. Туул ниже Заамара увеличились в 2 раза, Cu — в 3.6, U — в 3.7; взвешенного Co — в 2.6 раза (Jarsjö et al., 2017; Pietroni et al., 2017). В межень 2012 г. выявлен существенный рост потоков тяжелых металлов во взвешенной форме на р. Туул в районе Заамара: от 3 раз для V и W, до 36–60 раз для V, Fe, Cr, Ni, Mn, As, а также растворенных Mo (2.5 раза), Mn (2.8), U (4.8), V (5), W (6.3), As (11.5) (рис. 4).

Степень трансформации химического состава наносов за счет влияния горнодобывающей деятельности зависит от размера ЭРС и степени

его фоновой нарушенности (выше территории разработок). В бассейне р. Туул, где россыпное месторождение золота расположено на реке среднего размера ($F = 49\,840\text{ км}^2$), сток которой уже существенно изменен вышерасположенной хозяйственной деятельностью, состав наносов между нарушенными и фоновыми участками меняется довольно слабо. Коэффициент обогащения EF , рассчитанный путем нормирования содержания элементов x в составе взвешенных наносов C_x на содержание опорного элемента, нейтрального к биохимическим процессам (скандий Sc) во взвешенных наносах C_{Sc} на участке воздействия от разработок полезных ископаемых, отнесенный к нормированным фоновым значениям содержания элемента x во взвешенных наносах C_{xg} относительно фоновых значений концентраций опорного элемента C_{Scg} :

$$EF = \frac{C_x/C_{Sc}}{C_{xg}/C_{Scg}}, \quad (4)$$

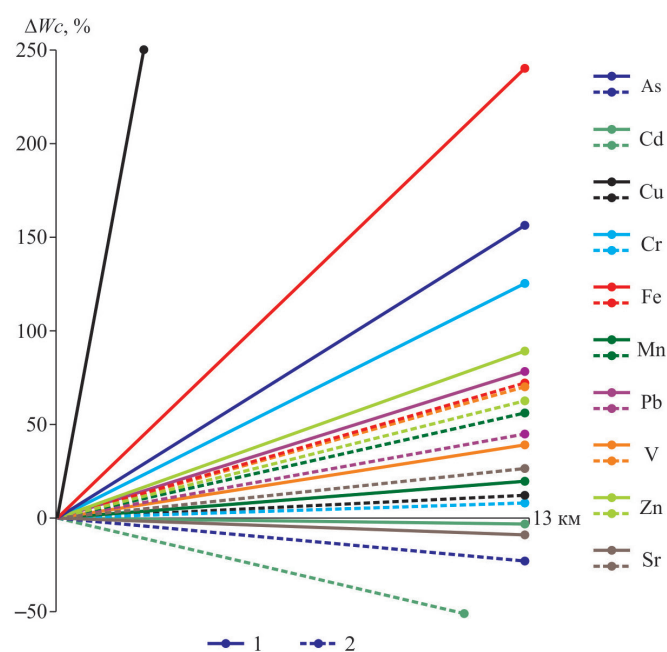


Рис. 4. Относительные продольные изменения потоков ΔW (%) некоторых элементов по длине 13-километрового участка р. Туул возле территории добычи россыпного золота «Заамар»: июнь 2012 г. — сплошная линия; сентябрь 2013 г. — пунктирная линия

Fig. 4. Relative longitudinal changes of particulate chemicals concentration along mined Tuul river near gold mining Zaamar site: June 2012 — solid line, September 2013 — dotted line

в среднем составляет 1.6 и варьирует от 0.3 (U) до 3.1 (As). Повышенное ($EF > 1.5$) содержание отмечается для Mn, As, Ag, Cd, Pb, Bi, Th, U, Cs (рис. 5). В ЭРС малой реки Юкспорройк ($F = 36.2 \text{ км}^2$), где более 15% водосбора преобразовано горными работами, и река проходит через систему технологических водоемов, при переходе от фоновых к нарушенным участкам EF увеличивается в 326 раз, изменяясь для разных микроэлементов от 3 (Ag) до 1095 (Mn). Столь высокая степень преобразования связана с низкими фоновыми значениями DS и низкими фоновыми концентрациями Be, V, Cr, Mn, Co, Cu, Zn, Al ($EF \leq 0.05$). В результате поступление со сбросами сточных вод, а также вынос с подземными водами и последующее минеральное комплексообразование приводят к значительно большей трансформации микроэлементного состава наносов.

Активизация эрозионных процессов является важным фактором роста биогенных элементов. На р. Лангери (о. Сахалин) ниже месторождений золота фиксировался рост концентраций форм фосфора по длине руслоотводов за счет боковой эрозии и размыва донных отложений. Резко увеличивается концентрация минерального фосфора $C_{P \text{ мин}}$ от 24 мкг/л до 66 мкг/л, валового $C_{P \text{ вал}}$ — с 38 мкг/л до 73 мкг/л. При этом большая часть фосфора ассоциирована со взвесью (концентрация во взвеси — 44 мкг/л). Это в целом проявляется в общей зависимости концентрации фосфора от мутности, фиксируемой для районов разработок россыпей.

Аккумуляция наносов в пределах долин рек ниже участков добычи полезных ископаемых влияет на накопление химических элементов в донных отложениях и на поверхности пойм (Turner et al., 2008). Исследования на реках Северной Каролины ниже территорий исторической добычи золота показали (Lecce, Pavlowsky, 2014), что характеристики речного потока коррелируют с объемами накопления элементов в поперечном сечении рек. Так, получены зависимости накоплений Cu и Hg от удельной мощности потока M (на ширину русла B) при руслонаполняющем расходе воды $q_{рн}$ и уклоне русла S : $M/B = q_{рн} S \rho_0 g$ ($n = 9$):

$$C_{Cu} = 590M^{-0.37}(R^2 = 0.21) \quad (5)$$

$$C_{Hg} = 63.9M^{-0.7}(R^2 = 0.74) \quad (6)$$

При увеличении ширины долины и снижении M/B происходит усиление аккумуляции металлов. Снижение достоверности зависимости распределения Cu в донных отложениях авторы объясняют разновременными системами поступления металлов в реки, связанными с циклами ведения

добычи — золота с 1842 по 1860 г., и добычей меди в XX в. (Lecce, Pavlowsky, 2014). Распределение зон аккумуляции донных отложений неравномерно в пределах речного бассейна. В цитируемом исследовании приводятся данные, что до 75% всех объемов накопления металлов приурочено к пойменным массивам верхних участков ЭРС, прилегающим к зонам разработки россыпей.

Высокая эрозионная неустойчивость территорий отработанных месторождений сохраняет проблему загрязнения наносов и снижения качества воды и после прекращения добычи, характеризуя так называемое вторичное загрязнение. В бассейне р. Наутанен (Швеция), где расположено месторождение меди, разрабатывавшееся в начале XX в., наблюдается устойчивое превышение концентраций тяжелых металлов во взвешенной и растворенной формах над фоновыми значениями (рис. 6). Исследования 2018 г. показали (Fischer et al., 2020), что средние объемные концентрации тяжелых металлов Cu, Zn и Cd непосредственно в десятки и даже сотни раз превышают фоновые и региональные значения (для меди более чем в 100 раз, для цинка и кадмия — более чем в 10 раз). Таким образом, в течение 100 лет происходили разрушение отвалов пород и вынос тяжелых металлов, сохранившийся и после рекультивации, когда в 2005–2007 гг. были произведены вывоз и переработка хвостов. Вынос таких элементов, как Cu, в значительной степени определяется выщелачиванием горных пород и поступлением дренажных вод, что значительно увеличивает их валовые концентрации в малых нарушенных водосборах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Горнодобывающая деятельность формирует специфические типы эрозионно-русловых систем, характеризующиеся интенсификацией перераспределения наносов. Техногенный сток наносов преимущественно определяется поступлением вещества за счет размывов в измененных руслах. Важную роль играют такие компоненты баланса наносов, как сбросы технологических вод $W_{\text{техн}}$; существенным изменения подвержены русловая и бассейновая эрозия $W_{\text{русл}}$ и $W_{\text{эр}}$. Изменения баланса наносов прослеживаются в разных масштабах и определяют трансформацию гранулометрического и химического состава наносов. Его характерными чертами являются уменьшение крупности переносимых реками наносов, рост концентраций и потоков биогенов (минеральный фосфор), тяжелых металлов и металлоидов, сопровождающиеся

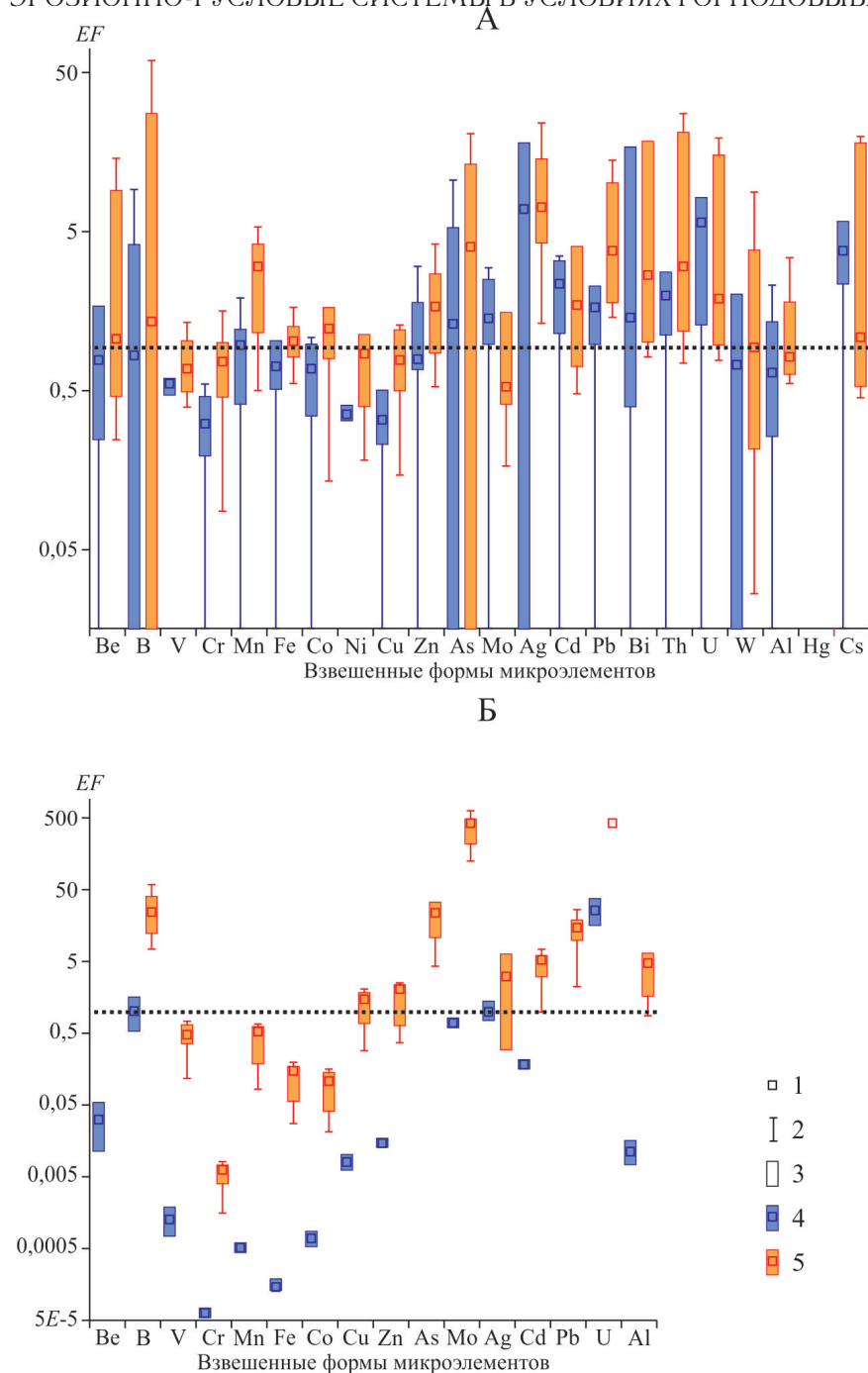


Рис. 5. Распределение коэффициента обогащения EF (3) для взвешенных форм микроэлементов в бассейнах р. Туул (А) и р. Юкспорройок (Б): 1 – среднее; 2 – диапазон без выбросов, 3 – доверительный интервал 25–75%; 4 – фоновые участки; 5 – участки разработок

Fig. 5. Enrichment factor EF of the particulate microelements in the Tuul (A) and Yukspowuyul rivers: 1 – average; 2 – non-outlier range; 3 – confidence interval 25–75%; 4 – baseline areas; 5 – mined areas

увеличением доли взвешенной формы транспорта. Ниже территорий добычи полезных ископаемых происходит накопление тяжелых металлов в пойменных и русловых отложениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеевский Н.И., Сидорчук А.Ю. Ускоренная эрозия в нарушенных горными работами ландшафтах (на примере бассейнов рек Омоля и Яны) // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. 1992. С. 187–198.

Махинов А.Н. Современное рельефообразование в условиях аллювиальной аккумуляции. Владивосток: Дальнаука, 2006. 232 с.

Махинов А.Н., Махинова А.Ф. Преобразование антропогенного рельефа в районах разработок россыпных месторождений (север Хабаровского края) // Геоморфология. 2006. Т. 2. С. 43–49.

Чалов Р.С. Работа водных потоков и эрозионно-русловые системы // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 1999. № 5. С. 10–14.

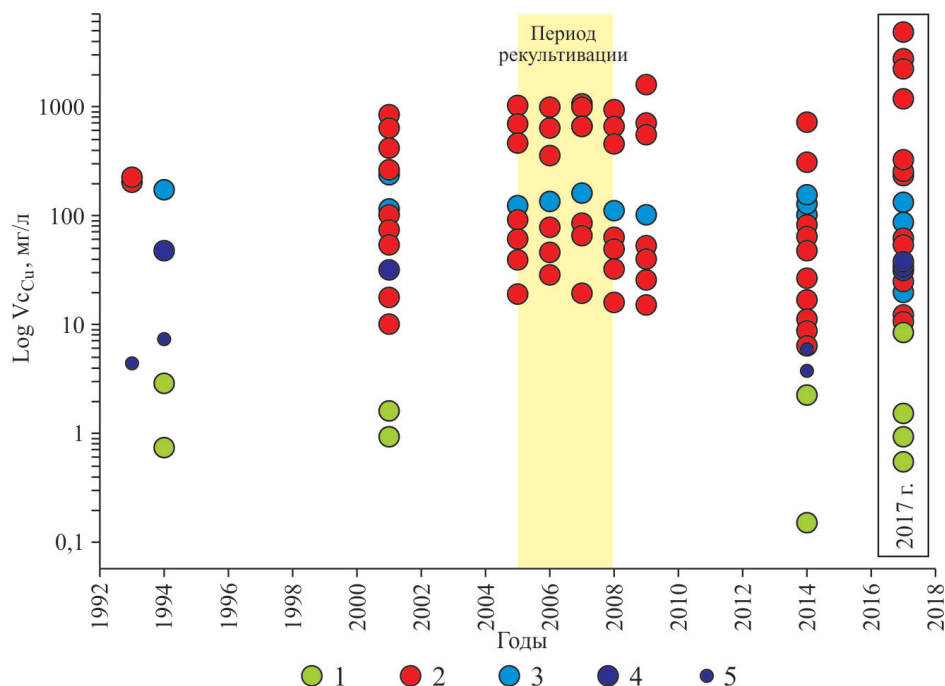


Рис. 6. Изменения валовых концентраций Cu ($V_{ссу}$, мг/л) в р. Наутанен в районе отработанного месторождения меди в период рекультивации. 1 — фоновые значения; 2 — разработка; 3 — 1 км ниже разработки; 4 — 4 км ниже разработки; 5 — 20 км ниже разработки

Fig. 6. Total concentrations of Cu along Nautanen river (Sweden) in the post-mined river during restoration period: 1 — baseline values; 2 — near mining site; 3 — 1 km downstream; 4 — 4 km downstream; 5 — 20 km downstream

Чалов С.Р. Русловые процессы на малых реках Камчатки и их техногенное изменение // Эрозия почв и русловые процессы. 2005. Т. 15. С. 164–175.

Чалов С.Р., Леман В.Н. Нормирование допустимого воздействия открытых разработок полезных ископаемых на речные системы Камчатки // Водное хозяйство России. 2014. Т. 2. С. 69–86.

Чалов С.Р., Школьный Д.И., Промахова Е.В., Леман В.Н., Романченко А.О. Формирование стока наносов в районах открытых разработок россыпных месторождений // География и природные ресурсы. 2015. Т. 2. С. 22–30.

Школьный Д.И., Чалов С.Р., Ефимов В.А. Инвентаризация россыпных разработок благородных металлов в бассейнах рек Дальнего Востока РФ: географическое распространение и воздействие на русловые системы // Материалы IV Всероссийской науч.-практ. конференции с международным участием. Томск, 2017. С. 410–414.

Опасные русловые процессы и среда обитания лососевых рыб / ред. Чалов С.Р., Леман В.Н., Чалова А.С. М., 2014. 240 с.

Bartley R., Olley J., Henderson A. A sediment budget for the Herbert River catchment, North Queensland, Australia // IAHS-AISH Publication. 2004.

Chalov S.R. Effects of placer mining on suspended sediment budget: case study of north of Russia's Kamchatka Peninsula (Effets de l'exploitation des placers sur le bilan des sédiments en suspension: étude de cas du Nord de la péninsule du Kamchatka) // Hydrological Sciences Journal. 2014. Vol. 59. № 5. P. 1081–1094. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.903330>.

Chalov S.R., Prokopenko K.N., Shkolnyi D.I., Tsyplenkov A.S. Assessment of the Impact of Open-Cast Mining on the Vyvenka River Basin (Kamchatka Krai) // The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Sciences. 2023. Vol. 45. P. 127–149. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2023.45.127>.

Fischer S., Rosqvist G., Chalov S.R., Jarsjö J. Disproportionate Water Quality Impacts from the Century-Old Nautanen Copper Mines, Northern Sweden // Sustainability. 2020. Vol. 12. № 4. P. 1394. <https://doi.org/10.3390/su12041394>.

Getaneh W., Alemayehu T. Metal contamination of the environment by placer and primary gold mining in the Adola region of southern Ethiopia // Environmental Geology. 2006. <https://doi.org/10.1007/s00254-006-0213-5>.

Hydraulic-Mining Debris in the Sierra Nevada. 1917.

Graf W.L. Mining and Channel Response // *Annals of the Association of American Geographers*. 1979. Vol. 69. № 2.

<https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1979.tb01256.x>.

James L.A. Sediment from hydraulic mining detained by Englebright and small dams in the Yuba basin // *Geomorphology*. 2005.

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.02.016>.

Jarsjö J., Chalov S.R., Pietron J., Alekseenko A.V., Thorslund J. Patterns of soil contamination, erosion and river loading of metals in a gold mining region of northern Mongolia // *Regional Environmental Change*. 2017. Vol. 17. № 7. P. 1991–2005.

<https://doi.org/10.1007/s10113-017-1169-6>.

Krishnaswamy J., Bunyan M., Mehta V.K., Jain N., Karanth K.U. Impact of iron ore mining on suspended sediment response in a tropical catchment in Kudremukh, Western Ghats, India // *Forest Ecology and Management*. 2006.

<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.12.018>.

Lecce S.A., Pavlowsky R.T. Floodplain storage of sediment contaminated by mercury and copper from historic gold mining at Gold Hill, North Carolina, USA // *Geomorphology*. 2014.

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.10.004>.

Macklin M.G., Brewer P.A., Hudson-Edwards K.A., Bird G., Coulthard T.J., Dennis I.A., Lechler P.J., Miller J.R., Turner J.N. A geomorphological approach to the management of rivers contaminated by metal mining // *Geomorphology*. 2006.

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.024>.

Martín-Vide J.P., Ferrer-Boix C., Ollero A. Incision due to gravel mining: Modeling a case study from the Gállego River, Spain // *Geomorphology*. 2010. Vol. 117. P. 261–271.

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.01.019>.

Mossa J., James L.A. Impacts of Mining on Geomorphic Systems // *Treatise on Geomorphology*. 2013.

<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00344-4>.

Pietron J., Chalov S.R., Chalova A.S., Alekseenko A.V., Jarsjö J. Extreme spatial variability in riverine sediment load inputs due to soil loss in surface mining areas of the Lake Baikal basin // *Catena*. 2017. Vol. 152. P. 82–93. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.01.008>.

Pietron J., Jarsjö J., Romanchenko A.O., Chalov S.R. Model analyses of the contribution of in-channel processes to sediment concentration hysteresis loops // *Journal of Hydrology*. 2015. Vol. 527. P. 576–589. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.05.009>.

Rico M., Benito G., Salgueiro A.R., Díez-Herreo A., Pereira H.G. Reported tailings dam failures // *Journal of Hazardous Materials*. 2008a.

<https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2007.07.050>.

Rico M., Benito G., Salgueiro A.R., Díez-Herreo A., Pereira H.G. Reported tailings dam failures. A review of the European incidents in the worldwide context // *Journal of Hazardous Materials*. 2008b.

<https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2007.07.050>.

Shkolnyi D., Magritsky D., Chalov S. Impact of open-cast placer mining on sediment transport across Far Eastern rivers of Russia // *International Journal of Sediment Research*. 2024.

<https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2024.03.001>.

Thorslund J., Jarsjö J., Chalov S.R., Belozeroва E.V. Gold mining impact on riverine heavy metal transport in a sparsely monitored region: the upper Lake Baikal Basin case // *Journal of Environmental Monitoring*. 2012. Vol. 14. № 10. P. 2780.

<https://doi.org/10.1039/c2em30643c>.

Thorslund J., Jarsjö J., Wällstedt T., Mörtz C.M., Lychagin M.Y., Chalov S.R. Speciation and hydrological transport of metals in non-acidic river systems of the Lake Baikal basin: Field data and model predictions // *Regional Environmental Change*. 2017. Vol. 17. № 7. P. 2007–2021.

<https://doi.org/10.1007/s10113-016-0982-7>.

Turner J.N., Brewer P.A., Macklin M.G. Fluvial-controlled metal and As mobilisation, dispersal and storage in the Río Guadamar, SW Spain and its implications for long-term contaminant fluxes to the Doñana wetlands // *Science of the Total Environment*. 2008.

<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2007.12.021>.

Young R., Griffith A. Documenting the global impacts of beach sand mining // *EGU General Assembly*. 2009.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках государственного задания кафедры гидрологии суши 1051400038-1. Автор благодарит Д.И. Школьного и А.С. Цыпленкова, чьи материалы использованы при подготовке статьи.

ОБ АВТОРЕ

Чалов Сергей Романович — доктор географических наук, профессор кафедры гидрологии суши, заведующий Научно-исследовательской лабораторией эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

E-mail: srchalov@geogr.msu.ru

FLUVIAL SYSTEMS AFFECTED BY OPEN-CAST MINING

Sergey Chalov

*Lomonosov Moscow State University
Faculty of Geography
srchalov@geogr.msu.ru*

Abstract: The paper presents data on the impact of placer platinum mining in the Vyvenka River basin (Kamchatka Krai), based on long-term observations from 2003 to 2022, in the areas of placer gold mining in the Langeri River basin (Sakhalin Island) (2015–2016), the Tuul River (Mongolia) (2011–2015), and the apatite-nepheline deposits of the Yuksporryok River (Khibiny Mountains) (2017–2018) and copper in the Nautanen River basin (Sweden) (2017–2018) on the fluvial systems. Changes in fluvial processes of the abandoned mining sites influenced by reclamation measures are discussed. Examples of changes in sediment budget components are given, special role of effluents and channel erosion on sediment transport and its chemical composition in rivers is discussed. Specifically, the review is focused on the different stages of mining development and after their abandonment.

Key words: sediment transport, mining, channel erosion, slope wash

REFERENCES

- Alekseevskiy N.I., Sidorchuk A.Yu. Accelerated erosion in landscapes disturbed by mining operations (on the example of the Omoloy and Yana river basins) // Ecological problems of soil erosion and channel processes. — 1992. — P. 187-198.
- Makhinov A.N. Modern relief formation in the conditions of alluvial accumulation. — Vladivostok: Dalnauka, 2006. — 232 c.
- Makhinov A.N., Makhinova A.F. Transformation of anthropogenic relief in the areas of alluvial deposits development (north of Khabarovsk Krai) // Geomorphology. — 2006. — Vol. 2. — P. 43-49.
- Chalov S.R. Operation of water flows and erosion-channel systems // Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography. — 1999. — № 5. — P. 10-14.
- Chalov S.R. Channel processes on small rivers of Kamchatka and their anthropogenic change // Soil erosion and channel processes. — 2005. — Vol. 15. — P. 164-175.
- Chalov S.R., Leman V.N. Norming the permissible impact of open-pit mining on the river systems of Kamchatka // Water Management of Russia. — 2014. — Vol. 2. — P. 69-86.
- Chalov S.R., Shkolny D.I., Promakhova E.V., Leman V.N., Romanchenko A.O. Formation of sediment runoff in areas of open-pit mining of placer deposits // Geography and Natural Resources. — 2015. — Vol. 2. — P. 22-30.
- Shkolny D.I., Chalov S.R., Efimov V.A. Inventory of noble metal placer mines in the river basins of the Russian Far East: geographical distribution and impact on channel systems // Proceedings of the IV All-Russian scientific and practical conference with international participation. — Tomsk, 2017. — P. 410-414.
- Dangerous channel processes and salmonid fish habitat / ed. by Chalov S.R., Leman V.N., Chalova A.S. — M., 2014. — 240 p.
- Bartley R., Olley J., Henderson A. A sediment budget for the Herbert River catchment, North Queensland, Australia // IAHS-AISH Publication. — 2004.
- Chalov S.R. Effects of placer mining on suspended sediment budget: case study of north of Russia's Kamchatka Peninsula [Effets de l'exploitation des placers sur le bilan des sédiments en suspension: étude de cas du Nord de la péninsule du Kamchatka] // Hydrological Sciences Journal. — 2014. — Vol. 59. — № 5. — P. 1081–1094. DOI: 10.1080/02626667.2014.903330.
- Chalov S.R., Prokopenko K.N., Shkolny D.I., Tsyplenkov A.S. Assessment of the Impact of Open-Cast Mining on the Vyvenka River Basin (Kamchatka Krai) // The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Sciences. — 2023. — Vol. 45. — P. 127–149. DOI: 10.26516/2073-3402.2023.45.127.
- Fischer S., Rosqvist G., Chalov S.R., Jarsjö J. Disproportionate Water Quality Impacts from the Century-Old Nautanen Copper Mines, Northern Sweden // Sustainability. — 2020. — Vol. 12. — № 4. — P. 1394. DOI: 10.3390/su12041394.
- Getaneh W., Alemayehu T. Metal contamination of the environment by placer and primary gold mining in the Adola region of southern Ethiopia // Environmental Geology. — 2006. DOI: 10.1007/s00254-006-0213-5.

Hydraulic-Mining Debris in the Sierra Nevada. — 1917.

Graf W.L. Mining and Channel Response // *Annals of the Association of American Geographers*. — 1979. — Vol. 69. — № 2.

DOI: 10.1111/j.1467-8306.1979.tb01256.x.

James L.A. Sediment from hydraulic mining detained by Englebright and small dams in the Yuba basin // *Geomorphology*. — 2005.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2004.02.016.

Jarsjö J., Chalov S.R., Pietroń J., Alekseenko A.V., Thorslund J. Patterns of soil contamination, erosion and river loading of metals in a gold mining region of northern Mongolia // *Regional Environmental Change*. — 2017. — Vol. 17. — № 7. — P. 1991–2005.

DOI: 10.1007/s10113-017-1169-6.

Krishnaswamy J., Bunyan M., Mehta V.K., Jain N., Karanth K.U. Impact of iron ore mining on suspended sediment response in a tropical catchment in Kudremukh, Western Ghats, India // *Forest Ecology and Management*. — 2006.

DOI: 10.1016/j.foreco.2005.12.018.

Lecce S.A., Pavlowsky R.T. Floodplain storage of sediment contaminated by mercury and copper from historic gold mining at Gold Hill, North Carolina, USA // *Geomorphology*. — 2014.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.10.004.

Macklin M.G., Brewer P.A., Hudson-Edwards K.A., Bird G., Coulthard T.J., Dennis I.A., Lechler P.J., Miller J.R., Turner J.N. A geomorphological approach to the management of rivers contaminated by metal mining // *Geomorphology*. — 2006.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.06.024.

Martín-Vide J.P., Ferrer-Boix C., Ollero A. Incision due to gravel mining: Modeling a case study from the Gállego River, Spain // *Geomorphology*. — 2010. — Vol. 117. — P. 261–271.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.01.019.

Mossa J., James L.A. Impacts of Mining on Geomorphic Systems // *Treatise on Geomorphology*. — 2013. DOI: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00344-4.

Pietroń J., Chalov S.R., Chalova A.S., Alekseenko A.V., Jarsjö J. Extreme spatial variability in riverine sediment load inputs due to soil loss in surface mining areas of the Lake Baikal basin // *Catena*. — 2017. — Vol. 152. — P. 82–93.

DOI: 10.1016/j.catena.2017.01.008.

Pietroń J., Jarsjö J., Romanchenko A.O., Chalov S.R. Model analyses of the contribution of in-channel

processes to sediment concentration hysteresis loops // *Journal of Hydrology*. — 2015. — Vol. 527. — P. 576–589. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.05.009.

Rico M., Benito G., Salgueiro A.R., Díez-Herrero A., Pereira H.G. Reported tailings dam failures // *Journal of Hazardous Materials*. — 2008a.

DOI: 10.1016/j.jhazmat.2007.07.050.

Rico M., Benito G., Salgueiro A.R., Díez-Herrero A., Pereira H.G. Reported tailings dam failures. A review of the European incidents in the worldwide context // *Journal of Hazardous Materials*. — 2008b.

DOI: 10.1016/j.jhazmat.2007.07.050.

Shkolnyi D., Magritsky D., Chalov S. Impact of open-cast placer mining on sediment transport across Far Eastern rivers of Russia // *International Journal of Sediment Research*. — 2024.

DOI: 10.1016/j.ijsrc.2024.03.001.

Thorslund J., Jarsjö J., Chalov S.R., Belozerova E.V. Gold mining impact on riverine heavy metal transport in a sparsely monitored region: the upper Lake Baikal Basin case // *Journal of Environmental Monitoring*. — 2012. — Vol. 14. — № 10. — P. 2780.

DOI: 10.1039/c2em30643c.

Thorslund J., Jarsjö J., Wällstedt T., Mörtz C.M., Lychagin M.Y., Chalov S.R. Speciation and hydrological transport of metals in non-acidic river systems of the Lake Baikal basin: Field data and model predictions // *Regional Environmental Change*. — 2017. — Vol. 17. — № 7. — P. 2007–2021.

DOI: 10.1007/s10113-016-0982-7.

Turner J.N., Brewer P.A., Macklin M.G. Fluvial-controlled metal and As mobilisation, dispersal and storage in the Río Guadiamar, SW Spain and its implications for long-term contaminant fluxes to the Doñana wetlands // *Science of the Total Environment*. — 2008. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2007.12.021.

Young R., Griffith A. Documenting the global impacts of beach sand mining // *EGU General Assembly*. — 2009.

ACKNOWLEDGMENTS

The work was carried out within the framework of the state assignment of the Research Laboratory of Soil Erosion and Fluvial Processes of the Faculty of Geography of Lomonosov Moscow State University (project No. 121051100166-4)